# ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XIV

ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

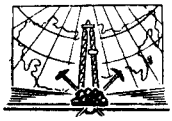
e-copy by API

# ГЕОЛОГИЯ СССР

## ТОМ XIV

## ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ



http://jurassic.ru/

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

# ГЕОЛОГИЯ СССР

*Главный редактор*
*академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1967

http://jurassic.ru/

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ЗАПАДНОСИБИРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

# ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XIV

## ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

(АЛТАЙСКИЙ КРАЙ, КЕМЕРОВО, НОВОСИБИРСКАЯ, ОМСКАЯ, ТОМСКАЯ ОБЛАСТИ)

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Редакторы *В. Д. Фомичев*, *И. Н. Звонарев*
Соредактор *Л. Д. Староверов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1967

http://jurassic.ru/

УДК 550(571.1)


## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ «ГЕОЛОГИИ СССР»

*АССОВСКИЙ А. Н.*
*БЕЛОУСОВ В. В.*
*БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.*
*БОГДАНОВ А. А.*
*БОРУКАЕВ Р. А.*
*БОРОВИКОВ Л. И.*
*ГАРЬКОВЕЦ В. Г.*
*ГОРБУНОВ Г. И.*
*ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.*
*ЕСЕНОВ Ш. Е.*
*ЗУБАРЕВ Б. М.*
*КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.*
*КОСОВ Б. М.*
*КУЗНЕЦОВ Ю. А.*
*МАГАКЬЯН И. Г.*
*МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.*
*(зам. главного редактора)*
*МАЛЫШЕВ И. И.*
*МАРКОВСКИЙ А. П.*
*МАШРЫКОВ К. К.*
*МЕННЕР В. В.*
*МИРЛИН Г. А.*
*МИРЧИНК М. Ф.*
*МУРАТОВ М. В.*
*НАЛИВКИН Д. В.*
*ОРВИКУ К. К.*
*ПЕЙВЕ А. В.*
*(зам. главного редактора)*
*ПОПОВ В. С.*
*РОГОВСКАЯ Н. В.*
*РОЖКОВ И. С.*
*СЕМЕНЕНКО Н. П.*
*СЕМЕНОВИЧ В. В.*
*СИДОРЕНКО А. В.*
*(главный редактор)*
*СМИРНОВ В. И.*
*ТРОФИМУК А. А.*
*ШАТАЛОВ Е. Т.*
*ЩЕГЛОВ А. Д.*
*ЯНШИН А. Л.*
*ЯРМОЛЮК В. А.*

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XIV ТОМА

С. Г. БЕЙРОМ
П. Н. ВАСЮХИЧЕВ
П. Г. ГРЯЗЕВ
И. В. ДЕРБИКОВ
И. Н. ЗВОНАРЕВ
В. П. КАЗАРИНОВ
А. С. КАЛУГИН
Ю. А. КУЗНЕЦОВ
Н. М. МАМЛИН
Ю. К. МИРОНОВ
И. М. МЯГКОВ
Н. Н. РОСТОВЦЕВ
М. Г. РУСАНОВ
С. А. СКРОБОВ
Л. Д. СТАРОВЕРОВ
В. Д. ФОМИЧЕВ
В. А. ХАХЛОВ
В. И. ЯВОРСКИЙ


2—9—1
549—66

http://jurassic.ru/

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

http://jurassic.ru/

http://jurassic.ru/

# ПРЕДИСЛОВИЕ

В XIV томе «Геологии СССР» дано описание геологического строения территории, охватывающей западную часть Алтае-Саянской горной страны, южную и центральную части Западно-Сибирской низменности в пределах Алтайского края и Кемеровской, Новосибирской, Томской и Омской областей. Материалами для составления тома явились результаты многолетних геологических исследований этой территории, главным образом за советский период ее изучения, по 1963 г. включительно. При этом из материалов 1963 г. были использованы лишь главнейшие.

Весьма разнообразное и сложное геологическое строение описанной в томе территории Западной Сибири, неравномерная и не всегда достаточная ее изученность, а также большой коллектив составителей тома естественно вызвали известные затруднения при обобщении материала и составлении единого согласованного описания геологического строения этой территории. Кроме того, следует иметь в виду, что геологическому описанию Западно-Сибирской низменности посвящен специальный — XLIV том «Геологии СССР». В связи с этим геологическая характеристика низменности дана в сжатом виде.

Для территории Западной Сибири, как и для всякой другой, имеются геологические вопросы, не имеющие пока однозначного решения. К числу их относится, например, различное понимание роли и значения древнейших (докембрийских) образований в структурах Алтае-Саянской области. Не во всех складчатых зонах достаточно точно определены этапы геосинклинального и складчатого их развития. Недостаточно четки представления об основных этапах магматической деятельности, магматических комплексах, характере их проявления в различных геотектонических условиях и т. д.

Спорными являются также положения границ между некоторыми геологическими системами и их более мелкими подразделениями, особенно при наличии переходных горизонтов, к числу которых относится, например, остракодовый горизонт ($S_2$—$D_1$) на Салаире; условны границы карбона в разрезе верхнепалеозойских угленосных отложений Кузбасса, возраст ненинской свиты ($Cr_2$—$Pg_1$) в Неня-Чумышской впадине и ее аналогов в Западно-Сибирской низменности, возраст некоторых речных террас и их сопоставление в разных регионах и др.

Для устранения отмеченных затруднений и достижения цельности, однотипности и краткости изложения, особенно при описании стратиграфии и корреляции разрезов, максимально использовались унифицированные и рабочие стратиграфические схемы, утвержденные для Сибири Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1956 и 1960 гг., а также серийные легенды, принятые в последующее время Редсоветом ВСЕГЕИ и его филиалом при СНИИГГИМС для западносибирских серий Государственной геологической карты СССР.

При рассмотрении дискуссионных вопросов редакция стремилась к объективному изложению существующих разных точек зрения, прибе-

http://jurassic.ru/

гая в особых случаях (для отражения наиболее распространенных или, наоборот, частных представлений) к редакционным примечаниям.

Том составлен Западно-Сибирским геологическим управлением с привлечением большого коллектива авторов — сотрудников геологических организаций Министерства геологии СССР (ВСЕГЕИ, ЛОПИ, СНИИГГИМС), Министерства геологии РСФСР (ЗСГУ, НТГУ, ВАГТ), Сибирского отделения Академии наук СССР (ИГиГ, ТЭИ) и томских вузов (ТГУ и ТПИ).

Особое внимание к выполнению этой работы было проявлено начальником Западно-Сибирского геологического управления Н. С. Мамлиным. Большая работа по подготовке материалов тома проведена руководителем темы И. М. Мягковым. В технической работе по оформлению рукописи и графических иллюстраций участвовали З. А. Кротова, К. Б. Молчанова, Г. А. Сибирцева и В. С. Черемных.

В редактировании отдельных частей тома принимали участие ведущие авторы разделов В. А. Кузнецов (докембрий, тектоника), М. К. Винкман (кембрий), К. В. Радугин (ордовик, силур), Л. Н. Краевская (девон), И. В. Лебедев (юра), В. П. Казаринов (мел), С. Б. Шацкий (третичные, четвертичные), Ю. А. Кузнецов (магматизм и метаморфизм), А. А. Земцов (геоморфология).

В процессе редактирования тома ценные замечания и советы по увязке и компоновке материалов были получены от Ф. М. Малиновского и Н. С. Зайцева.

Редакторы считают своим приятным долгом выразить всем названным выше лицам искреннюю признательность за оказанную ими помощь при составлении и редактировании XIV тома.

http://jurassic.ru/

## ВВЕДЕНИЕ

Описанная в XIV томе часть территории СССР, достигающая площади 990 тыс. *км*$^2$, расположена в пределах Томской, Омской, Новосибирской и Кемеровской областей и Алтайского края. В широтном направлении рассматриваемая территория местами протягивается на

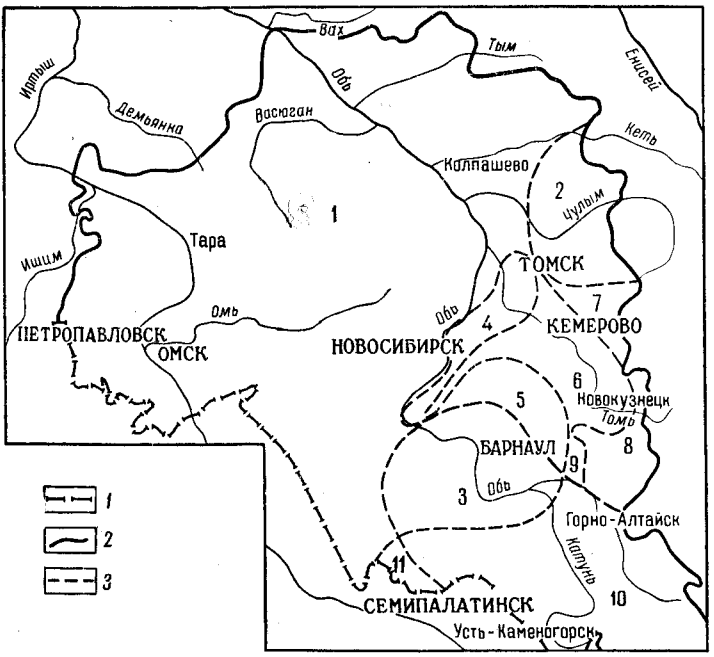



Рис. 1. Геологическое районирование Западной Сибири
*1* — административные границы; *2* — граница территории, вошедшей в XIV том; *3* — границы геологических районов

1000 *км*; по меридиану длина ее превосходит 1250 *км*. Западная и северная границы этой территории проходят вдоль юго-восточной окраины Тюменской области; на юго-западе она граничит с Казахстаном, а на востоке и юго-востоке — с территорией Красноярского края.

Значительная часть рассматриваемой территории расположена в пределах Западно-Сибирской низменности, являющейся одной из крупнейших аккумулятивных равнин земного шара, геологическому описанию которой посвящен специальный XLIV том «Геологии СССР». На юге ее сменяют горные сооружения Алтае-Саянской области — Алтай, Салаир и Кузнецкий Алатау. Наиболее высокие вершины Алтая покрыты вечными снегами и ледниками. Переход от Алтая к равнинной

http://jurassic.ru/

области достаточно резкий, а Кузнецкий Алатау и Салаир, постепенно снижаясь в северном направлении, незаметно сливаются с низменностью.

Различная история геологического развития отдельных крупных геологических структур описываемой территории позволяет произвести достаточно четкое геологическое районирование ее и выделить здесь следующие геологические районы (рис. 1):

1. Южная и Центральная части Западно-Сибирской низменности; 2. Чулымо-Енисейская впадина (западная ее часть); 3. Бийско-Барнаульская впадина; 4. Колывань-Томская складчатая зона; 5. Салаир; 6. Кузнецкий и Горловский бассейны; 7. Кузнецкий Алатау; 8. Горная Шория; 9. Ненинско-Чумышская впадина; 10. Горный Алтай; 11. Северо-Западный Алтай (северная его часть).

http://jurassic.ru/

## *Глава 1*

# ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Судя по свидетельству Геродота (V век до н. э.), уже в те далекие времена в пределах Алтайской горной страны производилась добыча золота и серебра. Следы древних «чудских» копей известны в ряде районов Саяно-Алтайской системы и используются при поисках руд цветных металлов, вплоть до наших дней.

Во второй половине XVI в. горные богатства Западной Сибири привлекали внимание первых русских поселенцев. Имеются сведения, что уже в 1594 г. производилась добыча соли из озер Кулундинской степи; к 1611 г. относятся сведения о добыче поваренной соли в пределах степной полосы, расположенной южнее г. Тары; в царской грамоте 1647 г. говорится о введении пошлины на соль. К 1673 г. относятся указания о находке железной руды у г. Кузнецка, а также слюды и горного хрусталя выше по р. Томи. В том же 1673 г. «серебряник Федька» доставил в Москву серебряную руду с Алтая, из окрестностей Телецкого озера.

В начале XVIII в. была организована первая Сибирская экспедиция Российской Академии Наук под руководством Д. Г. Мессершмидта.

В течение XVIII в. в Сибирь был направлен еще ряд академических экспедиций. В Западной Сибири побывали экспедиции В. Беринга (1725 г.), И. Г. Гмелина (1751—1752 гг.) и др. В это время уже были известны каменные угли Кузбасса и медные руды Алтая. Каменные угли по р. Томи у г. Кемерово были открыты в 1721 г. Михайлом Волковым, а алтайские руды — крепостными, бежавшими на новые земли с Урала. Узнав о находках в Сибири руды, Никита Демидов снарядил на Алтай экспедицию (П. и А. Кабановы и М. Кудрявцев) и в 1726 г. основал там Колыванские (Колывано-Воскресенские) медеплавильные заводы, а также Барнаульский (в 1739 г.), Шульбинский, Змеевский и другие меде- и сереброплавильные заводы, отошедшие в 1747 г. в казну; вместе с огромной территорией в 40 млн. десятин они поступили в ведение б. Кабинета. Территории, охватывающие Алтай, Салаир, Кузнецкую котловину и западный склон Кузнецкого Алатау, вошли в состав Колыванского (Алтайского) округа б. Кабинета; с 1745 г. здесь, кроме меди, начали добывать серебро и золото. Вся эта территория до середины XIX столетия была закрыта для развития частной промышленности и разведки недр.

Во второй половине XVIII столетия работали экспедиции под руководством П. С. Палласа (1771—1776 гг.), который посетил многие горные районы Западной Сибири и осмотрел имевшиеся там заводы, рудники, соляные озера и пр. Ценные данные о работе алтайских рудников приведены в сочинениях Б. Ф. Германа (1797—1801 гг.), И. Г. Георги, И. М. Ренованца (1792 г.), П. Шангина (1795 г.), Линденталя (1788 г.).

В 1771 г. на окраине Салаира, в 50 *км* от г. Кузнецка, был основан Томский железоделательный завод (закрыт в 1864 г.), работавший на местных бурых железняках и отчасти на рудах, привозившихся с Сухаринского месторождения Горной Шории, известного с 1750 г. В 1783 г. в печати (И. М. Ренованц) появляются первые сведения о серебряных рудах Салаирского рудника в Салаирском кряже, открытых в 1781 г.

http://jurassic.ru/

ссыльным рудоискателем Дмитрием Поповым и с 1782 г. находившихся в разработке. В 1793 г. несколько восточнее этого месторождения, на Салаире, построен Гавриловский сереброплавильный завод, работавший на окисленных салаирских рудах и закрытый в самом конце XIX столетия. В 1815 г. еще несколько восточнеё, у подножья Салаира, был основан Гурьевский железоделательный завод, долгие годы работавший на местном сырье (бурые железняки и гематиты Салаира) и существующий до настоящего времени. В конце XVIII в. сведения о Западной Сибири вошли в составленное И. Г. Георги (1797—1800 гг.) общее описание Российского государства.

После временного затишья в начале XIX в. исследование Сибири снова усилилось. К изучению горных богатств и геологии Алтайского округа приступили горные инженеры, составившие первые «геогностические» карты этой территории. Истощение верхних богатых горизонтов серебро-свинцовых рудников Алтайского округа вынуждало горное ведомство снаряжать сюда одну экспедицию за другой. Здесь побывали С. Ф. Ледебур (1829 г.), А. Ф. Гумбольдт (1837 г.), Ф. Гебнер (1836, 1837 гг.), Г. П. Гельмерсен (1838, 1840, 1848 гг.), Г. Розен (1842), П. А. Чихачев (1845 г.), Г. Е. Щуровский (1846 г.), А. Эрман (1847 г.) и др.

Во всех работах этих исследователей освещались территория и рудники Юго-Западного (Рудного) Алтая, находившегося в ведении б. Кабинета. Кроме того, в них приводились некоторые сведения о геологическом строении территории Восточного (Горного) Алтая.

В двадцатых годах XIX в. в Сибири было открыто золото; с 1827 г. добычу россыпного золота разрешили частным лицам. Богатые россыпи были установлены золотоискателями в 1828 г. по р. Берикулю (А. Попов) в Кузнецком Алатау, а затем — в 1830 г. в северном Салаире (Егорьевский промысел, система р. Ик) и др. После этого в течение 30 лет изучение этой территории проводилось военными горными инженерами (А. Генгросс, 1834 г.; Фрезе, 1835 г.; Семенов, 1837 г.; Иваницкий, 1835 г.; Е. Ковалевский, 1835 г.; П. Соколовский, 1835, 1842 гг.; Мор, 1840 г.; Сафонов, И. Полетика, 1860 г. и Г. Е. Щуровский).

С 1842 г. были начаты работы по изучению углей Кузбасса; в этом году П. А. Чихачев впервые указал на карте район распространения угленосных отложений и предложил название «Кузнецкий бассейн». Описание первых разведок кузбасских углей дано М. Корженевским (1852 г.). В 1856 г. была заложена первая в Кузбассе Бачатская казенная копь. Одновременно (в 50-х годах) начали разведку железорудных месторождений Тельбесского и Одра-Баш в Горной Шории. В 1856 г. А. Бояршинов дал геологическую карту юго-западной части Кузбасса и прилегающей части Салаира.

С начала 60-х годов прошлого столетия ассигнования на разведку и изучение золотоносных площадей Алтайского округа были сокращены, производительность рудников и заводов снизилась. Для выяснения причин упадка горного дела Кабинет время от времени посылал комиссии, в составе которых были и специалисты, изучавшие геологическое строение этого края. В составленных ими отчетах отмечены результаты произведенных исследований (Ф. П. Брусницын — 1882 г.; Н. Иосса — 1895 г.; Б. Ф. Котта — 1869, 1871 гг.; Г. Н. Майер и др. — 1882 г.; Б. К. Поленов — 1882 г.; Н. Р. Соколов — 1887 г.).

Б. Ф. Котта (1869, 1871, 1873, 1875 гг.) составил сводное описание Алтая и Салаира с характеристикой действовавших там рудников. Н. А. Кулибин (1867 г.) описал находку самородного олова и оловянного камня в золотоносном аллювии по р. Коучак, в системе р. Бии, и в районе Наркизовских приисков (Горная Шория).

http://jurassic.ru/

Со второй половины XIX в. геологические исследования Сибири производились экспедициями, направленными не только Академией Наук, но и Русским географическим обществом, созданным в 1846 г.; в 1877 г. был открыт Омский отдел Общества. Из академических работ этого периода следует отметить экспедиции А. Ф. Миддендорфа (1871 г.), давшего описание Барабинской степи, и геологические исследования И. Д. Черского (1875, 1887, 1888, 1891 гг.), изучившего профиль вдоль Сибирского почтового тракта от Урала до оз. Байкал и давшего первую характеристику послетретичных отложений Сибири.

В изданиях Географического общества были напечатаны отчеты А. В. Адрианова (1886, 1888 г.), Н. М. Ядринцева (1880, 1882, 1886 гг.) и Л. В. Еремеева (1894 г.).

В 80-х годах прошлого столетия продолжались исследования и разведка углей в юго-западной части Кузбасса, как это видно из отчетов Д. П. Богданова (1883 г.) и Ф. П. Брусницына (1883 г.); с 1888 г. начато изучение северных районов Кузбасса (А. Н. Державин, 1896 г.).

В конце восьмидесятых годов открылся Томский университет, сотрудники которого — профессор А. М. Зайцев и А. Н. Державин — выполняли геологические работы по изучению Кузбасса (А. Н. Державин, 1890, 1891, 1893, 1895, 1896, 1898, 1913 гг.) и золотоносных районов северной части Кузнецкого Алатау (А. М. Зайцев, 1894, 1896, 1903 гг.).

Крупнейшим событием для Сибири в конце XIX в. было сооружение Сибирской железнодорожной магистрали. Строительство ее сопровождалось геологическими исследованиями и поисково-разведочными работами, результаты которых были изложены в специальном издании «Исследования по линии Сибирской ж.-д.». В Западно-Сибирской партии, изучавшей интервал от Урала до г. Ачинска, работали К. И. Богданович, Н. К. Высоцкий, А. А. Краснопольский, А. К. Мейстер; между рр. Томью и Обью работали также А. Н. Державин и А. М. Зайцев. П. К. Яворовский (1898, 1899 гг.) провел разведочные работы на каменные угли в Анжеро-Судженском районе, где после этого был заложен ряд угольных шахт. А. А. Краснопольский (1898 г.) и А. М. Зайцев (1894, 1896 гг.) описали геологическое строение северной окраины Кузнецкого Алатау и прилегающего к нему района буроугольных месторождений Чулымо-Енисейского бассейна. А. Н. Державин (1896 г.) оконтурил на карте угленосные отложения Кузбасса, а Н. Нестеровский (1896 г.) написал «Геогностический очерк Кузнецкого бассейна».

П. П. Гудков (1911 г.) изучил золотой Берикульский рудник на северной окраине Кузнецкого Алатау. В. А. Обручев (1911 г.) составил «Геологический очерк золотоносных районов Сибири», в котором дана сводка геологических и разведочных работ в районах Западной Сибири.

К тому же периоду (1894 г.) относится организация в составе б. Кабинета «Геологической части» под руководством А. А. Иностранцева. Несколько ранее (в 1893 г.) Кабинетом были начаты разведочные работы в Тельбесском железорудном районе Горной Шории (Крупский, 1896 г.). В 1896 г. лучшие каменноугольные и железорудные районы Кузбасса и Горной Шории были переданы в аренду «Обществу восточносибирских заводов», которое начало разведку Тельбесского, Одрабашского и Темиртауского месторождений.

В работах «Геологической части» принял участие преимущественно профессорско-преподавательский состав университетов, в основном Петербургского (П. Н. Венюков, А. А. Иностранцев, Я. А. Макеров, Г. Г. Петц, Б. К. Поленов, Г. И. Танфильев, И. П. Толмачев, С. А. Яковлев), а также Томского (А. Н. Державин, А. М. Зайцев). Было намечено составить геологическую карту в масштабе 10 верст в дюйме для

http://jurassica.ru/

всего Алтайского округа. Работы продолжались по 1908 г. и остались незаконченными. Завершили изучение лишь четырех северных листов, охватывающих почти весь Кузбасс и прилегающие к нему части Кузнецкого Алатау и Салаира; изучили также северную и западную части Алтая с прилегающей степью. При этом впервые были выявлены крупные угольные ресурсы Кузбасса.

В работах Г. И. Танфильева (1901, 1902 г.) было дано описание Кулундинской и Барабинской степей. Вдоль трассы проектировавшейся тогда Южно-Сибирской ж.-д. магистрали работал И. П. Толмачев (1913 г.).

В связи с постройкой Сибирской железной дороги и потребностью Переселенческого управления в Западной Сибири с 1895 по 1913 г. проводились большие гидрогеологические и гидротехнические исследования, в отчетах по которым (И. Н. Жилинский, 1907—1908 гг.; Д. В. Нагорский, 1914 г.; А. П. Нифантов, 1911, 1914 гг.; Г. О. Оссовский, 1893, 1895, 1896 гг. и др.) имеются и геологические данные.

Следует также отметить многолетние (с 1895 г.) путешествия по Алтаю ботаника В. В. Сапожникова (1911, 1919 гг.), производившего в основном географические исследования. Изучение современного оледенения и геоморфологии высокогорного Алтая проводили В. В. Резниченко (1912, 1914 гг.) и Гранэ (1915, 1916 гг.).

Минералогия и рудные месторождения Западного Алтая описаны в работах П. Л. Пилипенко (1915 г.). Геологию района Телецкого озера в Горном Алтае (лист Улала) изучал с 1906 г. С. А. Яковлев (1908 г.). В 1914 г. В. А. Обручев (1914, 1915, 1916 гг.) выполнил пересечение центральной части Алтая.

В 1913 г. недра Кузнецкого бассейна и прилегающих к нему горных кряжей были сданы царским правительством (б. Кабинетом) в долгосрочную аренду акционерному обществу «Кузнецких каменноугольных копей» (Копикуз), которое намеревалось развернуть здесь каменноугольную и металлургическую промышленность. По приглашению общества с 1914 г. изучение Кузбасса начала группа геологов во главе с Л. И. Лутугиным. В состав этой группы входили П. И. Бутов, А. А. Гапеев, В. С. Панкратов, А. А. Снятков, В. И. Яворский и И. С. Яговкин. В 1915 г. Л. И. Лутугин умер во время работ в Кузбассе, но начатые им исследования продолжались и в послереволюционное время.

Изучение железорудных и флюсовых месторождений Горной Шории производила кафедра геологии Томского политехнического института под руководством П. П. Гудкова (1916, 1921 гг.). Одновременно в Кузбассе работала группа известного доменщика М. К. Курако. В Кузнецком Алатау с 1913 г. начала работать партия Геологического комитета, возглавляемая А. Н. Чураковым (1916 г.).

В начале девяностых годов прошлого столетия в Томске начали издавать «Вестник золотопромышленности», преобразованный в 1904 г. в «Горные и золотопромышленные известия», просуществовавшие до 1915 г.

В начале XX столетия появились сводные геологические работы, в которых описывалось и геологическое строение рассматриваемой территории. Так, в третьем томе «Лика Земли» Э. Зюсса (1901 г.) ряд глав посвящен Сибири. В 1905 г. В. С. Реутовский напечатал двухтомную сводную работу «Полезные ископаемые Сибири» (рудные и нерудные). Сведения о геологии Сибири имеются и в сводной работе Л. Де-Лоннэ (1911 г.), посвященной описанию геологического строения и горных богатств Азии. И. П. Берсеневич (1912 г.) написал экономическую сводку по золотопромышленности Томского горного округа. И. П. Толмачев (1914 г.) составил краткую сводку по геологии Западной Сибири.

http://jurassic.ru/

В 1915 г. при Академии Наук была создана Комиссия по изучению производительных сил России (КЕПС), составившая сводки по всем видам минерального сырья, в том числе и по известным тогда западносибирским месторождениям.

Древнюю фауну и флору из Западной Сибири в предреволюционный период определяли: Г. Г. Петц, А. А. Стоянов, И. П. Толмачев, Ф. Н. Чернышев, М. Д. Залесский, С. К. Космовский, М. Э. Янишевский, И. Петунников, И. И. Шмальгаузен и др.

Великая Октябрьская социалистическая революция внесла в геологическое изучение Западной Сибири коренные изменения. После временного затишья геологические исследования в Западной Сибири стали развиваться усиленными темпами. Вначале (до 1929 г.) основные работы здесь выполнял Геологический комитет.

В 1919—1920 гг. в г. Томске по инициативе геологов — преподавателей Томского технологического института было образовано Сибирское отделение Геологического Комитета (М. А. Усов, А. В. Лаврский, П. П. Гудков, М. К. Коровин, Б. Л. Степанов, К. Г. Тюменцев, А. М. Кузьмин, М. Ф. Нейбург, Н. Н. Урванцев, В. А. Обатуров, Б. Ф. Сперанский, Е. Д. Стрижанович, И. К. Баженов и др.). С 1930 г. оно стало бурно расти и было переименовано в Западно-Сибирское геологоразведочное управление (ЗСГРУ), в 1932 г. — в Западно-Сибирский геологоразведочный трест (ЗСГРТ), затем в Западно-Сибирский геолого-гидрогеодезический трест (ЗСГГГТ) и, наконец, в 1938 г. — в Западно-Сибирское геологическое управление (ЗСГУ).

В 1957 г. в г. Новосибирске на базе Сибирского филиала ВНИГРИ Министерства геологии и охраны недр СССР был организован Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГИМС).

Расширила за последние годы работы в Сибири Академия наук СССР. В г. Новосибирске сначала (1944 г.) был создан Западно-Сибирский филиал АН СССР с Горногеологическим институтом, а затем (в 1957 г.) — Сибирское отделение АН СССР с Институтом геологии и геофизики.

Основные этапы истории геологического изучения Западной Сибири в послереволюционное время изложены раздельно по наиболее крупным геологическим регионам.

### *КУЗНЕЦКИЙ И ГОРЛОВСКИЙ БАССЕЙНЫ*

В первые послереволюционные годы изучения геологии Кузнецкого бассейна продолжали геологи группы Лутугина, влившейся с 1918 г. в состав Геологического комитета. Результаты этих исследований были завершены двумя из основных участников их — П. И. Бутовым и В. И. Яворским; в 1925 г. они составили геологическую карту бассейна, а в 1927 г. издали монографию «Кузнецкий каменноугольный бассейн». В конце этого периода в работах по Кузбассу приняли участие и другие геологи Геолкома (С. В. Кумпан, В. Д. Фомичев, Г. А. Иванов и Ю. Ф. Адлер). Территория Горловского антрацитового бассейна была заснята Б. Ф. Сперанским (1924, 1926 гг.).

Кроме обобщающей монографии, П. И. Бутов (1922, 1925, 1926 гг.) и В. И. Яворский (1922, 1923, 1924 гг.) дали в это время более подробные описания геологии ряда промышленных районов бассейна. С 1918 г. в Кузбассе начал работать М. А. Усов (1919, 1920, 1923, 1924, 1926, 1929, 1930 гг.).

С 1925 г. Геологический комитет приступил к составлению детальной геологической карты Кузбасса. Работы эти были начаты в Кемеров-

http://jurassic.ru/

ском (С. В. Кумпан и В. Д. Фомичев) и Шестаково-Бачатском (В. И. Яворский) районах бассейна. В 1926 г. съемками были охвачены также Анжеро-Судженский (П. И. Бутов, С. С. Румянцев, П. Г. Грязев), Афонинский (Ю. Ф. Адлер) и Кузнецкий (Араличево) районы (В. И. Высоцкий и В. Е. Некипелов).

В составлении детальной карты Кузбасса в разное время приняли участие геологи Ю. Ф. Адлер, П. И. Бутов, П. Н. Васюхичев, В. И. Высоцкий, П. Г. Грязев, И. Н. Звонарев, Н. Ф. Карпов, Б. С. Крупенников, С. В. Кумпан, В. И. Марченко, В. В. Мокринский, В. Е. Некипелов, О. В. Попова, Г. П. Радченко, С. С. Румянцев, Д. Г. Самылкин, В. И. Скок, А. В. Тыжнов, В. Д. Фомичев, Б. И. Чернышев, С. И. Шкорбатов, В. И. Яворский и др.

С 1932 г. начались работы по составлению сводной карты бассейна в более мелком масштабе, чем карта 1925 г. Авторами ее явились все геологи-угольщики, работавшие в то время в Кузбассе, редакторами — геологи ЦНИГРИ В. И. Яворский, С. В. Кумпан и В. Д. Фомичев и геологи ЗСГУ Ю. Ф. Адлер, И. Н. Звонарев и А. В. Тыжнов.

Представления о стратиграфии угленосной толщи подвергались после 1927 г. значительным изменениям. Уже в 1929 г. В. Д. Фомичев отметил, что вместо выделенных в 1925 г. семи верхнепалеозойских свит угленосной толщи в Кузбассе имеются всего три свиты: балахонская, безугольная и кольчугинская, на которые несогласно налегают угленосные юрские отложения. Наличие последних в бассейне было отмечено по флоре М. К. Ельяшевичем (1922, 1927 гг.) и доказано работами М. Ф. Нейбург (1929 и др.), Л. М. Шорохова (1929 г.), В. А. Хахлова (1929 г.) и др.

В последующем в стратиграфическую схему Кузбасса вносились дополнения и детализация: В. И. Яворский (1933, 1936 гг.) и Б. И. Чернышев (1933, 1936 гг.) установили здесь наличие триасовых отложений; непродуктивные низы балахонской свиты стали выделять в самостоятельную евсеевскую подсвиту или острогскую свиту и т. д.

В результате послойного изучения разрезов продуктивных отложений рядом исследователей (В. Д. Фомичев, 1930, 1931, 1932, 1934, 1935, 1940 гг.; В. И. Яворский, 1936, 1938 гг.; Г. П. Радченко, 1938, 1940 гг.; Ю. А. Жемчужников, 1948 г.; А. П. Ротай, 1938 г.; М. А. Ржонсницкая, 1937 г.; А. В. Тыжнов, 1931 г. и др.) было произведено более дробное их расчленение.

Были даны геологические описания территории Кузбасса, составленные как отдельными лицами — В. Д. Фомичев (1933, 1940 гг.), В. И. Яворский (1935 г.), П. И. Дорофеев (1936 г.), так и коллективами авторов. Наиболее полной является монография по Кузнецкому бассейну под редакцией В. И. Яворского. Кроме них, в свет вышло много работ по отдельным районам и в том числе работы Ю. Ф. Адлера, П. И. Бутова, П. Н. Васюхичева, В. И. Высоцкого, П. Г. Грязева, П. И. Дорофеева, И. Н. Звонарева, Н. Ф. Карпова, Б. С. Крупенникова, С. В. Кумпана, В. Е. Некипелова, Г. П. Радченко, Д. Г. Самылкина, В. И. Скока, В. В. Станова, А. В. Тыжнова, В. Д. Фомичева, В. А. Хахлова, В. И. Яворского и др.

По геологии Барзасского района, девонские отложения которого содержат своеобразные лептобиолитовые угли, имеются работы С. В. Кумпана, В. А. Орестова, А. В. Тыжнова, О. В. Поповой, С. И. Шкорбатова и др. Б. Ф. Сперанский (1935 г.) составил геолого-экономический очерк Горловского бассейна.

Большое значение имели тектонические работы М. А. Усова (1933, 1935, 1936, 1940 гг.), особенно его обобщающая сводка «Фазы и циклы тектогенеза Западной Сибири» (1936).

http://jurassic.ru/

Изучением магматических пород Кузбасса и литологии осадочного его комплекса занимались М. А. Усов, Ф. Н. Шахов (1927 г.), В. П. Батурин (1935 г.), Л. Г. Котельников (1932 г.), Е. В. Шумилова (1936 г.), В. И. Марченко (1940—1947 гг.), В. Н. Доминиковский (1941 г.) и др.

Изучением геологического строения промышленных площадей бассейна занимались П. И. Дорофеев, К. Ф. Гераскевич, А. М. Журавлев и С. Ф. Трофимов, Г. М. Костоманов, И. Д. Куташов, В. В. Станов, И. И. Молчанов, Н. А. Воронкин, Э. М. Сендерзон, А. В. Кузнецов, Н. Я. Васильев, Г. А. Селятицкий, А. А. Костливцев, Н. М. Белянин, В. П. Венгржановский и многие другие. Антрациты Горловского бассейна изучали Б. Ф. Сперанский, В. А. Мельников, А. И. Семенов, И. П. Максимов, А. К. Тарабукин и др.

Углепетрографы И. И. Аммосов, Э. В. Ергольская и Ю. А. Жемчужников, а также А. А. Ларищев, А. Б. Травин, И. Э. Вальц и др. изучали петрографию кузбасских углей. Споры из углей Кузбасса описали А. А. Любер, Е. М. Андреева, Л. Л. Дрягина и др.

Наряду с изучением вод в шахтах производилось общее гидрогеологическое изучение бассейна (П. И. Бутов, М. И. Кучин, П. А. Удодов, С. Г. Бейром, М. А. Кузнецова, В. В. Пономарев, Ф. П. Нифонтов и др.).

Проблема нефтеносности бассейна была выдвинута в 1932 г. И. М. Губкиным. К ее изучению приступили в 1933 г. (А. В. Тыжнов, О. В. Попова, С. И. Чернов, С. Ф. Петухов, М. М. Чарыгин и др.). Первые глубокие нефтепоисковые скважины бурились в устье р. Барзаса у пос. Невского.

В годы Великой Отечественной войны были расширены работы в старых районах; геологи ЗСГУ перешли на освещение новых: Кондомского (В. И. Скок и др.), Томь-Усинского (Г. П. Радченко, В. И. Марченко и др.), южной части Анжеро-Судженского района (П. Г. Грязев, Г. М. Костоманов и др.).

Продолжалось и детальное геологическое картирование отдельных районов бассейна: Зарубинского (А. В. Тыжнов), Анжеро-Судженского (П. Г. Грязев), Подъяковского (С. В. Кумпан и В. И. Марченко), Кемеровского (В. И. Скок).

Ю. А. Жемчужников (1944, 1948 гг.), М. Ф. Нейбург (1943 г.) и другие более детально изучили и расчленили разрезы кузнецкой, ильинской и ерунаковской свит. А. В. Тыжнов (1941 г.) произвел тектоническое районирование и составил тектоническую карту Кузбасса.

В 1944 г. В. И. Яворский составил карту распространения углей различного качества в Кузбассе с объяснительной запиской. Перегонные угли Западной Сибири были описаны И. Н. Звонаревым, И. П. Максимовым и К. В. Курындиным (1945 г.).

Работы в Горловском бассейне были возобновлены в конце войны ЗСГУ (А. Л. Матвеевская, М. И. Киселев, А. И. Кукуев, В. Я. Сычев и др.) и трестом «Кузбассуглеразведка» (И. И. Молчанов, Н. М. Яганов и др.). Геофизическими исследованиями и бурением угленосные отложения бассейна проследили на юго-запад к разъезду № 8 Алтайской ж.-д. и далее — до с. Карасева в 45 *км* от этого разъезда.

После окончания войны снова началось более разностороннее и широкое изучение Кузнецкого бассейна; возобновилось детальное геологическое картирование бассейна; стали составлять карты южных и центральных его районов (Н. М. Белянин, Д. М. Бернякович, Н. Я. Васильев, Р. Е. Выдрина, З. Д. Завистовская, Г. М. Костоманов, М. Н. Лубяновский, И. И. Молчанов, А. А. Муратов, Э. М. Сендерзон, Е. А. Сержантова, Э. М. Пах, Г. А. Селятицкий, С. Р. Шутов, Н. М. Яганов, А. И. Янкелевич и др.).



http://jurassic.ru/

В 1951 г. В. И. Яворский (по материалам ЗСГУ и Кузбассуглеразведки) составил геологическую карту бассейна, указав в ней положение угольных пластов. Увязка Кузбасса с соседними территориями была уточнена на сводных геологических картах, составленных в это время Б. Ф. Сперанским, А. В. Тыжновым и др.

В это же время флору и фауну Кузбасса изучали сотрудники палеонтологического кабинета Кемеровского геологического управления (С. Г. Горелова и др.) и Томского политехнического института (Л. Л. Халфин, Р. Н. Бенедиктова, О. А. Бетехтина и др.). С 1953 г. к изучению стратиграфии Кузбасса приступили сотрудники ВНИГРИ (В. Б. Тризна, Г. Н. Карцева, В. Б. Цырлина и др.) и палеонтологического института АН СССР (Т. Г. Сарычева и А. Н. Никольская, Н. И. Новожилов, О. М. Мартынова, Е. Э. Беккер-Мигдисова и др.). В 1951 г. издана монография Б. Н. Чернышева по девонским табулятам, а в 1952 г. — работа М. А. Ржонсницкой по брахиоподам девона Кузбасса. П. Ф. Ли и В. И. Яворский изучали литологию угленосной толщи Кузбасса и в частности красноярских песчаников (1947, 1951 гг.).

В 1954 г. в г. Ленинске-Кузнецком было проведено II всесоюзное совещание, принявшее новую более дробную стратиграфическую схему Кузбасса.

В 1956 г. ВСЕГЕИ опубликован атлас по фауне и флоре угленосной толщи Кузбасса под редакцией В. И. Яворского (1956 г.).

Изучение нефтегазоносности бассейна в военные годы почти прекратилось и было сосредоточено в основном в Крапивинском районе по СВ окраине бассейна (С. Ф. Петухов, П. А. Кремнев, Е. Г. Грицай, Н. Г. Сазонов и др.). В 1944 г. А. В. Тыжнов написал сводку данных по нефтеносности Кузбасса. Проявления битумов были известны в то время лишь в девонских (Ю. А. Кузнецов, 1927 г.) и нижнекаменноугольных (А. В. Тыжнов, 1935 г.) отложениях СВ окраины бассейна.

В 1948 г. изучение нефтеносности Кузбасса возобновило Министерство геологии. Сотрудники треста «Запсибнефтегеология» (С. И. Чернов, Г. К. Чикунков, Н. Д. Семенов и др.) приступили к доизучению Ермаковской структуры; началось опорное роторное и структурное бурение у с. Борисова и по р. Заломной.

В конце 1950 г. было начато бурение у пос. Воскресенского, с. Сыромолотного и д. Абашевой. В связи с этими работами Сибирский геофизический трест стал проводить в Кузбассе электроразведку и магнитометрические работы (Н. Г. Рожок, М. И. Киселев, Т. И. Лебедев и др.).

В 1955 г. коллективами Кузбассуглегеологии, ЗСГУ и ВУХИН были составлены новые карты прогноза качества углей Кузбасса. Закономерности проявления метаморфизма углей в Кузбассе изучал В. И. Скок (ЗСГУ, Кузбассшахтопроект). Углепетрографией занимались А. Б. Травин (ЗСФАН), Т. А. Громова (ЗСГУ) и др.

Продолжалось углубленное изучение фауны, флоры и стратиграфии угленосной толщи Кузбасса (Л. Л. Халфин, С. Г. Горелова, Л. Л. Дрягина, Г. П. Радченко, А. Р. Ананьев, И. В. Лебедев, С. В. Сухов и др.). В 1956 г. во ВСЕГЕИ на Межведомственном стратиграфическом совещании были приняты унифицированные стратиграфические схемы Сибири и в том числе для Кузнецкого бассейна.

В 1956—1957 гг. коллективом геологов ЗСГУ и Кузбассуглегеологии были составлены геолого-промышленные очерки и произведен пересчет запасов углей Кузнецкого, Горловского и других бассейнов Западной Сибири.

ЗСГУ и трестом «Кузбассуглегеология» выявлены крупные месторождения подземных вод в юрских отложениях центральной части Кузнецкого бассейна (С. Г. Бейром, В. В. Пономарев, А. Г. Савин и др.) и

http://jurassic.ru/

Подобасско-Тутуясской мульде (О. В. Сухопольский и В. П. Чуприн). Установлены крупные запасы подземных вод в красноярских песчаниках Кемеровского района (В. К. Иевлев и др.). Гидрогеологически изучены почти все промышленные угленосные районы бассейна (С. Ф. Трофимов, М. А. Кузнецова, Е. В. Пиникер, Н. С. Солярская, В. Д. Буров, В. П. Шипачев и др.).

За последние годы усилились работы по комплексному изучению опорных разрезов верхнепалеозойских и мезозойских отложений Кузбасса (С. П. Микуцкий — 1956 г., С. В. Максимова — 1961 г., Г. Н. Процветалова — 1957 г., Т. Г. Сарычева и А. Н. Сокольская — 1956 г., А. П. Чухраева — 1962 г., С. Г. Горелова — 1962 г., Н. П. Тараканова 1953 г., 1961 г., В. В. Коперина — 1962 г., Н. Г. Беленко — 1962 г., Э. М. Сендерзон — 1962 г., Н. А. Васильева — 1962 г., И. В. Лебедев — 1950 г., 1956 г., И. Н. Звонарев — 1962 г. и др.).

### *ГОРНЫЕ РАЙОНЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ*

В пределах Западной Сибири расположена западная часть этой территории: западные склоны Кузнецкого Алатау и Горной Шории, Горный и частично Рудный Алтай, Салаирский кряж и Колывань-Томская складчатая зона.

В первые годы после Великой Октябрьской революции здесь выполняли съемочные и поисковые работы геологи Геологического Комитета и его Сибирского отделения.

В это время (1914—1932 гг.) геологическую съемку Кузнецкого Алатау производил А. Н. Чураков (1932 г.). На северной окраине этого горного сооружения (в Мариинской тайге) работал (с 1918 по 1928 гг.) Д. В. Никитин. Многочисленные находки археоциат позволили ему все древнейшие толщи этого района отнести к кембрию.

В 1926—1928 гг. в Тельбесском железорудном районе Горной Шории производил работы К. С. Филатов под руководством М. А. Усова; М. А. Усов (1930 г.) составил геологическую карту Тельбесского района; общее геологическое изучение Кондомского района Горной Шории произвел К. Г. Тюменцев (1931 г.).

С 1921 г. геологическим изучением Салаира занимался Б. Ф. Сперанский. К 1934 г. он составил итоговый отчет по этим исследованиям с первой геологической картой всего кряжа. В 1922 г. В. И. Яворский и П. И. Бутов (Яворский, 1924) установили на окраине Салаира (в районе г. Орлиной у г. Гурьевска) наличие ордовика, а К. В. Радугин (1926 г.) там же фаунистически доказал наличие среднего и верхнего кембрия, ордовика и силура.

Мелкомасштабную съемку (десятиверстная карта) вели в это время К. В. Радугин (1928 г.) — в Томь-Чумышском районе Салаира и А. М. Кузьмин (1928 г.) — в южном Салаире.

На Алтае в 1924 г. была начата геологическая съемка Змеиногорского района (Н. Л. Бубличенко, Н. А. Елисеев, А. А. Никонов и др.), материалы которой использованы при составлении сводной геологической карты Рудного Алтая, изданной ЦНИГРИ в 1935 г.

В 1925 и 1926 гг. В. П. Нехорошев (1925, 1926, 1927, 1929, 1930, 1932) обследовал значительную территорию Горного Алтая. Были установлены кембрийские отложения с археоциатами, доказано широкое развитие силурийских отложений *.

* Силурийскую фауну впервые обнаружил на Алтае Б. К. Поленов еще в 1882 г., но находка эта была забыта; в XX в. ее повторил на той же р. Черный Ануй И. П. Комаров. Алтайский кембрий впервые установил А. М. Кузьмин в 1925 г. на северном побережье Телецкого озера.



http://jurassic.ru/

В 1930 г. работы в Горном Алтае были расширены: Н. Л. Бубличенко приступил к изучению района Телецкого озера, а А. А. Никонов произвел исследования по южному склону Катунского хребта.

В 1929 г. по берегам Телецкого озера работала Алтайская энергетическая экспедиция АН СССР (О. К. Блумберг, 1930 г.); вопросами использования водной энергии Алтая занимались также Н. А. Копылов (1924 г.) и В. П. Нехорошев (1929). Одновременно начали работать в Горном Алтае Л. И. Семихатов, бийский краевед И. П. Комаров и гляциологи братья Б. В. и М. В. Троновы из г. Томска. Изучением фауны Алтая занимались в это время А. А. Никонов и Н. Л. Бубличенко, петрографии — Н. Н. Падуров, Ю. А. Мархилевич и Н. А. Елисеев, тектоники — Н. А. Елисеев и В. П. Нехорошев. По общей тектонике Алтая написал статьи В. А. Обручев (1926, 1927).

С 1931 г. изучение Западной Сибири перешло в основном к местным организациям. В это время в Мартайге работали П. С. Краснопеева (1934 г.), А. Р. Ананьев и Д. А. Васильев (1936 г.), А. А. Зенкова и Ю. П. Казакевич; все они развитые здесь толщи отнесли к докембрию.

С 1939 г. в средней части западного склона Кузнецкого Алатау начал работать сотрудник ВСЕГЕИ А. Л. Додин (1939, 1940 гг.), взявший за основу схему Д. В. Никитина, а в Тайдоно-Терсинском районе — В. А. Кузнецов (1940 г.), определивший возраст нижних горизонтов здешнего разреза как архейский и протерозойский.

Геологическим картированием Балыксинского района (на границе с Горной Шорией) были заняты К. Г. Тюменцев (1932 г.), В. А. Кузнецов и В. К. Монич.

В 1932 г. Ю. А. Кузнецов (ЗСГРТ) сообщил о наличии в Кузнецком Алатау двух гранитных интрузий — каледонской и девонской; по его мнению железооруденение связано с более молодой из них.

Геологическую съемку Горной Шории в течение 1931—1932 гг. выполнил коллектив геологов ЗСГУ (В. Д. Вертель, К. А. Батов, Г. П. Болгов, Е. И. Гореванов, А. С. Егоров, А. А. Зенкова, А. К. Кюз, Г. Пятницкая, Л. Л. Пожарицкий, А. Г. Сивов, Я. П. Тунин, М. Ф. Черкашенин, П. М. Филимонов и др.), работавший под руководством А. М. Кузьмина и А. А. Васильева.

Результаты исследований обобщил А. М. Кузьмин (1933 г.). Уточнением стратиграфии древнейших толщ Горной Шории в 1934—1935 гг. занималась тематическая партия К. В. Радугина (1936 г.); последний пришел к выводу о наличии здесь наряду с мощными (более 5 *км*) кембрийскими отложениями мощного же (более 9 *км*) докембрийского (протерозойского) комплекса отложений с *Newlandia*.

Более детальное геологическое изучение Салаира было начато в тридцатых годах ЦНИГРИ и ЗСГУ. Здесь работали: Г. П. Болгов по северной окраине кряжа; Г. И. Кириченко, В. Н. Махаев и Б. И. Чернышев в центральных районах; А. А. Зенкова и А. Л. Матвеевская на юго-востоке и северо-западе; А. Г. Вологдин и А. А. Предтеченский по северо-восточной окраине; И. Е. Шатров и О. К. Полетаева в осевой части кряжа; в 1940 г. Г. И. Кириченко и М. М. Грунин — вдоль железной дороги, пересекающей Салаир.

Стратиграфию нижнего палеозоя Салаира изучали в это время у г. Гурьевска И. С. Цейклин (1935 г.), В. Д. Фомичев (1937 г.), В. И. Яворский (1940 г.). Фауну описали В. Н. Вебер, Б. И. Чернышев, В. И. Яворский, Е. В. Лермонтова, А. Г. Вологдин, П. С. Краснопеева и др.

Широкие исследования развернулись в тридцатых годах и на Алтае. С 1931 г. на границе Алтая и Горной Шории работали отряды

http://jurassic.ru/

Алтайско-Кузнецкой экспедиции АН СССР (П. И. Лебедев, Г. Д. Афанасьев и др.).

В 1930—1935 гг. большая группа геологов ЗСГРТ провела геологосъемочные работы на территории Горного Алтая. Исследованиями были захвачены северный и центральный районы его до р. Катуни на востоке и верховьев р. Чарыша на юго-западе. Здесь работали М. А. Усов, К. В. Радугин, Л. Н. Краевская, В. А. Кузнецов, А. С. Митропольский, А. М. Ненахов, Л. Л. Халфин, И. П. Комаров, П. Ф. Красников, М. М. Тарнопольский и др. Одновременно производились работы в юго-восточной части Алтая — в верховьях р. Башкауса, Курайском хребте, по рр. Чуе и Аргуту, в Южно-Чуйских белках. Геологическую съемку этой территории провели Н. Н. Горностаев, Ф. Н. Шахов, В. А. Кузнецов, Л. Н. Краевская, А. С. Мухин, А. А. Зенкова, А. С. Потебня и др. Изучением стратиграфии и мшанок девона Горного Алтая занималась П. С. Краснопеева (1935 г.).

В Онгудайском районе в 1935—1936 гг. работал Ю. А. Кузнецов (1939); Г. В. Пинус изучал Чемальский район восточнее р. Катуни.

С 1937 г. под руководством А. Н. Чуракова (1940 г.) в центральном Алтае работала Ойротская экспедиция АН СССР. А. Н. Чураков изучал Айгулакский и Курайский хребты и отнес к протерозою баратальскую и вышележащую чибитскую свиты. К. В. Радугин по заданию экспедиции уточнил строение Чемальского листа. Геологию района горы Мурзинки (СЗ Алтай) изучал в 1937 г. А. И. Александров. Л. Л. Халфин, Э. З. Бульванкер, Н. Л. Бубличенко и А. Г. Сивов изучали палеонтологические находки из отложений девона и кембрия Алтая. Общее геологическое изучение района г. Новосибирска и низовьев р. Ини произвел А. И. Гусев (1934 г.). В пределах правобережья р. Оби, ниже г. Камня, работали Л. Н. Краевская (1936 г.) и В. П. Казаринов (1943 г.).

Изучение древней фауны и флоры этой территории производили Л. Н. Краевская (1935 г.), В. А. Хахлов (1930, 1931, 1943 гг.), Л. А. Рагозин (1939 г.), В. Д. Фомичев (1936 г.). В 1939—1944 гг. ЗСГУ развернуло геофизические работы в Горной Шории (Ю. С. Глебовский, А. И. Кацков, А. А. Логачев, Ю. Н. Грачев, А. Т. Майборода).

На Салаире в военные годы продолжалось геологическое картирование. Были засняты территории районов: Коуракского (В. Д. Фомичев и В. П. Казаринов), Залесовского (М. Н. Букина и Б. Ф. Сперанский), Гурьевско-Салаирского (Б. Ф. Сперанский), Локтевского (А. С. Кириллов и В. Ф. Сенцова).

Геологическая съемка на Алтае была развернута преимущественно в северных районах. От ЗСГУ там работы вел Ю. А. Кузнецов в Курьинском районе; Ю. А. Спейт и И. П. Коропец — в районе Белокурихинского гранитного плутона, а З. П. Потапова, С. Ф. Дубинкин и М. К. Винкман работали в Прикатунье.

В послевоенное время работы, проводимые западносибирскими геологическими организациями, снова стали разнообразнее; расширились тематические и геологосъемочные работы.

В Горной Шории к геологическому картированию приступили геологи ЗСГУ В. М. Сенников, А. Б. Гинцингер и В. И. Лаврентьев, И. В. Дерюгин и Е. П. Зайченко, Р. Н. Хопина, Л. Ф. Сабурова, В. П. Студеникин, Г. А. Курганов, а также А. Л. Додин (из ВСЕГЕИ).

С 1946 г. геологи ЗСФАН (Г. Л. Поспелов, Б. М. Кляровский, Н. Х. Белоус, С. С. Лапин и др.) начали геолого-структурные исследования магнетитовых месторождений Горной Шории.

Геологическое картирование, широко развернутое в послевоенные годы в пределах Кузнецкого Алатау, позволило расширить там площади распространения нижнепалеозойских и верхнедокембрийских образова-

http://jurassic.ru/

ний (за счет сокращения площадей развития протерозоя и архея). Выявилась большая роль для этих территорий разломов и зон смятия.

На Салаире после 1945 г. развернулись работы в Залесовском районе (М. П. Нагорский), Гурьевско-Салаирском (Б. Ф. Сперанский) и в южной части кряжа. Б. Ф. Сперанский и А. В. Тыжнов составили мелкомасштабные обзорные геологические карты. К 1957 г. В. Д. Фомичевым была написана монография «Геологический очерк Салаира».

На Алтае ЗСГУ были созданы геологосъемочные экспедиции, которые в 1945—1956 гг. засняли ряд районов Горного Алтая (Н. В. Дерюгин, Е. Н. Захарченко, К. Д. Нешумаева, Р. И. Хопина, Л. Ф. Сабурова, В. П. Студеникин, В. М. Сенников, А. Б. Гинцингер, В. И. Лаврентьев, Г. А. Курганов, М. К. Винкман, С. Ф. Дубинкин, Р. Ф. Колпакова, А. Н. Прохоров, Н. М. Пивень, Я. Р. Зильберман, Б. Л. Бальтер, Б. Н. Лапин, А. Л. Бурухин, А. Ф. Белоусов, Б. В. Голошейкин, И. И. Щеглов, В. А. Мартынов).

С 1951 г. к геологической съемке С-З Алтая приступил Всесоюзный аэрогеологический трест (ВАГТ); здесь работали геологи Д. И. Горжевский, К. Я. Михайлов, В. И. Тихонов, В. З. Аристов и др. Несколько позже работами ВАГТ были охвачены многие районы Горного Алтая.

Во время этих работ на Алтае была найдена фауна нижнего кембрия (Прикатунье), выделены нижележащие докембрийские свиты (карбонатная — баратальская и др.); установлено более широкое распространение девона (в том числе нижнего), выделены крупные тела герцинских гранитоидов (аналоги Змеиногорского и Калбинского комплексов), установлены угловые несогласия между кембрием и ордовиком, ордовиком и силуром, между нижним и средним девоном; выявлены зоны смятия (с кристаллическими сланцами) в пределах площадей развития девона.

Л. Л. Халфин опубликовал в 1948 г. монографию по стратиграфии и фауне девона Алтая. В это же время Е. П. Зайченко (ТГУ) были установлены многофазность и сложный состав ряда гранитоидных массивов севера Алтая. Г. А. Курганов и А. С. Калугин отметили в 1948 г. большую металлогеническую и структурно-фациальную неоднородность территории Алтая.

В течение ряда лет в Горном Алтае от АН СССР работала Е. Н. Щукина (1941, 1949, 1956, 1957 гг.), составившая геоморфологическую и четвертичную карты этой территории. Морены ледников Алтая изучали И. М. Мягков (1936 г.), К. Г. Тюменцев, А. Н. Ивановский (1945—1958 гг.), М. В. Тронов, В. В. Шарков.

Первые сведения о минеральных водах Алтая были опубликованы М. Г. Курловым (1925 г.). С 1926 г. ЗСГУ начало исследование термальных вод курорта Белокурихи (М. И. Кучин, П. П. Михайлов, П. А. Лепезин, П. М. Большаков). Сводные гидрогеологические карты Алтая составили С. Г. Бейром, М. И. Кучин, Е. В. Шамина, В. А. Филиппов.

Начиная с 1956 г. были значительно усилены геологические исследования во всех горных районах Западной Сибири, в частности геологические съемки. В результате этого были уточнены стратиграфические легенды для региональных серий Государственной геологической карты. Стратиграфию кембрия Горной Шории (р. Амзас) изучал А. Г. Поспелов, стратиграфию ордовика — Л. Г. Севергина.

На северо-восточной окраине Салаира ЗСГУ и НТГУ развернули в 1957 г. детальные геологические съемки (Е. А. Пономарев, А. А. Арапов, Б. В. Голошейкин, Е. И. Сорока и др.). В это же время производилось геологическое картирование Томского, Солтонского и Кытмановского районов в южной половине кряжа (Х. М. Симуни, А. П. Захаров, Л. А. Ивания и др.).

http://jurassic.ru/

Продолжалось геологическое картирование и в Колывань-Томской зоне (Р. Ф. Колпакова, Т. Ф. Васютинская и др.). А. Л. Матвеевская составила обзорную геологическую карту всей этой территории. В 1961 г. завершено составление Государственной геологической карты для всей территории Горного и северо-западной части Рудного Алтая. Работы произведены большим коллективом геологов ВАГТ, СНИИГГИМС и ЗСГУ (Ю. М. Адаменко, И. И. Белостоцкий, А. Ф. Белоусов, Т. М. Барцева, М. К. Винкман, В. В. Волков, А. Б. Гинцингер, Д. И. Горжевский, В. А. Комар, А. Н. Кононов, Г. Ф. Лунгерсгаузен, К. Д. Нешумаева, Ю. С. Перфильев, В. М. Сенников, В. П. Студеникин, В. Н. Тихонов, В. И. Фоминский, Б. А. Яковлев и др.).

В 1958 г. опубликованы сводная работа В. П. Нехорошева и ряд региональных сборников по стратиграфии и геологии Алтая (ВАГТ, СНИИГГИМС, ЗСГУ).

### *ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ*

В 1927—1932 гг. Сибирским отделением Геолкома (М. И. Кучин) в Кулундинской степи была открыта группа содовых озер Танатар. В 1931—1933 гг. в Кулунде работала комплексная экспедиция АН СССР (А. В. Николаев, С. З. Макаров, И. П. Герасимов и др.), изучавшая геоморфологию почвы, четвертичную геологию и соленые озера этой территории (Герасимов, 1932, 1934, 1935, 1936, 1937, 1939, 1940). В 1932 г. А. П. Православлев изучал четвертичные отложения Приобья Кулундинской степи. По солям Кулунды работали от АН СССР И. Н. Гладцын (1929, 1932 гг.) и от ЗСГУ М. И. Кучин (1929, 1931, 1934, 1940 гг.). Последний проводил также исследование гидрогеологических условий и подземных вод низменности (М. И. Кучин — 1929, 1932, 1935, 1937, 1940, 1942, 1947 гг.).

Севернее 54° с. ш. Кулундинская степь сменяется Барабинской, которая, в отличие от Кулунды, заболочена и нуждается в осушении. Основные работы выполняли здесь Мелиоводстрой и Трансбурвод. В тридцатых годах были пробурены глубокие (до 1450 *м*) скважины, впервые осветившие геологическое строение низменности на значительную глубину и установившие широкое развитие в ее пределах палеогеновых и мезозойских отложений.

Еще в довоенные годы была составлена геологическая карта Томского округа (М. К. Коровин, 1927 г.; К. В. Радугин, 1934 г., и др.). Геологическую съемку Мариинского района провел в 1940 г. А. Р. Ананьев; по р. Кии ниже г. Мариинска работал Л. А. Рагозин (1938 г.).

В более северных — таежных районах Западно-Сибирской низменности долгое время проводились лишь отдельные лодочные маршруты [работы Р. С. Ильина в низовьях рр. Иртыша, Оби и по р. Васюгану (1929, 1930 гг. и др.), В. А. Дементьева (1934, 1936, 1937, 1940 гг.), охватившего своими маршрутами центральную часть низменности, и В. Н. Сукачева (1922, 1932, 1933, 1934 гг.), также работавшего по рр. Оби и Иртышу]. Кроме того, здесь проводили исследования В. И. Громов (1934, 1935, 1940 гг.), С. С. Неустроев (1923, 1925 гг.) и др.

В 1932 г. Я. С. Эдельштейном (1932) был опубликован гидрогеологический очерк Обь-Иртышского района. Позднее М. И. Кучин (1940) напечатал работу «Подземные воды Обь-Иртышского бассейна».

Стратиграфическое и палеонтологическое изучение четвертичных и других кайнозойских отложений низменности выполняли Ю. А. Орлов (1930, 1931 гг.), В. И. Громов (1934, 1940 гг.), В. Н. Сукачев (1935, 1955 гг.), В. А. Линдгольм (1932 г.), И. В. Даниловский. Особо следует

http://jurassic.ru/

отметить многолетние исследования П. А. Никитина (ЗСГУ) по палеокарпологии.

В начале тридцатых годов при глубоком бурении на воду у ж.-д. станции Ганькино были обнаружены признаки нефти, в связи с чем Всесоюзный нефтяной институт (ВНИГРИ) приступил к изучению нефтеносности Западной Сибири. Отчеты по этому этапу нефтепоисковых работ даны Н. П. Туаевым (1937, 1941 гг.).

Работы по изучению нефтегазоносности низменности продолжались ВНИГРИ и в военные годы (Н. П. Туаев, А. К. Богданович, Д. Л. Степанов, Н. А. Кудрявцев, Н. Н. Субботина, В. С. Заспелова, Л. Г. Дайн и др.).

После окончания Великой Отечественной войны ЗСГУ была проведена геологическая съемка Омского, Новосибирского, Тобольского, Тарского, Колпашевского, Томского и других районов низменности (Б. Ф. Сперанский, М. П. Нагорский, С. Б. Шацкий, В. А. Хахлов и Л. А. Рагозин).

В период 1947—1953 гг. Кулундинской партией ЗСГУ (П. Ф. Деряпа, И. М. Мягков и С. Ф. Рыжков) были проведены работы по изучению соленых озер Кулунды. Кроме этого, Институтом галургии (Горбов, Дягилев, Микицинский) были детально изучены содовые озера Михайловской группы и озера в Соленоозерной степи, а в Омской области ЗСГУ разведано оз. Эбейты (С. И. Синихин). В 1959—1962 гг. нерудной экспедицией ЗСГУ разведывались соли озер Кучук, Кулундинского, Ярового, Б. Петуховского и ряда других (Ю. В. Баталин и др.).

В 1948 г. ЗСГУ начало комплексную геолого-гидрогеологическую съемку территории Кулундинской и Барабинской степей с применением картировочного крелиусного бурения (Е. В. Михайлова, И. Г. Зальцман, В. А. Марынов, Е. К. Вериго, П. И. Борзенко, Е. Н. Луценко, В. А. Филиппов, М. А. Луппов и др.). Широко развернулись палеокарпологические и спорово-пыльцевые исследования полученных при этом кернов (П. А. Никитин, Г. А. Балуева и др.).

В 1946—1947 гг. ЗСГУ производило геологическую съемку территории, расположенной вдоль линии Сибирской железной дороги восточнее Кузбасса (А. С. Кириллов). В это же время изучалась литология мезозоя и кайнозоя юго-восточной части низменности (В. П. Казаринов и Н. И. Парвицкая).

Выяснялись перспективы водоснабжения Кулунды и Барабы за счет подземных вод, особенно в зонах освоения целинных земель. (В. Мичков — 1952, 1954 гг.; Ф. С. Бояринцев и др.). В связи с форсированием изучения нефтеносности Западно-Сибирской низменности были широко развернуты геофизические и буровые работы. В 1948 г. трестом «Запсибнефтегеология» начато бурение глубоких опорных и разведочных скважин (сс. Колпашево, Максимкин Яр, гг. Омск, Барабинск и др.).

Основная обработка материалов по нефтегазоносности Западной Сибири в течение ряда лет выполнялась во ВСЕГЕИ и в тресте «Запсибнефтегеология». Во ВСЕГЕИ она проводилась под руководством Н. Н. Ростовцева, Т. И. Осыко, М. С. Гуревича, И. В. Литвиненко, Т. Н. Симоненко, М. А. Толстихиной, Г. А. Череменского, С. М. Чихачева, А. В. Хабакова, Н. Ф. Ли и др. Работы «Запсибнефтегеологии» возглавляли И. П. Карасев, Ю. К. Миронов, Ф. Г. Гурари и др.

В 1955—1956 гг. к изучению нефтегазоносности низменности приступил ВНИГРИ (В. Д. Наливкин, Д. В. Дробышев, Н. П. Туаев и др.).

За последние годы в ЗСГУ составлены сводки по солям (В. П. Казаринов, О. К. Замараева и др.), глинам (Ф. А. Матвеева, из ЗСФАН), пескам (О. К. Замараева), минеральным краскам (А. К. Гаев, О. К. Замараева).

http://jurassic.ru/

В 1956 г. во ВСЕГЕИ были составлены и утверждены первые унифицированные стратиграфические схемы для всей этой громадной территории; в 1960 г. в Новосибирске (СНИИГГИМС) схемы эти были уточнены и заново оформлены.

Н. Н. Ростовцев, М. С. Гуревич, А. А. Розин, А. Э. Леман, В. С. Сиченко, А. И. Курманова охарактеризовали геохимические особенности подземных вод мезозойских отложений низменности.

Под редакцией Д. В. Дробышева и В. П. Казаринова (1958 г.) во ВНИГРИ составлена сводка результатов геофизических и геологических исследований низменности в связи с изучением ее нефтеносности. В том же году ВСЕГЕИ издана другая обширная сводка по нефтегазоносности низменности, составленная коллективом авторов под редакцией Н. Н. Ростовцева (1958 г.).

В. П. Казаринов (1958 г.) опубликовал результаты изучения литологии и условий формирования мезозойских и кайнозойских отложений низменности.

В результате многолетних нефтепоисковых работ в Западно-Сибирской низменности были открыты месторождения нефти. Промышленные притоки ее были получены в 1960—1963 гг. в Тюменской области (Шаимский, Мегионский районы), а в Березовском районе разведано месторождение газа. В дальнейшем месторождения нефти и газа были открыты коллективом геологов НТГУ в Томской области (Соснинское, Усть-Сильгинское, Верхне-Васюганское и др.). В настоящее время эта огромная территория представляется как одна из наиболее перспективных нефтегазовых провинций Советского Союза. Описанию геологического строения и перспектив нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности посвящен XLIV том «Геологии СССР».

### *СВОДНЫЕ И ОБОБЩАЮЩИЕ РАБОТЫ*

Кроме описания геологического строения и полезных ископаемых отдельных районов, в послереволюционное время было написано значительное количество работ, охватывающих более крупные части Западной Сибири или всю ее территорию, а иногда и более значительные пространства Сибири и СССР (включающие Западную Сибирь).

Первой крупной сводной работой рассматриваемого периода явился «Геологический очерк Сибири» А. А. Борисяка (1923), составленный по первоисточникам. Следующей, более детальной сводкой явилась «Геология Сибири» В. А. Обручева (1926). В несколько переработанном виде та же работа вышла в 1927 г. под названием «Геологический обзор Сибири». В 1935—1938 гг. В. А. Обручев выпустил фундаментальный трехтомный труд «Геология Сибири», а с 1931 г. начал печатать многотомную «Историю геологических исследований Сибири», завершающие выпуски которой вышли в свет уже после 1945 г. В ней освещены результаты геологических работ в Сибири, выполненных до 1940 г. Последний выпуск этой громадной работы напечатан в 1960 г.; изложенные в ней материалы широко использованы в данной главе.

Я. С. Эдельштейн (1926) составил геологический очерк Западно-Сибирской низменности. В. Н. Сакс (1936) написал обобщающую работу «О четвертичном оледенении севера Сибири».

В. П. Нехорошев в 1931 г. составил краткую сводку геологии Западной Сибири; позже аналогичную работу опубликовал М. К. Коровин (1933). И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939) в работе «Ледниковый период на территории СССР» рассмотрели распространение ледникового покрова по всей Западной Сибири и его влияние на формирование рель-

http://jurassic.ru/

ефа Западно-Сибирской низменности. Лёссы Западной Сибири описаны в работе А. И. Москвитина (1940).

В серии «Очерков по геологии Сибири», издававшихся под редакцией В. А. Обручева, напечатаны сводки по Кузнецкому Алатау (А. Н. Чураков, 1932) и Кузбассу (В. Д. Фомичев, 1940).

Были опубликованы общие тектонические схемы Западной Сибири (В. А. Обручев, 1926, 1927, 1935, 1938; Д. В. Наливкин, 1933; М. К. Коровин, 1941, 1945, 1948; А. В. Хабаков, 1945; В. Д. Фомичев, 1948; Б. А. Петрушевский, 1951). В 1936 г. М. А. Усовым напечатана работа «Фазы и циклы тектогенеза Западной Сибири»; им же в разные годы дан ряд сводных, обобщающих работ по петрографии, геоморфологии, четвертичным отложениям и рудным месторождениям этой территории. Геологическое строение Западной Сибири рассмотрено также в посмертной работе А. Д. Архангельского (1948) и в курсах «Исторической геологии» А. А. Борисяка (новые издания), Н. М. Страхова, М. К. Коровина и др. В 1956 г. издан составленный ЗСГУ и ТПИ «Атлас руководящих ископаемых форм фауны и флоры Западной Сибири», в двух томах. Академия наук СССР напечатала в 1958—1959 гг. двухтомную работу «Железорудные месторождения Алтае-Саянской Горной области».

Значительная работа в изучении и освещении геологического строения была выполнена Западно-Сибирским геологическим управлением. Начиная с момента организации Сибгеолкома коллектив геологов организовал систематическую публикацию результатов геологического изучения Сибири в Известиях Сибирского отделения геологического комитета (издано 12 томов), затем в «Материалах по геологии Западной Сибири» (издано 65 выпусков).

С 1931 г. ЗСГУ было организовано издание «Вестника ЗСГРТ» (позднее ЗСГУ, а с 1958 г. ЗСГУ—НТГУ), в котором систематически публикуются итоги исследований, выполняемых геологами этих управлений.

http://jurassic.ru/

*Глава 2*

# ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

## РЕЛЬЕФ

Западная Сибирь является обширной территорией, расположенной между Уралом на западе и р. Енисеем на востоке. На юге она граничит с Казахской складчатой горной страной и включает значительную часть Алтае-Саянской горной области.

Территория эта отчетливо делится на две части: равнинную (Западно-Сибирскую низменность) и горную (на юго-востоке), включающую Алтай, Кузнецкий Алатау, Салаир и Горную Шорию, обрамляющие Кузнецкую котловину.

### *ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ*

Низменность занимает большую часть Западной Сибири. Ее площадь имеет форму трапеции, суживающейся к северу; располагается она между 50°30′ и 73°30′ с. ш. и простирается с севера на юг на 2300 *км* и с запада на восток (в широкой части) на 1900 *км*.

Название этой равнины (низменность) оправдывается незначительным превышением ее поверхности над уровнем моря. В Кулундинской степи отметки ее достигают 140 *м*, в Барабинской степи 110 *м*, в Васюганье 140—160 *м*, в Сибирских Увалах 175—231 *м*, на Надым-Турском междуречье 158 *м*. Уклоны рек здесь незначительны.

Значительные размеры и идеальность равнины Западно-Сибирской низменности обусловили с большой отчетливостью зональное распределение географических ландшафтов в ее пределах.

На территории, рассматриваемой в XIV томе, располагаются ландшафтные зоны тайги, лесостепи и степи *.

Северная, бóльшая часть территории низменности — Васюганье — входит в пределы таежной зоны и имеет абсолютные высоты от 100 до 160 *м*; сложена в основном четвертичными песками и глинами. По характеру рельефа она представляет собой плоскую пологовсхолмленную заболоченную равнину. Это заболоченный водораздел между бассейнами рек Оби и Иртыша. Речные долины здесь слабо врезаны; наблюдаются и обширные неглубокие озерные впадины.

Восточнее рассмотренного района, за р. Обью, расположена такая же пологовсхолмленная заболоченная равнина Обь-Енисейского междуречья. Здесь же находится область обширных предледниковых водоемов с идеально ровной поверхностью.

Плосковолнистый рельеф осложнен здесь рядом широких речных долин с небольшим врезом (до 40—50 *м*) и ярко выраженной асимметрией склонов на меридиональных участках: с высоким крутым правым берегом («яры» из коренных пород) и пологим левым склоном. В пре-

* Чтобы не повторяться, отметим, что южная граница зоны тайги проходит в Западной Сибири через г. Тюмень, южнее г. Тары, севернее с. Колывань-на-Оби и г. Томска. Южная граница лесостепи проводится через г. Троицк, южнее г. Петропавловска, южнее оз. Чаны к г. Новосибирску.

http://jurassic.ru/

делах речных долин наблюдается несколько ступеней террас, уступы которых имеют превышения над уровнем реки в пределах от 3—5 до 30—40 *м*.

Южнее Васюганья простирается Барабинская равнина, входящая в пределы лесостепной зоны Западной Сибири и имеющая особенности первичных недренированных равнин. На сотни километров здесь расстилается поразительно плоская и ровная поверхность.

Характерной особенностью рельефа этой территории, особенно типично выраженной в восточной ее части, следует считать преобладание междуречных пространств и подчиненную роль долин.

Абсолютные отметки достигают здесь 100—150 *м*. Наиболее пониженные участки располагаются в центре Барабы, где абсолютные высоты не превышают 100—110 *м*. Междуречные пространства (100—140 *м*) имеют характер почти совершенных, очень плохо дренированных равнин.

В целом Барабинская равнина характеризуется хорошо выраженным гривно-лощинным рельефом. По междуречьям протягиваются параллельные ряды невысоких вытянутых, сравнительно узких и длинных гряд («грив») с относительными высотами 2—4 *м* (редко до 6—10 *м*), разделенных длинными плоскими понижениями («лощинами»). Гривы вытянуты в северо-восточном направлении. Лощины являются остатками русел древних потоков.

Южная часть Западно-Сибирской низменности расположена в степной зоне. Рельеф ее отличается значительным разнообразием. Здесь выделяются следующие районы: Прииртышская равнина (вдоль р. Иртыша к северу от Казахского мелкосопочника), Кулундинская равнина, Приобское плато (на востоке до предгорьев Салаира).

Прииртышская равнина с высотами 100—150 *м* сложена озерно-аллювиальными гипсоносными глинами, суглинками и песками неогена, прикрытыми четвертичными песками и лёссовидными суглинками.

Кулундинская равнина ограничена с востока склоном Приобского плато и покрыта речными четвертичными отложениями. В центральной части ее расположены крупные Кулундинское и Кучукское озера с высотными отметками 98 *м*.

Приобское плато характеризуется довольно возвышенной наклонной поверхностью (с отметками 200—300 *м*) и сложено толщей песчано-глинистых слоистых послетретичных отложений, прикрытых лёссовидными суглинками.

### *АЛТАЙ*

На крайнем юго-востоке Западной Сибири между 48° и 53° с. ш. и 82°—90° в. д. простирается обширная горная система Алтая. Предельные абсолютные высоты Сибирского Алтая колеблются от 350 до 4500 *м*, причем нарастание высот горных хребтов и дна речных долин происходит в юго-восточном направлении.

На северо-востоке Алтай соприкасается с Кузнецким Алатау и Западным Саяном; к юго-востоку от него отходит Монгольский Алтай, а с юго-запада прилегают холмистые степные пространства Казахского мелкосопочника с абсолютными высотами 300—500 *м* (с постепенными переходами к Алтаю).

На севере и северо-западе Алтай достаточно резко ограничен крутым эрозионно-тектоническим уступом высотой до 300—500 *м*, который прослеживается приблизительно по 52° с. ш. Далее к юго-западу граница Алтая становится менее отчетливой; продолжением его здесь являются невысокие гранитные гривы, далеко уходящие в степи Казахстана.

http://jurassic.ru/

Горные цепи Алтая расположены веерообразно (рис. 2). Наиболее крупным высокогорным узлом является здесь пограничный с Монгольской Народной Республикой горный массив Табын-Богдо-Ола, расположенный в верховьях р. Аргута, притока р. Катуни. Главная его вершина — Куйтун — достигает 4358 *м* высоты и несет мощное оледенение. От него за пределы СССР отходит к юго-востоку Монгольский Алтай, в широтном направлении идет к западу система хребтов Южного Алтая

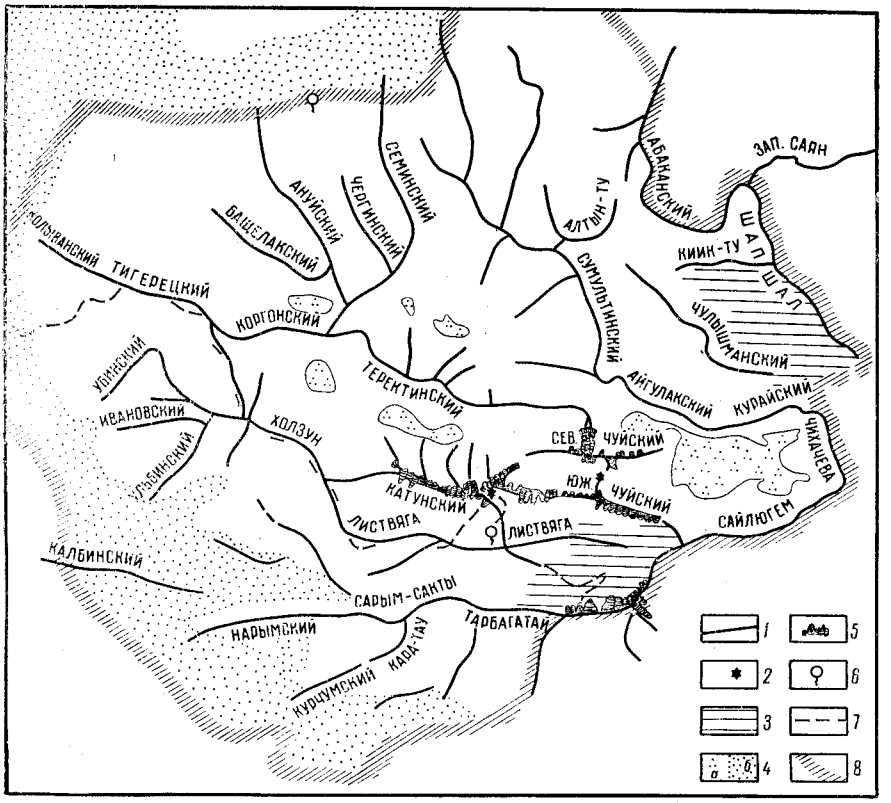



Рис. 2. Орографическая схема Алтая (по С. П. Суслову)

*1* — основные горные хребты; *2* — главнейшие вершины; *3* — плоскогорья; *4* — межгорные долины: *а*) — «степи» Алтая (долины с плоским дном), *б*) степи предгорий; *5* — ледники; *6* — термальные источники; *7* — границы Западной Сибири и Казахстана; *8* — границы Алтая (схематично)

и на восток протянулась пограничная горная цепь — Сайлюгем (с отметками до 4029 *м*), начинающая собой Восточный Алтай.

Между этими горными системами Южного и Восточного Алтая, внутри образуемой ими широко раскрытой дуги, располагается Центральный, или Внутренний Алтай, продолжением которого служат хребты северо-западной части Алтая.

Южный Алтай состоит из хребтов (в направлении с востока на запад): Тарбагатая, Сарым-Сакты и Нарымского, от которых к югу и юго-западу отделяется несколько горных гряд, идущих по направлению к Зайсанской котловине (хребты Курчумский, Азу и др.), с малой расчлененностью и высокими труднопроходимыми перевалами. Склоны их асимметричны — пологие к югу и круто обрывающиеся к северу.

Хребты Южного Алтая являются водоразделами между водами притоков р. Черного Иртыша и системы р. Бухтармы. В наиболее высоких

http://jurassic.ru/



Рис. 3. Курайский хребет Горного Алтая, верховье р. Кысхыштубек (фото В. А. Скуридина)

участках они покрыты вечными снегами и многочисленными ледниками. В восточной части этих хребтов высоты достигают 3915 *м*, а в западной 3350 *м*. Высшая точка Южного Алтая (гора Кирей) имеет отметку 3790 *м*. Для Южного Алтая характерны высокие перевалы.

Восточный Алтай состоит из серии хребтов, расположенных на водоразделе между системой рек Обь, Абакан и Кобдо. Это хребты Сайлюгем, Чихачева и Шапшал.

Сайлюгем (абс. высота до 4029 *м*) тянется вдоль границы с МНР и служит водоразделом между системами р. Оби (рр. Аргут, Чуя, Башкаус, Чулышман) и р. Кобдо.

От хребта Чихачева отходят на запад хребты Чулышманский, Курайский (рис. 3) и Айгулакский, который в свою очередь отделяет целый веер хребтов, заполняющих пространство между р. Катунью и Телецким озером. В верховьях р. Оны (системы р. Абакана) Восточный Алтай через хребет Шапшал примыкает к Западному Саяну.

Характерные черты рельефа Восточного Алтая — значительная приподнятость, сравнительная сглаженность горных хребтов с более или менее пологими склонами; типичны также куполовидные вершины и значительное развитие приподнятых всхолмленных равнин (плоскогорий). Из этих плоскогорий (так называемых «степей») назовем Чуйскую степь, Ку-

http://jurassic.ru/

райскую степь, Чулышманское плато, плоскогорье Укок, расположенные на высотах от 1500 до 2300 *м* и являющиеся преддверием к аналогичным высоким степям и полупустыням Центральной Азии.

Центральный, или Внутренний Алтай. Здесь отчетливо выделяются две основные горных цепи (северная и южная), имеющие почти широтное простирание и постепенно снижающиеся в направлении с востока на запад.

Южная цепь состоит из высокого массивного Катунского хребта (Катунские белки) с наиболее высокой точкой Алтая — горой Белухой (4506 *м*).



Рис. 4. Горный Алтай. Северо-Чуйские Альпы (верховья р. Шавлы)

Прямым продолжением Катунских белков на восток является отделенный от них ущельем р. Аргута хребет Южно-Чуйские белки с главной вершиной — горой Ирбисту (до 3958 *м*). На запад от Катунского хребта отделенный от него долиной р. Катуни располагается хребет Холзун с высотами до 2600 *м*. Горные цепи поднимаются здесь выше снеговой линии и несут на себе мощные снега и наиболее крупные ледники Алтая.

Северная цепь хребтов Центрального Алтая начинается от р. Чуи Северо-Чуйскими белками (рис. 4) со сложным горным узлом Биш-Иирду (высота 3899 *м*) и продолжается далее на запад под названием Теректинского хребта (до 2891 *м* высоты). За ним следуют Коргонский (2500 *м*), более низкий Тигирецкий (2255 *м*) и Колыванский (гора Синюха — 1197 *м*) хребты. Последний из них постепенно теряется в степных равнинах.

От хребта Холзун к западу радиально отходит ряд хребтов, иногда выделяемых в систему хребтов Западного Алтая — Ульбинский (1792 *м*), Ивановский (до 2674 *м*), Убинский и др.

На северо-запад и север от Теректинского и Коргонского хребтов широким веером располагаются горные хребты — Семинский (2506 *м*),

http://jurassic.ru/

Чергинский (2010 *м*), Ануйский, Бащелакский (2359 *м*). Все они сильно эродированы и имеют облик средневысотных гор, не достигая верхнего предела зоны леса.

Для Центрального Алтая характерны большая контрастность высот и наличие широких межгорных понижений с плоским дном (Уймонская, Катандинская, Абайская степи), с абсолютной высотой до 1000 *м*.

Как правило, степень обнаженности хребтов Алтая усиливается в направлении к юго-западу, причем в том же направлении затрудняется и проходимость их.

### *КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ И ГОРНАЯ ШОРИЯ*

Кузнецкий Алатау является северным продолжением Абаканского хребта и имеет вначале почти меридиональное направление. Затем он делает поворот к северо-западу и тянется от верховьев р. Томи до Сибирской железнодорожной магистрали. С востока и запада его ограничивают крупные депрессии, представляющие собой слабохолмистые лесостепные пространства: на западе Кузнецкая и на востоке — Минусинская котловины.

Кузнецкий Алатау представляет собой группу неправильно очерченных массивов древних горных складчатых сооружений, ограниченных тектоническими разломами. Северная половина его орошается системой левых притоков р. Чулыма — рр. Кии, Золотого Китата и др.

Южную половину Кузнецкого Алатау с востока омывают левые притоки р. Абакана, а с запада — притоки р. Томи, несущей свои воды через Кузнецкую котловину.

Наибольшие высоты массивов («таскылов») наблюдаются в южной части хребта. В верховьях р. Белого Июса расположен скалистый хребет Тегир-Таз (200 *м*) также с рядом значительных вершин; здесь же находится и наиболее высокая точка Кузнецкого Алатау — гора Тегир-Тыш (2178 *м*), рис. 5. Из других вершин можно назвать Амзас-Таскыл (2100 *м*) и Чебал-Таскыл (2084 *м*).

Главный водораздел располагается ближе к западной окраине Кузнецкого Алатау, в связи с чем наблюдается довольно резкая асимметричность его склонов. Северо-восточный склон местами крутой, уступом до 400 *м* спускается к Минусинской котловине, местами же слабо всхолмлен и в основном является довольно пологим. Юго-западный склон значительно круче и короче восточного, обрывается уступом высотой до 300—600 *м* в Кузнецкую котловину.

Абсолютные высоты подножий Кузнецкого Алатау колеблются в пределах 500—600 *м* на юго-восточной его окраине и от 320 до 380 *м* на северо-восточной.

В геологической литературе южную часть Кузнецкого Алатау, в верховьях рр. Мрас-су и Кондомы, часто выделяют в особую горную область — Горную Шорию, но с точки зрения характера рельефа и геоморфологии последняя является южным продолжением Кузнецкого Алатау. Наибольшие вершины находятся здесь в горной группе Мустаг и достигают 1580 *м*.

### *САЛАИР*

Салаир как самостоятельное поднятие начинается от нижнего течения р. Бии, далее он идет на северо-запад вдоль р. Чумыша и оканчивается не доходя до р. Ини (приток р. Оби).

Высоты кряжа колеблются в пределах 400—500 *м* и только наиболее высокие вершины его достигают большей высоты: г. Кивда — 620 *м*, Пихтовая — 562 *м*. На северо-западе Салаир заканчивается сопкой Мохнатой.

http://jurassic.ru/

Западный склон Салаира более пологий, постепенно снижается, сливаясь незаметно с Западно-Сибирской низменностью. Северо-восточный — на значительном протяжении имеет четко выраженный уступ «тырган», местами высотой до 100 *м* и более, поднимающийся над Кузнецкой котловиной и разбитый продольными и поперечными долинами.

### *КУЗНЕЦКАЯ КОТЛОВИНА*

Кузнецкая котловина резко отделяется от Кузнецкого Алатау и Салаира крутыми уступами, прослеживающимися по простиранию на десятки километров. Нередко эти уступы имеют ступенчатый характер.



Рис. 5. Кузнецкий Алатау; гора «Верхний Зуб» (фото Р. С. Батуриной)

Название «котловина» вполне оправдывается тем, что от периферии ее к центру наблюдается незначительное, но непрерывное понижение рельефа. Наиболее пониженные точки находятся в центральной части Кузнецкой котловины там, где протекает р. Томь: у г. Новокузнецка уровень р. Томи 193 *м*, у г. Кемерова — 112 *м*.

В целом Кузнецкая котловина является примером типичного эрозионного ландшафта с густой системой долин, оврагов, балок и валов, придающей ей холмисто-волнообразный характер.

В центральной части Кузнецкой котловины имеются удлиненные возвышенности, вытянутые широтно или в северо-западном направлении и являющиеся водоразделами между притоками р. Томи или между р. Томью и притоками р. Ини. Таковы Караканские горы (узкий и острый хребет северо-западного направления высотой до 530 *м*), Тарадановский увал, Салтымаковский хребет (723 *м*), Кайлотские горы и др.

## ГИДРОГРАФИЯ

Рассматриваемая территория занимает бассейн р. Оби от ее горных истоков на Алтае до впадения р. Вах, расположенной в центральной части Западно-Сибирской низменности. Основными реками здесь



http://jurassic.ru/

являются р. Обь и составляющие ее рр. Бия и Катунь, а также правые притоки Оби — рр. Чумыш, Бердь, Иня, Томь, Чулым, Кеть, Тым и левые притоки — рр. Песчаная, Ануй, Чарыш, Алей, Шегарка, Чая, Парабель, Васюган. В пределах этой же территории находится участок долины р. Иртыша от с. Черлак (Омская область) до устья р. Ишима, общим протяжением 980 *км*, с его правыми притоками рр. Омь, Тара, Уй, Шиш и Туй.

Рельеф рассматриваемой территории весьма разнообразен; на ее горную часть приходится 27%, остальная часть расположена в пределах Западно-Сибирской низменности.

Алтай является крупным центром современного оледенения с общей его площадью 596 *км*$^2$; количество учтенных ледников достигает 754. Снеговая линия располагается на высоте 2300—3200 *м*. Наибольшее количество ледников сосредоточено на Катунском хребте, причем гора Белуха является центром оледенения Алтая. Второе место по размерам оледенения занимают Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты.

Наличие значительного оледенения и большое количество летних осадков на Алтае порождает высокий сток в речную сеть с густотой 0,4—0,5 *км* на 1 *км*$^2$. Предгорные районы, в состав которых входят северные оконечности Кузнецкого Алатау и Салаира и Предалтайское плато, также покрыты сравнительно густой сетью рек с коэффициентом от 0,2 до 0,4 *км* на 1 *км*$^2$.

### *ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЖИМА ГОРНЫХ РЕК*

Реки Алтайской горной страны представляют собой типичные горные потоки, протекающие в глубоких долинах с крутыми, часто обнаженными скалистыми склонами, достигающими высоты 100—300 *м* и более. Русла их изобилуют каменистыми перекатами и порогами.

Основными источниками питания этих рек являются талые воды сезонных и высокогорных снегов, а также летние дожди.

Весенний подъем воды на предгорных реках начинается в середине апреля, еще при ледостое. Половодье носит бурный характер и сопровождается резкими колебаниями уровней, вызванными неравномерным поступлением талых вод из разных высотных зон. На основную волну половодья накладываются и паводки от дождей. Постепенный спад стока горных и предгорных рек затягивается до начала июля, иногда до августа. Летне-осенняя межень выражена слабо и часто прерывается дождевыми паводками.

Наибольшие месячные расходы воды на горных реках наблюдаются в мае и июле, наименьшие — в зимние месяцы. За период весеннего половодья по рекам проходит от 50 до 60% годового объема стока, в летне-осенний период 30—40%, зимний сток в среднем составляет 10%.

Реки Алтая отличаются высокой водоносностью. Особенно водоносными являются реки западной части Алтая, бассейны которых расположены на пути западных влагоносных ветров. К ним относятся реки бассейна р. Катуни (р. Кокса и др.). В верховьях р. Катуни модули стока достигают 50 *л/сек* на 1 *км*$^2$.

Бассейн р. Бии, расположенный в северо-восточной части Алтая, в верховьях (р. Чулышман) имеет модули стока 8—9 *л/сек/км*$^2$. В средней части (левые притоки этой реки — рр. Пыжа, Сары-Кокша) модули стока повышаются до 17—19 *л/сек/км*$^2$. Более высокий модуль стока (22 *л/сек/км*$^2$) имеет бассейн р. Лебедь — правого притока р. Бии.

Реки Алтайских предгорий, для которых характерны весеннее снеговое половодье в виде одной волны и четко выраженная межень

http://jurassic.ru/

(рр. Чарыш, Ануй и др.) обладают более пониженным стоком. Модули стока здесь составляют 5—8 *л/сек/км²*.

Ледовый режим рек Алтая сложен. На развитие ледовых явлений большое влияние оказывают уклоны и скорости течения рек. Ледовые явления в виде заберегов и интенсивного шугохода носят затяжной характер и продолжаются до 30—40 дней. В предледоставный период образуется в большом количестве внутриводный лед, способствующий образованию зажоров. Часто наблюдаются наледи. Замерзают реки во второй половине ноября, исключая порожистые участки, остающиеся открытыми почти всю зиму. Вскрываются реки в конце марта — начале апреля, нередко вскрытие сопровождается заторами.

### *ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЖИМА РАВНИННЫХ РЕК*

В пределах рассматриваемой территории Западно-Сибирской низменности выделяются: реки степной и лесостепной зоны и реки таежной зоны.

Первые из них в основном протекают в пределах Обь-Иртышского междуречья. К их числу относятся левые притоки р. Оби (р. Барнаулка, Касмала) и внутренние реки Кулундинской степи — Кулунда, Кучук, Бурла, Карасук и др.

Отличительной гидрографической чертой большинства степных рек этого района является их приуроченность к древним долинам стока, имеющим юго-западное направление. Долины южных рек, до р. Касмалы включительно, наклонены к северо-востоку. Долина р. Кулунды на низовом участке имеет уклон на юго-запад. Долины рек, расположенных к северу от р. Кулунды, также наклонены к юго-западу. Изменение наклонов древних долин стока произошло в позднечетвертичное время в связи с поднятием южных районов Предалтайского плато и заложением долины р. Оби.

Режим стока степных рек отличается большой неравномерностью. Основным источником пополнения их являются талые весенние воды. В этот период расходы степных рек возрастают до сотен кубометров в секунду. Повышенные расходы на реках с водосборами более 2000 *км²* наблюдаются на протяжении 3—5 суток; на меньших же реках высокие расходы воды происходят в течение 1—2 дней. Спад половодья на реках с водосбором более 3000 *км²* продолжается 30—50 дней. Зимой реки переходят на грунтовое питание и нередко промерзают.

В течение апреля и мая на степных реках протекает до 90% объема годового стока. Модули максимальных расходов воды на реках с площадью водосборов меньше 500 *км²* достигают 200 *л/сек/км²*, а для рек с площадью водосбора более 2000 *км²* — обычно не более 75—100 *л/сек/км²*.

Весенние воды степных рек имеют минерализацию ниже 300 *мг/л*. В межень минерализация увеличивается до 700 *мг/л* и более, но объем этого стока составляет от годового не более 10—15%.

Кроме неравномерного внутригодового распределения стока, для степных рек характерно большое изменение стока по годам. Так, на р. Бурле многоводные годы с максимальными расходами воды 150—250 *м³/сек* чередуются с маловодными, когда максимальные расходы составляют 8—15 *м³/сек*.

Средний многолетний модуль стока степных рек изменяется от 0,3 до 2 *л/сек/км²* в зависимости от размеров водосбора, уменьшаясь с увеличением площади бассейна. Для рек с площадью водосбора от 1000 до 3000 *км²* наиболее близкой величиной среднего многолетнего модуля является 0,5 *л/сек/км²*.



http://jurassic.ru/

К рекам таежной зоны относятся многие крупные притоки р. Оби (рр. Кеть, Парабель, Васюган, Чулым, Тым и др.) и р. Иртыша (рр. Тара, Туй, Шиш и др.).

Для гидрографии этой зоны характерна довольно развитая речная сеть, что объясняется увеличением количества осадков, а главное уменьшением их потерь на испарение. Вследствие равнинного характера и соответственно малых уклонов речная сеть района не способна быстро отводить талые и дождевые воды. Это и обусловливает широкое распространение здесь болот, даже на водораздельных пространствах таежной зоны.

Равнинностью местности объясняется также другое своеобразие таежных рек: для них характерны слабо врезанные долины, часто незаметно переходящие в прилегающую местность, и широкие поймы (4—6 *км*), обычно заболоченные, с многочисленными озерами и старицами. Во время половодья поймы таежно-равнинных рек покрываются водой, и водная гладь сливается с прилегающими болотами, образуя сплошные водные пространства.

Все реки отличаются здесь малыми уклонами. Так, для рр. Иксы, Чаи, Парабели средний уклон водной поверхности изменяется от 0,13 до 0,20%.

Основным источником питания таежных рек служат талые снеговые воды, но существенную роль в течение всего года играет также дождевое и грунтово-болотное питание.

Водный режим рек характеризуется растянутым на 2,5—3,5 месяца весенне-летним половодьем и устойчивыми, довольно высокими уровнями и расходами воды в остальное время года. Реки не успевают весной пропустить весь объем талых вод, и спад половодья затягивается на все лето. Летние дожди также способствуют увеличению продолжительности половодья. Высота наибольших подъемов уровня на реках обычно составляет от 4 до 6 *м* над средней меженью.

Водоносность таежных рек довольно высока: средний годовой модуль стока их достигает 4—6 *л/сек/км*$^2$.

Внутригодовое распределение стока таежных рек более равномерно, чем рек степной зоны. Весенний их сток составляет примерно 56%, летне-осенний 31% и зимний 13% годового стока.

Замерзают реки в первых числах ноября, а вскрываются в конце апреля или начале мая, ледостав характеризуется устойчивостью. Зимой наблюдаются зажоры.

### *ГЛАВНЕЙШИЕ РЕКИ*

Река Обь образуется слиянием рр. Бии и Катуни и протекает через всю Западно-Сибирскую низменность. Это одна из величайших рек земного шара, ее длина от места слияния рр. Бии и Катуни равна 3680 *км*, а площадь водосбора составляет 2 930 000 *км*$^2$. В рассматриваемую территорию входят ее участок от истоков до устья р. Вах, так называемая Верхняя Обь, и часть Средней Оби.

От места слияния (район г. Бийска) р. Обь течет среди волнистой равнины — Приобского плато, а затем вступает в пределы степной зоны Западно-Сибирской низменности (рис. 6).

После впадения р. Томи Обь становится особенно полноводной. Далее она течет среди лесисто-болотистой таежной зоны. Долина ее здесь широкая, плоская, с поймой шириной до 20—30 *км*. Русло реки разделяется на многочисленные рукава и протоки. Здесь в р. Обь слева впадают крупные реки: Шегарка, Чая, Парабель, Васюган.

Основное питание р. Оби — за счет атмосферных осадков. Водный баланс Верхней Оби определяется в основном режимом рр. Бии и

http://jurassic.ru/

Катуни, а ниже по течению значительное участие в нем принимает р. Томь.

Для Верхней Оби характерно отчетливо выраженное весеннее половодье, состоящее из двух волн — первой от таяния снега на равнине и второй — от таяния снега на горах. Амплитуда колебания уровня воды на большей части течения составляет 9—10 *м*. Средний годовой расход воды р. Оби у г. Новосибирска 1600 $м^3/сек$, а модуль стока около 7,0 $л/сек/км^2$.

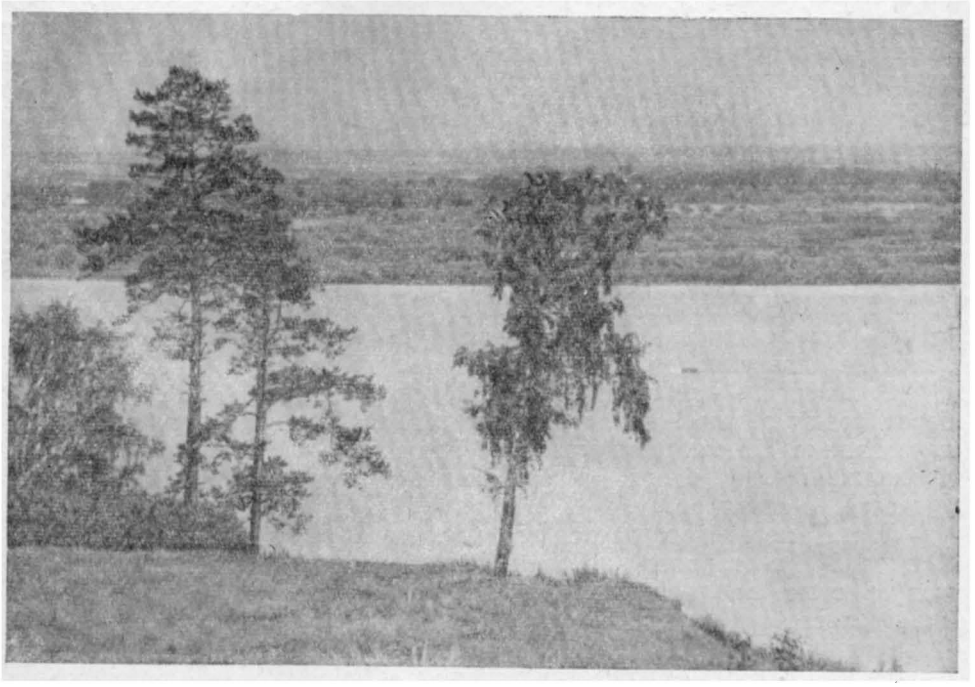


Рис. 6. Река Обь в районе г. Барнаула (фото Р. С. Батуриной)

Р. Катунь — левая составляющая Оби — берет начало из ледников на южном склоне горы Белухи и сливается с р. Бией. Длина реки 665 *км*, площадь водосбора 60 900 $км^2$. Это — типичная горная река. Верхний ее участок протяженностью около 200 *км* представляет собой бурный поток, несущийся среди горных ущелий. Катунь отличается значительной водностью. Средний годовой расход воды ее 630 $м^3/сек$, а модуль стока около 10,3 $л/сек/км^2$.

Р. Бия — правая составляющая р. Оби — вытекает из Телецкого озера. Длина Бии 306 *км*, площадь водосбора 37 000 $км^2$. На верхнем участке течение реки носит бурный характер, на нижнем — более спокойное (рис. 7). Основное питание р. Бия получает от таяния снегов и летних дождей. Регулирующая роль Телецкого озера крайне мала. Ледников в бассейне р. Бии нет. Средний годовой расход воды р. Бии 480 $м^3/сек$, а модуль стока изменяется от 10,5 $л/сек/км^2$ в верховье до 13,5 $л/сек/км^2$ у г. Бийска. Из крупных притоков р. Бии следует отметить р. Лебедь.

Р. Томь (рис. 8) — правый приток р. Оби — берет начало на западном склоне Кузнецкого Алатау. Длина реки 804 *км*, площадь водосбора 61 200 $км^2$. Бассейн р. Томи расположен между Салаирским кряжем и Кузнецким Алатау, и река носит местами горный характер.

http://jurassic.ru/

Лишь в районе г. Томска уклоны ее уменьшаются, и долина становится достаточно широкой. Водный режим р. Томи аналогичен режиму алтайских рек. Максимум стока наблюдается примерно в середине мая. Годовой модуль стока реки очень высокий и составляет 20 *л/сек/км²*. В периоды весеннего половодья на реке наблюдаются мощные заторы льда. Происходят они преимущественно вследствие более позднего вскрытия реки в низовьях по сравнению со средним ее течением. Регулярное судоходство на реке производится только от устья до г. Томска, но в высокую воду суда могут подниматься до г. Новокузнецка.

Р. Кеть — один из значительных правых притоков р. Оби. Берет начало из болот на Обь-Енисейском междуречье и впадает в р. Обь двумя рукавами: Тогурским и Нарымским. Первый вливается в протоку р. Оби ниже г. Колпашево, второй — у с. Нарыма. Длина реки 1356 *км*, площадь бассейна 81 000 *км²*. В верховье Кеть маловодна и имеет узкое, извилистое, забитое карчами русло. Ниже впадения р. Орловой она становится шире и многоводней. Основными источниками питания р. Кети являются талые воды снегов и летне-осенние дожди. Это типичная река таежной зоны с растянутым весенним половодьем. Средний многолетний модуль стока составляет 5,5 *л/сек/км²*.

Р. Кеть судоходна от устья до д. Озерной на 658 *км*, кроме того, по ней производится сплав древесины. В XVIII—XIX веках большое значение для транспорта имел Кеть-Касский канал.

Р. Васюган — левый приток р. Оби, впадает у с. Каргасок. Начало берет среди обширных Васюганских болот Обь-Иртышского водораздела. Длина 725 *км*, площадь водосбора 62 000 *км²*. Весеннее половодье продолжается два месяца (май и июнь), а спад половодья иногда затягивается до сентября.

У с. Васюганского расход воды (средний за пятилетний период наблюдений) составляет примерно 200 *м³/сек*. Средний многолетний модуль стока около 5,3 *л/сек/км²*. Используется река в основном для сплава леса.

Второй основной водной артерией Западной Сибири является р. Иртыш. От г. Семипалатинска до г. Омска она не принимает ни одного крупного притока. Берега здесь невысокие, песчаные; имеется много островов; ширина долины 10—20 *км*. У г. Омска р. Иртыш из степной зоны переходит в зону лесостепи, которая севернее сменяется зоной тайги. Между г. Омском и устьем р. Ишима в р. Иртыш справа впадают р. Омь (768 *км*) и таежные реки — Тара (430 *км*), Уй (380 *км*), Шиш (380 *км*), Туй (510 *км*); слева впадает р. Оша (500 *км*). Берега и здесь низкие — песчаные и глинистые; питание реки — снеговое и грунтовое. Средний годовой расход воды у г. Омска 933 *м³/сек*, во время половодья 3 010 *м³/сек*.

### *ОЗЕРА*

На рассматриваемой территории встречаются горные и равнинные озера.

Горные озера немногочисленны, типичным для них является оз. Телецкое *. Совершенно иное положение с равнинными озерами: они исключительно многочисленны и разнообразны по качеству воды, изменяются от пресных до солесадочных.

Телецкое озеро (рис. 9) расположено в северо-восточной части Алтая на высоте 478 *м* над уровнем моря. Озеро находится в системе

* Можно отметить также озера Тальменье и Кучурлинское в верховьях р. Катуни.

http://jurassic.ru/

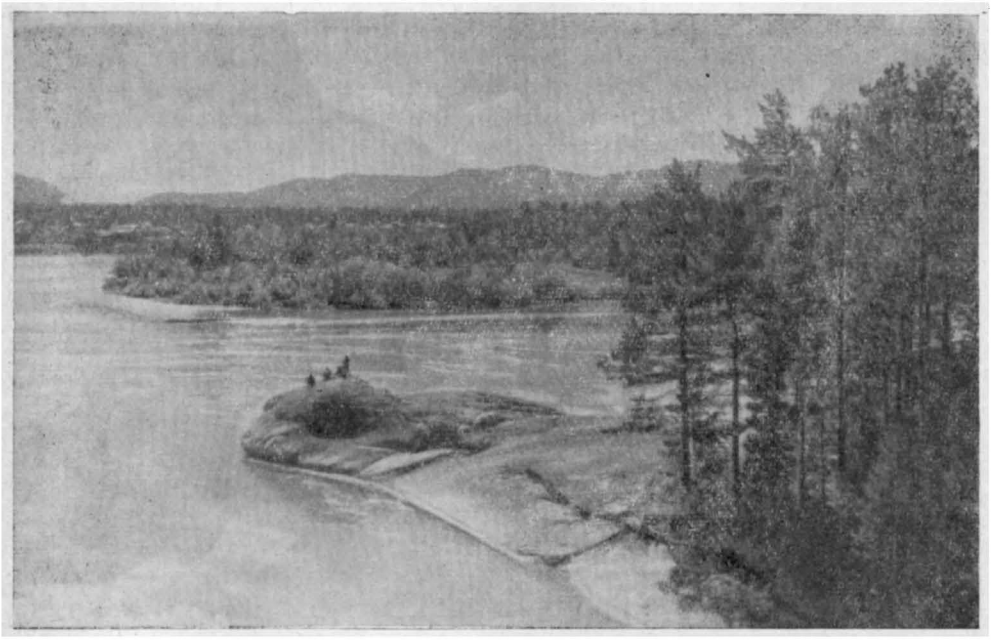


Рис. 7. Р. Бия в окрестностях с. Турочак. На переднем плане — «бараний лоб» (фото С. Ф. Дубинкина)

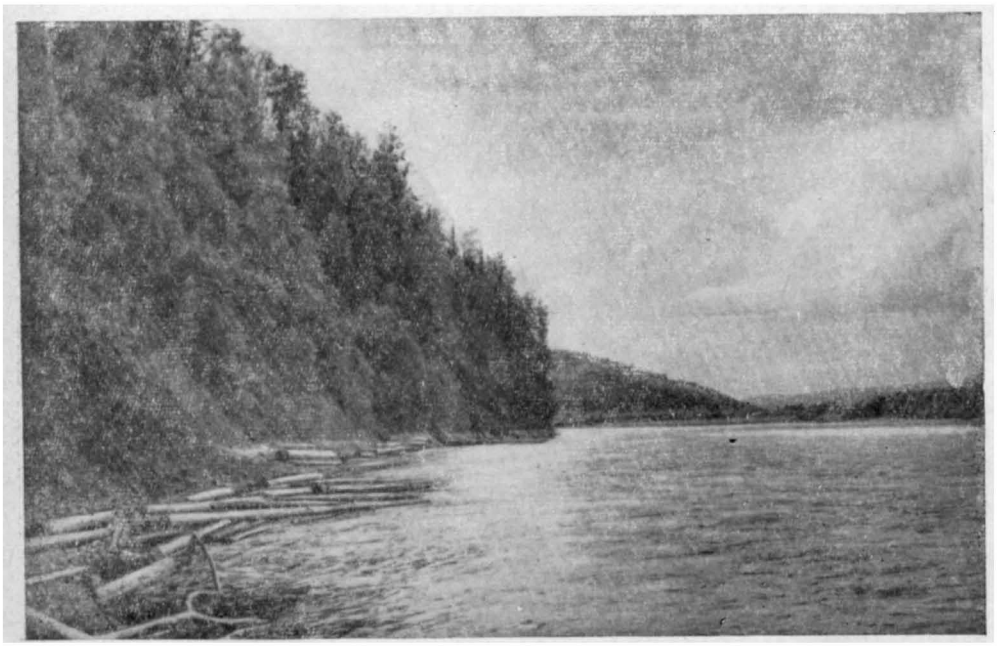


Рис. 8. Юго-восточная окраина Кузнецкого бассейна; река Томь ниже пос. Кумзас (фото И. С. Соломатина)

http://jurassic.ru/

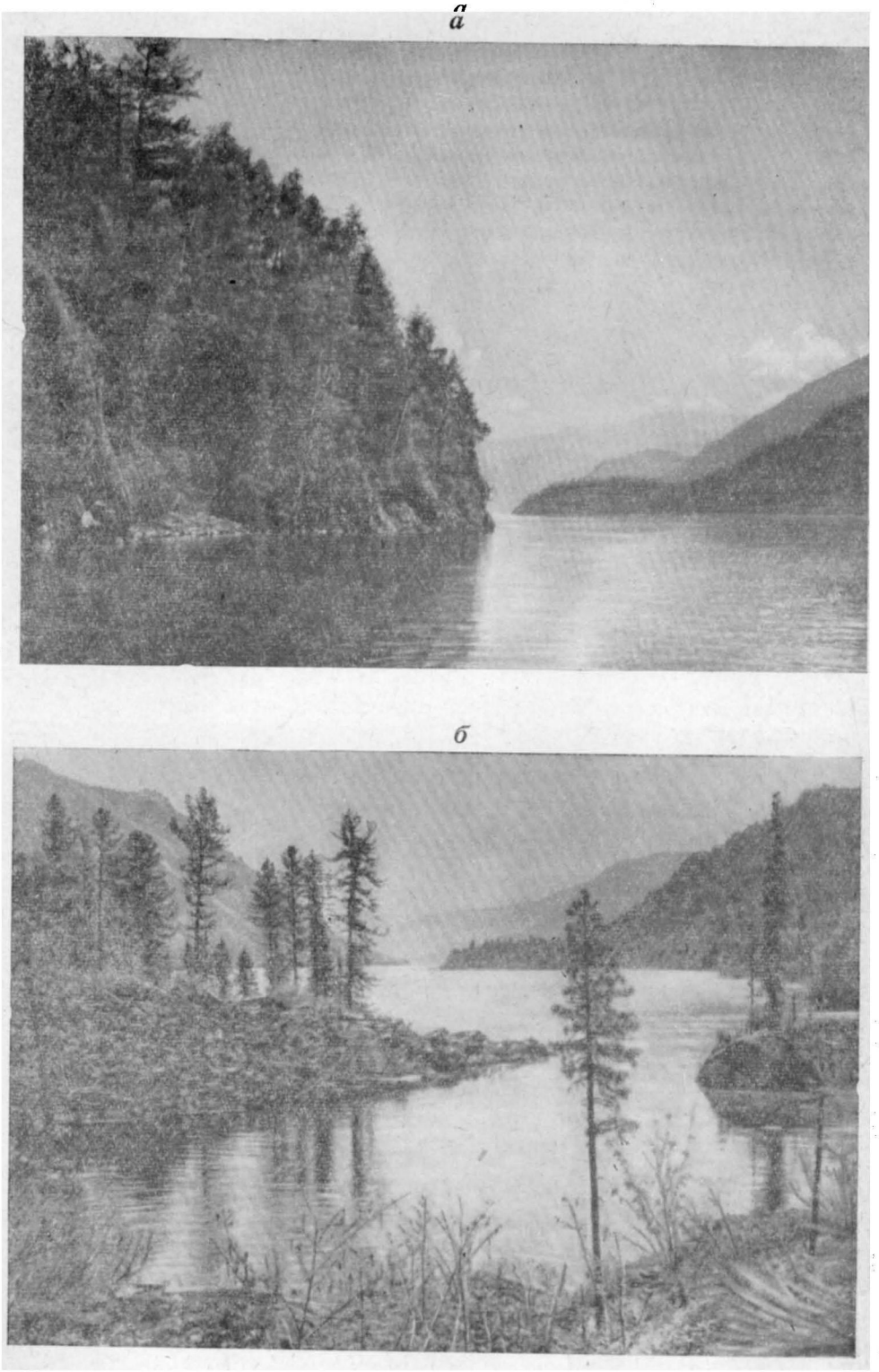



Рис. 9. Телецкое озеро

*а*) Средняя часть (фото А. С. Морозова); *б*) Каменный залив (фото В. Г. Батурина)

http://jurassic.ru/

бассейна р. Бии, которая из него вытекает. Геоморфологически оно представляет собой расширенную часть верхнего участка долины р. Бии. При площади озера 230 *км*² его длина составляет 78 *км*, а средняя ширина 3,2 *км*.

Озеро это тектонического происхождения и относится к числу глубочайших горных водоемов. По максимальной глубине, равной 325 *м*, оно занимает четвертое место среди озер СССР.

В Телецкое озеро впадает много горных речек и ручьев, но решающее значение в пополнении озера водой принадлежит р. Чулышману (с р. Башкаусом), которая дает 70% притока.

Равнинные озера расположены преимущественно в степной зоне и в отличие от горных обладают малыми глубинами, обычно не превышающими 10 *м*.

Среди равнинных озер следует различать проточные с пресной водой, периодически проточные и непроточные. Среди периодически проточных преобладают озера с горькосоленой водой, а вода непроточных озер сильно минерализована (рапа). По составу рапы в степях Обь-Иртышского междуречья различают озера сульфатные (Кучук, Кулундинское и др.), хлоридные (Б. Яровое, Бурлинское и др.) и содовые (группа озер Танатар и Петуховских). Озера с содовой рапой находятся среди густых ленточных боров.

Отличительной режимной характеристикой степных озер являются постоянные малые колебания их уровней. На большинстве рапных озер уровень весной резко поднимается на 10—15 *см*. В течение лета он обычно постепенно понижается, а зимой незначительно повышается на 4—8 *см*.

Некоторые пресные озера Обь-Иртышского междуречья приурочены к верхним участкам речных долин — древних долин стока. К ним относятся все озера верхней части долины р. Кулунды: оз. Грачиное (площадью около 6 *км*²), оз. Кривое (5 *км*²) и большая группа еще более мелких озер. К этой же группе относится оз. Мостовое в среднем течении р. Кулунды и, наконец, группа верховых озер р. Бурлы: оз. Пустынное (площадью 50 *км*²), оз. Прыганское (19 *км*²) и другие, тянущиеся цепочкой по долине р. Бурлы. Воды всех этих озер, оставаясь пресными, по солевому составу являются содовыми.

К пресным относятся также многочисленные озера Барабинской лесостепи, из числа которых наибольший интерес представляет оз. Б. Чаны.

Озеро Б. Чаны при высоком стоянии уровня воды (абсолютная отметка 107,5 *м*) имеет площадь 3440 *км*², при наиболее низком стоянии уровня (отметка 105,0 *м*) его площадь сокращается до 2280 *км*². При этих уровнях его средняя глубина достигает соответственно 3,4 и 1,9 *м*.

Озеро Б. Чаны пополняется стоком рр. Чулыма и Каргата. Эти две небольшие речки с общей площадью водосбора около 1300 *км*² резко изменяют годовой объем стока и общую водность озера. Так, оз. Б. Чаны в период последнего высокого стояния уровня (в 1914 г.) часть своих вод сбрасывало в соседнее небольшое оз. Чабаклы. В прошлом озеро имело значительно бóльшую площадь акватории и в течение последних ста лет явно усыхает (с 1950 г. по 1956 г. уровень озера снизился на 1,3 *м*).

Подобное же уменьшение водности наблюдается в юго-западном углу рассматриваемой территории, где в ряде солесадочных озер за последние тридцать лет резко уменьшился объем воды.

В крайнем северо-западном углу рассматриваемой территории находится оз. Тенис. Из восточного угла его вытекает р. Оша, приток р. Иртыш. По историческим документам, собранным путешественни-

http://jurassic.ru/

ками второй половины XIX и начала XX веков, это озеро представляло водоем площадью более 180 *км*². При обследовании, произведенном Гидрометеорологическим управлением в 1949 г., его размеры не превышали 80—90 *км*².

На примере оз. Тенис можно проследить усыхание водоемов Западной Сибири. Озеро это в последние годы разделилось на ряд плёсов, соединяющихся между собой узкими проливами.

Озера Западно-Сибирской низменности широко используются: малые и пресные — как источники водоснабжения, а большие — как рыбопромысловые; на солесадочных озерах добывают сульфат натрия, поваренную соль и соду.

### *БОЛОТА*

Распространенным элементом ландшафта Западно-Сибирской низменности являются различные болота. Развитию их благоприятствует равнинный характер территории.

Наибольшее развитие болот наблюдается к северу от Транссибирской ж.-д. и особенно в таежной зоне, на плоских междуречных пространствах. Здесь расположено известное Васюганское болото, тянущееся на сотни километров по левобережью р. Оби. На его окраинах развиты осоково-гипновые болота, а в наиболее удаленных от рек центральных районах Васюганья преобладают сфагновые болота. Для крупных старых верховых болот Васюганья типична выпуклая поверхность с длинными пологими склонами и широкой ровной окраиной. Заболоченность Васюганья составляет свыше 50%.

По правому берегу р. Оби, в бассейне р. Кети, сохраняется тот же равнинный рельеф с обилием болот, который наблюдается в урманно-болотистой зоне Обь-Иртышья. Р. Кеть берет начало из болотного массива Кеть-Сочурского междуречья и протекает среди низких болот, которые ежегодно заливает при весенних разливах.

К югу от р. Кети местность несколько повышается и переходит в Чулымскую возвышенность, где процент заболоченности с 50—60% (для Кетского бассейна) падает до 20—30%.

Наконец, своеобразный болотный пояс наблюдается в горах Алтая, на отметках 1800—2500 *м*. Здесь встречаются плоские высокогорные болота, на которых развиты богатые кедровые леса. Болото в районе Семинского перевала является типичным представителем травяных высокогорных болот. В течение всего лета оно не просыхает, так как медленно протаивает и обильно увлажняется осадками. Реки на равнине и в горах являются дренажными системами, вдоль которых создаются полосы с пониженным уровнем грунтовых вод и богатой растительностью.

## КЛИМАТ

Рассматриваемая территория имеет континентально-циклонический климат, характеризующийся значительными годовыми суммами осадков (более 500 *мм*) в северных и горных районах (с преобладанием осенне-летних осадков), умеренно теплым летом (при наличии больших годовых и суточных амплитуд колебаний температуры воздуха), продолжительной умеренно-суровой и снежной зимой и быстрым нарастанием сухости к югу.

Положение Западной Сибири в глубине Евразиатского континента, в умеренных широтах, и открытость ее территории с севера, запада и юго-запада обусловливают разнообразие воздушных масс, участвующих здесь в циркуляции атмосферы, и господство континентальных масс в течение всего года. Температура самого теплого месяца (июля)

http://jurassic.ru/

изменяется от +17 до +21°, а самого холодного (январь) от —23 до —16°. Переход температуры воздуха через нуль весной наблюдается в апреле (25-го на севере, 18—20-го в лесостепи, 9—12-го на юге), а осенью в октябре (на севере 12—13-го, в лесостепи 18—20-го, на юге 28—30-го).

Средняя годовая температура воздуха в зоне лесов и на большей части лесостепи отрицательная и только в степи и на юго-востоке лесостепи — положительная. По А. И. Воейкову (1949 г.), при среднегодовых температурах —2° и ниже может наблюдаться вечная мерзлота. На территории, несмотря на средние годовые температуры до —2,7° (в северных районах), вечной мерзлоты не образуется благодаря значительной высоте снежного покрова (50—70 *см* в поле).

Среднегодовая температура поверхности почвы на несколько градусов выше, чем среднегодовая температура воздуха, что связывается с защищенностью ее снежным покровом. Глубина промерзания почвы определяется ее физическими свойствами и влажностью, а также высотой снежного покрова и характером растительности. Обычно промерзание начинается в ноябре — декабре и наибольшей величины достигает в марте. Средняя глубина промерзания в г. Барнауле под естественным покровом достигает 107,2 *см*, в г. Томске 108,2 *см*, на Чаинском опытном поле 137,6 *см*, в с. Афонино 233,5 *см*. Наибольшие глубины промерзания в Западной Сибири могут достигать 275—280 *см*. В степи и лесостепи в мае почва оттаивает полностью, в зоне лесов этот процесс продолжается и в июне.

Абсолютные максимумы и минимумы температуры воздуха, как правило, вызываются интенсивным приносом (адвекцией) тепла или холода. В условиях антициклонов, предварительно сформированных в арктической воздушной массе, и при дальнейшем выхолаживании зафиксированы минимумы, приближающиеся к восточносибирским (— 57° на севере, — 50° на юге), обычно же отмечаются морозы в пределах 25—35°. В то же время зимой здесь возможны оттепели до 0° и +5°, что сближает западносибирский климат с европейским. Летом при юго-западных потоках воздуха бывают повышения температуры до 35—40°.

На формирование климата горных районов большое влияние оказывают высота места над уровнем моря, простирание горных хребтов, экспозиция склонов и форма рельефа.

В предгорных районах на высоте 200—250 *м* средняя температура июля от +19 до +20° (в отдельные дни возможны повышения температуры до +37°), а на высоте 900—1000 *м* снижается до +16°. Косвенными показателями средней июльской температуры является верхняя граница леса, которая совпадает с изотермой июля в +7, +8°, а также высота снеговой линии, соответствующая изотерме около +4° в июле.

Период таяния ледников (абляция) на Алтае продолжается от 2,5 до 3 месяцев. В средней части ледника (на высоте 2400—2800 *м*) стаивает ежегодно от 5 до 3 *м* льда, максимальное стаивание за сутки на высоте 2800 *м* может достигать 8—10 *см*, а на концах ледника до 14 *см*. Интенсивное таяние ледников вызывает паводки на горных реках.

Средние температуры января в предгорьях равны — 16 и — 17°, на высоте 900—1000 *м* достигают — 21°, в котловинных формах рельефа (на высоте 2000 *м*) доходят до — 32°.

Годовая температура в пределах Горного Алтая на высоте 1000 *м* равна — 2°, на высоте 2000 *м* до — 6°, а в котловинных формах до — 7,2° (с. Кош-Агач). Вечная мерзлота в горных степях проявляется пятнами; в высокогорной же части она широко распространена.

http://jurassic.ru/

Кузнецкая котловина выделяется как район, сухой и теплый летом и холодный зимой (в сравнении с окружающими возвышенностями и хребтами). Средняя температура января колеблется здесь от — 18,8° до — 17,4°, июля — от +18° до +19,4°.

Количество осадков и их распределение по территории Западной Сибири определяется запасами влаги в атмосфере и развитием восходящих токов. Годовые суммы осадков варьируют от 236 *мм* на юго-западе до 585 *мм* на северо-востоке.

В теплый период (IV—X месяцы) выпадает от 65 до 80% годовой суммы осадков. Самые влажные месяцы в году июль или август. За теплый период в тайге в среднем насчитывается 7—9 дней с осадками, превышающими 10 *мм* за сутки; ежегодно возможны ливни 25—30 *мм*; раз в 10 лет возможны ливни в 50—80 *мм* (наиболее сильный ливень дал 142 *мм* в с. Пышкино-Троицком). В степи и лесостепи с осадками в 10 *мм* бывает от 4 до 6 дней; ежегодно наблюдаются ливни в 25—30 *мм*; раз в 10 лет зафиксирован ливень до 50 *мм* в сутки, а наибольший максимум достигает 83 *мм*.

В горных районах распределение осадков характеризуется большой пестротой, в зависимости от высоты, формы рельефа и экспозиции склонов. Количество осадков с высотой, как правило, увеличивается и на юго-западных склонах на высоте 3000 *м* достигает 1500—2000 *мм*. Максимальные величины их доходят до 3000 *мм* (юго-западный склон горы Белухи, по М. В. Тронову). В широких долинах и межгорных впадинах годовые суммы осадков колеблются от 123 до 400 *мм*.

Типичной особенностью климата рассматриваемой территории является образование зимой устойчивого снежного покрова, роль которого исключительно велика. Длительность залегания его от 190 до 170 дней в году в лесной зоне и от 170 до 140 дней в степи и лесостепи. Высота снежного покрова от 22 *см* на юго-западе до 70 *см* на северо-востоке. В лесу высота снежного покрова на 25—50% больше, чем в поле. Основное накопление снега происходит с ноября по январь.

В районе Салаирского кряжа лето прохладнее (средняя температура июля около +17 и +18°), зима теплее (средняя температура января около — 17°). Количество дней со средней суточной температурой ниже — 15° составляет 50—55. Годовые суммы осадков возрастают до 400—600 *мм*; снежный покров высотой до 60 *см*, в некоторых местах более 100 *см*.

Кузнецкая котловина летом является более теплым (на 1,0—1,5°), а зимой более холодным (на 1,5—2°) районом в сравнении с окружающими среднегорными районами. Летние максимумы достигают +36°. Средний минимум температуры воздуха зимой на 2—3° выше, чем на той же широте в Кулунде. Число дней с температурой ниже — 15° составляет 70—80. Годовое количество осадков в центральной части 400—450 *мм*, с приближением к горам оно увеличивается до 500—650 *мм*. Высота снежного покрова в открытой местности от 25 до 50 *см*, в защищенной — от 60 до 80 *см*; продолжительность его 165—175 дней. Число дней с осадками колеблется в Кузбассе от 150 до 65. Для этой котловины характерны меньшие скорости ветров во все времена года.

## ПОЧВЫ

Почвы Западной Сибири стали изучать лишь с конца прошлого столетия. Объем и глубина этих исследований в последние три десятилетия достигли наибольших размеров. Результаты их обобщены в ряде сводных работ последнего времени. К ним относятся работы И. П. Герасимова и Е. Н. Ивановой (1934 г.), А. А. Завалишина (1936 г.), И. П. Ге-

http://jurassic.ru/

расимова и Н. Н. Розова (1940 г.), Н. И. Гуськова (1947 г.), К. А. Кузнецова (1949 г.), Б. Ф. Петрова (1952 г.), К. П. Горшенина (1955 г.), Е. Н. Ивановой, П. А. Летунова, Н. Н. Розова, В. М. Фридланда и С. А. Шувалова (1958 г.).

По новейшим данным, на описываемой части Западной Сибири развито 18 типов почв. Если учесть, что каждый из почвенных типов разделяется на более мелкие таксономические единицы (подтипы, роды, виды и разновидности), станет понятным, насколько многообразны почвы рассматриваемой территории. В зависимости от зональных и региональных (провинциальных) закономерностей выделяется большое число различных почвенных зон, провинций, округов и районов.

На территории Западно-Сибирской низменности структура почвенного покрова характеризуется спектром отчетливо выраженных широтных почвенных зон и подзон, особенности которых состоят в следующем.

Таежная зона подзолистых и дерново-подзолистых почв, в отличие от такой же зоны в пределах Восточно-Европейской равнины, характеризуется широким распространением торфяно-болотных и торфяно-подзолисто-глеевых почв. Последние развиты здесь на слабо дренированных водоразделах, а подзолистые и дерново-подзолистые приурочены к наиболее дренированным придолинным частям междуречий.

В лиственно-лесной зоне преобладают лугово-черноземные почвы, среди которых широко распространен род лугово-черноземных осолоделых почв. Лугово-черноземные и торфяно-болотные почвы занимают наименее дренированные плоские водоразделы междуречий. Серые лесные почвы образуют крупные контуры лишь в пределах наиболее дренированных придолинных полос рр. Оби и Иртыша. В отличие от предыдущей зоны, здесь господствует дерновый почвообразовательный процесс, сочетающийся с подчиненными процессами осолодения и заболачивания.

Лесостепная зона выщелоченных и осолоделых черноземов покрыта преимущественно почвенными комплексами из осолоделых, солонцовых, солончаковых и незасоленных почв. К наиболее дренированным участкам зоны приурочены незасоленные, незаболоченные или слабо заболоченные почвы. На менее дренированных участках развиты осолоделые, солонцовые и заболоченные, а на участках весьма слабой дренированности (Бараба) — солончаковые, солонцовые и болотные почвы.

Степная зона обыкновенных и южных черноземов отличается от своих аналогов в других геоморфологических условиях более широким развитием солонцеватых черноземов, солонцов и солончаков.

Сухостепная зона темно-каштановых и каштановых почв характеризуется той же основной отличительной особенностью, что и предыдущая зона, т. е. относительно широким распространением солонцовых почв, солонцов и солончаков. В качестве специфической черты этой почвенной зоны должно быть отмечено более интенсивное развитие степного почвообразовательного процесса, что находит свое выражение не только в существовании каштановых почв, но и в увеличении площадей, занятых степными солонцами и солончаками.

Почвенные покровы и почвы Алтае-Саянской горной области весьма существенно отличаются от таковых Западно-Сибирской низменности. Структура почвенного покрова горной области в целом является более сложной. Она характеризуется спектрами двух типов зон — кольцевых и вертикальных.

Кольцевые зоны представлены (от предгорий и межгорных впадин к горам): степной зоной южных и обыкновенных черноземов, лесостепной зоной выщелоченных и оподзоленных черноземов, лиственно-

http://jurassic.ru/

лесной зоной серых лесных почв и таежно-лесной подзоной дерново-подзолистых почв.

В составе вертикальных зон имеются: сухостепная зона горных темно-каштановых и каштановых почв, степная подзона горных южных черноземов, лесостепная зона горных выщелоченных и оподзоленных черноземов, лиственнолесная зона горных серых лесных почв, таежно-лесная зона горных подзолистых и дерново-подзолистых почв, зоны горнолуговых и горнотундровых почв.

Оценивая Алтае-Саянскую горную область с точки зрения особенностей самих почв, нужно прежде всего отметить ряд таких почв, которые не обнаружены на территории Западно-Сибирской низменности. К ним относятся тундровые и горно-луговые почвы верхних поясов гор, дерново-лесные, приуроченные главным образом к высококарбонатным материнским породам и так называемые бурые лесные оподзоленные почвы, развитые на коричнево-бурых глинах и тяжелых суглинках.

По мощности почвы кольцевых и вертикальных зон резко различны. Если почвы вертикальных зон по понятным причинам являются маломощными, то почвы кольцевых зон обладают большей мощностью не только по отношению к горным почвам, но и сравнительно с почвами низменности. Связано это с геоморфологическими и биоклиматическими условиями Алтае-Саянской области, а именно с хорошей дренированностью и меньшей континентальностью последней.

## РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

В равнинной части рассматриваемой территории Западной Сибири хорошо выражены лесная, лесостепная и степная растительные зоны, а в горной части — горно-степной, горно-лесной и высокогорный пояса.

Лесная зона с подзонами средней тайги, южной тайги и лиственных лесов занимает северную часть описываемой территории и почти подходит к границе северотаежной подзоны.

Значительное место занимает лесостепная зона с подзонами дернисто-луговых и луговых степей. И, наконец, на самом юге равнинной части территории мы имеем степную зону, или зону «настоящих» (типичных) степей с подзонами разнотравно-типчаково-ковыльных и типчаково-ковыльных степей.

В наиболее низких участках горного рельефа, в долинах и котловинах, развиты опустыненные степи или другие типы степей, выше идут леса различных типов и, наконец, еще выше — высокогорная растительность с своеобразными формациями субальпийского и альпийского типов.

### *ЛЕСНАЯ ЗОНА*

Подзона средней тайги выходит на севере за границы нашей территории, а на юге доходит примерно до параллели г. Колпашево на р. Оби. Основными лесообразующими породами подзоны являются ель, кедр и пихта. Лиственница встречается нечасто. Осиново-березовые леса имеют здесь, по-видимому, вторичное происхождение, возникли на месте гарей и вырубок темнохвойных лесов. Тайга в этой подзоне большей частью с зеленым моховым покровом. На склонах увалов и речных долин развиваются боры и зеленомошники с кустарниковым подлеском из брусники, голубики, черники и багульника.

В подзоне средней тайги играют большую роль сфагновые и сфагново-гипновые травяные болота, занимающие обширные водораздельные пространства. Часто среди них встречаются выпуклые болота — «рямы».

http://jurassic.ru/

Подзона южной тайги является наиболее значительной по площади среди подзон лесной зоны. В южной тайге большую роль играют березовые, осиновые, а также темнохвойно-березово-осиновые леса, что указывает на немалое влияние человека. На легких почвах встречается кедр. Подлесок в южной тайге состоит из черемухи, рябины, жимолости и караганы. В почвенном покрове — зеленые мхи, а травяной ярус составляют редкие таежные травянистые растения и папоротники.

Подзона лиственных лесов не содержит темнохвойных (пихта, ель, кедр) как лесообразующей породы. С другой стороны, появляются черты, напоминающие о примыкающей с юга «лесостепной» зоне. Это — присутствие на открытых местах обильной травянистой растительности лугового типа; кое-где появляются единичные степные травы. Соприкасаясь на юге с лесостепью, подзона эта в значительной степени окультурена и заселена. Основу растительного покрова составляют здесь березовые, иногда с примесью осины, леса, в значительной степени первичного типа, чередующиеся с травяными, реже сфагновыми болотами, а также сообществами лугового типа. К песчаным почвам приурочены сосновые боры, иногда с небольшой примесью степных форм в травяном покрове. Высокотравные и крупноосоковые болота занимают здесь большие пространства и носят название «займищ».

### *ЛЕСОСТЕПНАЯ ЗОНА*

Само название характеризует эту зону, подчеркивая, с одной стороны, присутствие в ней все нарастающих к югу участков с остепненной и степной растительностью, и, с другой, — убывание в этом направлении количества березовых лесов и перелесков (колков). На открытых пространствах появляются сначала одиночные, а далее на юг — массами характерные степные растения (ковыль, типчак, полынь и др.), постепенно придающие степной аспект открытым лугово-степным пространствам. Многие лесные растения исчезают. Березовые леса, еще закрывавшие на севере зоны горизонт, южнее редеют, распадаются на отдельные рощи, перелески и «колки».

Остепненные открытые места всегда сочетаются здесь с солонцами, солончаками и озерами с заболоченными приозерными низинами. Сочетание остепненных лугов с озерами, заросшими тростником и камышом, называемыми «займищами» и солонцами, типично для обширной территории, именуемой «Барабой».

Подзона луговых степей представляет собой переход от лесостепи к настоящей степи, уже в значительной степени обезлесенной.

На запад от р. Оби в степи и лесостепи тянутся узкие (5—12 *км* шириной) «ленточные» сосновые боры, расположенные на песчаных почвах бывших древних потоков, вытянутые с северо-востока на юго-запад и частично проникающие в этом направлении в сухие, «настоящие» степи Кулунды и далее Казахстана.

### *ЗОНА НАСТОЯЩИХ (ТИПИЧНЫХ) СТЕПЕЙ*

Настоящие степи вдаются на нашу территорию с юго-запада широким клином с основанием на линии гг. Омск — Семипалатинск и вершиной почти у г. Барнаула. Характерной чертой этих степей является слабая облесенность, а в более степной части зоны (на юго-западе) полное отсутствие лесной растительности.

Растительный покров состоит из степных форм с преобладанием степных узколистных злаков. На юг и юго-запад внутри зоны разнотравье убывает, а удельный вес степных узколистных злаков растет.

http://jurassic.ru/

Травостой невысокий, в среднем около 15 *см*. Южную и юго-западную часть зоны составляют ассоциации мелкодерновинных низкотравных типчаково-ковыльных степей, состоящие из тех же злаков, абсолютно преобладающих над степным разнотравьем; между дерновками имеются участки обнаженной почвы. Продолжающиеся из предыдущей зоны ленточные боры тянутся на юго-запад через «настоящие» степи и являются сильно остепненными, по низинам засоленными и нередко разреженными (Сростинский бор, Большой и Малый Гатские боры).

### *РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ*

Пояс степей к верху сменяется лесами, сначала лиственными, а затем темнохвойными (из ели, пихты и сибирского кедра). В высокогорном поясе леса сменяются высокогорными лугами: сначала идет буйное субальпийское высокотравье, сменяющееся затем поразительно яркими альпийскими лугами, и, наконец, на обширных высокогорных плато появляется пояс горных тундр, кустарниковых с мелкой круглолистной березкой, моховых и пятнисто-щебнистых. Наиболее низкое гипсометрическое положение на Алтае, как правило, занимают степи, покрывающие дно долин многих крупных рек (Катунь, Чуя, Онгудай и др.). Более значительные степи (Уймонско-Катандинская, Абайская, Канская, Онгудайская, Теньгинская и др.) поднимаются иногда до 1000 *м* над уровнем моря и, будучи окружены горами, создают свой особый климат. Под влиянием монгольского пустынного климата развиваются высокогорные опустыненные и пустынные степи: Чуйская— в долине р. Чуи (на высоте 1750—1900 *м*), Курайская, тоже в долине Чуи (1500—1675 *м*). Сильно остепненные пространства в комплексе с высокогорной тундровой растительностью находятся на плато Укок и хребте Сайлюгем.

Больше половины территории Алтая занимают леса. Для Центрального Алтая характерной древесной породой является лиственница, образующая или чистые лиственничные леса с травянистым покровом, или (в переходной зоне) сливающаяся с елью, а выше в горах— с кедром. В предгорьях Алтая местами встречаются сосновые и сосново-березовые леса. Сосна в горах не растет выше отметки 700 *м*.

Верхнюю границу леса обычно образует кедр сибирский. Граница леса проходит на северных хребтах на высоте 1700—1800 *м* над уровнем моря, а на юге поднимается до высоты 2000—2500 *м*. Выше горы покрыты своеобразной растительностью субальпийских и альпийских лугов, высокогорных тундр и каменистых россыпей. До наиболее высоких вершин, ледников и полей снега проникают лишь немногие растительные организмы: лишайники и редкие высшие растения типа стелющихся карликовых кедров.

## ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На рассматриваемой территории Западной Сибири*, равной 991,9 тыс. *км*$^2$, в 1959 г. проживало 10 160 тыс. человек — вдвое больше, чем в 1917 г. При росте численности населения в целом по СССР за 1939—1959 гг. на 9,5% население Западной Сибири возросло на 28%.

В дореволюционное время, когда промышленность в Западной Сибири была развита очень слабо, наибольшей плотностью населения отличались районы, расположенные вдоль Сибирской железнодорожной магистрали, примыкающие к рр. Оби, Иртышу, Томи.

* Алтайский край, Кемеровская, Новосибирская, Омская и Томская области.

http://jurassic.ru/

Социалистическая перестройка сибирской экономики, приведшая к созданию ряда новых промышленных центров и реконструкции сельского хозяйства на началах крупного механизированного производства, обусловила более равномерное размещение производительных сил и, следовательно, значительное изменение в географии населения. Благодаря социалистической индустриализации, строительству совхозов и победе колхозного строя возникло большое количество населенных пунктов на всей территории Западной Сибири, в особенности в районах интенсивного промышленного строительства (Кузбасс, Новосибирское Приобье, Алтай, Омское Прииртышье и др.) и освоения целинных и залежных земель (Кулунда, Бараба, Степное Прииртышье). По удельному весу городского населения на первом месте стоит Кемеровская область, где доля горожан составляет 78%, на втором месте — Новосибирская область (55%).

По темпам роста городского населения Западная Сибирь стоит в одном ряду с наиболее индустриальными экономическими районами Советского Союза. По сравнению с дореволюционным временем количество городов в Западной Сибири увеличилось в три раза, поселки же городского типа почти все были созданы в советское время.

Кроме основной национальности — русских, в Западной Сибири, особенно в ее южных районах, проживают украинцы, белоруссы, мордовцы, чуваши, немцы, эстонцы, латыши, евреи.

В таежных и горных районах, по площади превосходящих половину всей площади края, проживают народности, исстари заселяющие эти территории: ханты, селькупы, эвенки (на севере), различные группы сибирских татар (Бараба, Причулымье Томской области), алтайцы и шорцы (на юге), казахи (Кулунда, юг Омской области).

Каждый экономический административный район Западной Сибири имеет производственную специализацию. Например, Новосибирская область специализируется главным образом на производстве различных машин и оборудования, пшеницы и животного масла; Кемеровская — на добыче каменного угля, производстве черных и цветных металлов, химических продуктов и горного машиностроения; Алтайский край — сельскохозяйственных машин и текстильных изделий, являясь в то же время ведущим районом высокотоварного зернового хозяйства и молочно-мясного и мясо-шерстного животноводства.

До Октябрьской социалистической революции Западная Сибирь, как и вся Сибирь в целом, была отсталой колонией, откуда вывозились (преимущественно на экспорт) лес, пушнина, хлеб и животное масло.

За годы советской власти по структуре экономики Западная Сибирь превратилась в передовой индустриально-аграрный район СССР с преобладанием промышленности, стала поставщиком промышленной и сельскохозяйственной продукции.

В энергетическом балансе Западной Сибири основную роль играет каменный уголь, который продолжает оставаться главнейшим видом энергетических ресурсов этого крупного района. Электроэнергетическая система Западной Сибири включает различные типы электростанций: промышленные и городские ТЭЦ, ГЭС, районные и сельскохозяйственные станции. Действуют и с каждым годом расширяются такие электроэнергетические системы, как Новосибирская, Кузбасская, Алтайская, Омская и Томская.

Западная Сибирь, особенно ее юго-восточная часть, обладает огромными и разнообразными минеральными богатствами.

На озерах Кулунды (Алтайский край) добываются минеральные соли: поваренная соль, сода, сульфат натрия и соли магния, которые в свою очередь служат сырьем для развития основной химической про-



http://jurassic.ru/

мышленности — производства серной кислоты, щелочей, сернистого натрия, минеральных удобрений.

В дальнейшем намечается всемерное развитие добывающей промышленности Западной Сибири и в первую очередь освоение новой крупной нефтегазовой провинции — Западно-Сибирской низменности. В перспективе ближайших лет в районах Кузбасса и Алтая создается также новая отрасль горнодобывающей промышленности — добыча сырья для производства удобрений и химических средств защиты урожая на базе недавно открытых месторождений фосфоритов в Горной Шории.

Главной отраслью химической промышленности является коксохимическое производство, размещенное в индустриальных центрах Кузбасса — Новокузнецке и Кемерово.

Разнообразное машиностроение Западной Сибири обслуживает своей продукцией горную, химико-металлургическую и строительную промышленность, железнодорожный и водный транспорт и сельское хозяйство.

В связи с перебазированием лесозаготовок в многолесные северные районы создана деревообрабатывающая промышленность, с тем чтобы доставлять потребителям лес в обработанном и транспортабельном виде.

Основными отраслями пищевой промышленности являются маслодельная (особенно в районах Барабы), сыроваренная, мясная, сахарная (в Алтайском крае), консервная и мукомольная.

По территории Западной Сибири проходит Сибирская железнодорожная магистраль с рядом ответвлений и участок Южносибирской магистрали.

Большое значение начинает приобретать трубопроводный транспорт. По территории Западной Сибири уже проложены и вновь строятся два трубопровода из Волго-Уральского нефтяного района. По мере освоения нефтегазовой провинции Западно-Сибирской низменности из разных ее районов будут сооружены трубопроводы на Урал и в районы Кузбасса, Новосибирска, Омска, Норильска.

Важную работу по перевозкам грузов и пассажиров выполняет водный транспорт — по рр. Оби, Иртышу и крупным их притокам (рр. Томи, Кети, Чулыму и др.). По судоходным рекам Западной Сибири в различных направлениях идут плотами и на судах лесные и строительные материалы, отчасти нефтегрузы, хлеб, рыба, а на крайний север доставляются все основные предметы народного потребления — продовольствие и промышленные товары.

Жизненно важное значение начинают приобретать автомобильные дороги, из которых самой крупной и важной является Чуйский тракт. Улучшены отдельные участки старинного Сибирского тракта. Создана сеть усовершенствованных дорог на юге Западной Сибири.

Для Западной Сибири с ее огромными расстояниями большое значение имеет воздушный транспорт. Пассажирские и грузовые самолеты регулярно совершают рейсы вдоль главной Сибирской железнодорожной магистрали, по трассам сибирских рек и в северные и южные районы.

http://jurassic.ru/

## *Глава 3*

# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

В Западной Сибири развиты отложения, начиная с докембрия и кончая четвертичными. При этом отложения палеозоя и докембрия выходят на поверхность в горных частях рассматриваемой территории, в то время как кайнозойские толщи вскрываются в основном в пределах Западно-Сибирской низменности; а сравнительно узкие площади выходов мезозоя приурочены в общем к зоне перехода от горной области к низменности. Меловые и отчасти юрские отложения пользуются широчайшим развитием и в пределах низменности (данные буровых работ), но обнажения их там (в пределах рассматриваемого региона) почти отсутствуют. Третичные отложения в низменности обнажены обычно в цоколях речных террас и только местами незначительная мощность перекрывающих четвертичных отложений дает возможность снимать их и показывать на геологических картах широкие площади развития неогена и палеогена, а на водоразделах местами и мела (Васюганье, Кулунда и др.).

Размеры и характер выходов разных отделов палеозоя и докембрия в горных районах различны. Кембрийские (и докембрийские) отложения развиты преимущественно в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Салаире и в северо-восточной части Горного Алтая. Ордовикские и силурийские отложения в горных кряжах распространены более равномерно, значительные площади заняты ими на Салаире и в Горном Алтае, почти отсутствуют эти отложения лишь в Кузнецком Алатау и Горной Шории (нет их также в Колывань-Томской зоне и в Кузбассе). Девонские отложения обильно представлены по окраинам Кузбасса и в Колывань-Томской зоне и достаточно широко распространены на Салаире, в юго-западной части Горного Алтая и в Рудном Алтае.

Выходы пород нижнего карбона всюду занимают сравнительно небольшие площади и распространены в общем в тех же местах, что и отложения девона, за исключением Горного Алтая, где они известны лишь в ограниченных блоках.

Верхний палеозой широко развит лишь в пределах Кузнецкого и Горловского бассейнов. Весьма небольшое развитие имеют триасовые отложения, известные в Кузбассе и в некоторых районах Западно-Сибирской низменности. Юрские породы обнажены в Кузбассе и по северной окраине Кузнецкого Алатау; бурением доказано их наличие в Барнаульской впадине и более широко — в северных частях Западно-Сибирской низменности.

Породы мелового возраста, представленные формациями коры выветривания и другими отложениями, кроме Алтае-Саянской области, обнажены в Чулымо-Енисейской впадине и буровыми работами прослежены в остальных районах Западно-Сибирской низменности, где они из континентальных постепенно к северу переходят в морские. Очень широко распространены выходы третичных отложений, особенно неогена, почти повсеместно обнажающихся по рекам в Западно-Сибирской низменности. Континентальные палеогеновые отложения развиты там же, где известны отложения верхнего мела.



http://jurassic.ru/

Четвертичные отложения распространены повсеместно в описываемом районе и в Западно-Сибирской низменности достигают местами значительной мощности.

Недостаточное изучение палеонтологических материалов и специфика фаун и флор сибирских провинций обусловили то положение, что в ряде районов отложения того или иного возраста еще не выделены и точное распространение их не установлено.

В горной части Западной Сибири относительно развиты массивы интрузивных пород. Среди последних наиболее обильны гранитоиды, известные в Кузнецком Алатау, Горной Шории и некоторых районах Алтая. Основные и ультраосновные интрузии встречаются в рассматриваемом регионе значительно реже. В Кузбассе и местами в западной части низменности известны нижнемезозойские базальты.

Ниже дается краткая характеристика геологических образований, развитых в Западной Сибири.

Достоверные архейские образования здесь не известны. К архею в Западной Сибири обычно относили глубокометаморфизованные толщи, превращенные в гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы, частью расположенные в осевых частях крупных структур. Для большинства этих образований ныне имеются доказательства их более молодого возраста.

Протерозой, по-видимому, более широко развит в горных областях Западной Сибири. Относимые к нему образования в ряде случаев менее метаморфизованы, чем предполагаемые местами архейские. Здесь обычны различные метаморфические сланцы (зеленые сланцы), кристаллические известняки, кварциты, конгломераты. Интрузии протерозоя также в разной мере метаморфизованы. Подобные образования, местами залегающие ниже заведомо кембрийских отложений, известны в Кузнецком Алатау, Горной Шории, на Алтае. Синийские отложения здесь довольно однообразны и представлены в основном мощными карбонатными толщами с водорослями.

Кембрийские образования весьма широко распространены в пределах горной части описываемой территории и отличаются большой мощностью. Самые низы их сложены либо преимущественно карбонатными породами, где они обычно связаны постепенными переходами с синийским комплексом, либо вулканогенно-терригенными. Верхи нижнего кембрия также представлены известняками (с археоциатами) и отделяются от нижних известняков мощной эффузивно-туфогенной толщей. Средний кембрий в основном эффузивно-туфогенный, с редкими прослоями известняков с трилобитами. Верхний кембрий сильно размыт, представлен в основном терригенными образованиями, реже известняками. В Колывань-Томской зоне кембрийские отложения почти не обнажены.

Ордовик широко развит на Салаире и на Алтае. Здесь он представлен всеми своими ярусами и сложен в основном терригенными (частью пестроцветными) тонкозернистыми в равной мере метаморфизованными толщами, местами с фауной. В пределах Кузнецкого Алатау и Горной Шории отложения ордовика развиты только на западе и быстро выклиниваются в восточном направлении. В Колывань-Томской зоне достоверный ордовик не известен. Ордовикские отложения местами лежат несогласно на кембрии.

Значительная фациальная изменчивость характерна для силурийских отложений. В пределах Салаира и Горного Алтая, где они широко развиты, нижняя часть их темносланцевая, верхняя — карбонатная и залегает несогласно на нижней. В свою очередь силур обычно лежит несогласно на ордовике (таконская фаза). В Кузнецком Алатау

http://jurassic.ru/

и Горной Шории достоверные силурийские отложения неизвестны. К силуру там условно относят некоторые толщи эффузивов с преобладающими кислыми разностями. В Колывань-Томской зоне выходы достоверного силура также неизвестны.

Сложные взаимоотношения наблюдаются между девонскими и силурийскими отложениями. В ряде пунктов Салаира, а местами и Горного Алтая, граница между этими системами проходит внутри однообразных карбонатных толщ и может быть установлена лишь палеонтологически. Средний девон (эйфель) залегает несогласно на нижележащих отложениях девона и силура. Местами (в той же структурно-фациальной зоне) он представлен известняками, местами (Алтай) сложен в основном эффузивно-терригенными толщами. Образования живетского яруса всюду представлены здесь эффузивно-туфогенными и терригенными толщами.

В восточной части горных областей территории преобладают красноцветные и эффузивно-туфогенные толщи среднего и нижнего девона, известные в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Восточном Алтае (восточнее р. Катуни). В западной части Алтая эффузивы в этой толще развиты широко, но красноцветы и известняки редки.

Верхний девон почти всюду (за исключением Уйменской впадины и Змеиногорского района Алтая, где много эффузивов) сложен терригенными толщами; на востоке красноцветными, почти без известняков; на западе, особенно на крайнем северо-западе, он представлен в основном зеленовато-серыми и серыми морскими породами. Наибольшей мощностью отличаются верхнедевонские отложения в Колывань-Томской зоне, где среди терригенных толщ верхнего девона имеется ряд пачек известняков; в среднедевонскую эпоху здесь накапливались и эффузивно-туфогенные толщи.

Интересна фациальная изменчивость девона Кузбасса. По восточной и южной окраинам бассейна девон красноцветный, почти без известняков, в нижней части с обильными эффузивами и туфами. На северо-западной окраине обнажены морские отложения франкского и верхов живетского ярусов, а подстилающие их толщи неизвестны; фаменские отложения здесь в основном красноцветные. На юго-западе под маломощным красноцветным верхним девоном (фаменский ярус) с перерывом залегают мощные терригенные (с известняками и эффузивами) живетские отложения, несогласно налегающие на эйфельские и нижнедевонские карбонатные толщи, причем эйфель лежит здесь несогласно на кобленце, а отложения жединского яруса постепенно сменяют верхнелудловские известняки.

Некоторые палеонтологи полностью отрицают присутствие в Горном и Рудном Алтае нижнедевонских отложений; другие, наоборот, отмечают наличие здесь отложений с типичной нижнедевонской фауной. Среднедевонские фауны (в основном живетские) широко известны на Алтае: на западе, в Коргонском хребте, на севере Алтая, по р. Катуни и по р. Чуе. Верхнедевонские (франкские) отложения с фауной известны на западе (Северо-Западный Алтай) и по р. Чуе. Фаунистически охарактеризованные фаменские отложения установлены в районе с. Черемшанки и являются в Горном Алтае редкостью; более обильны они в Рудном Алтае. Вдоль р. Оби, в западной части Колывань-Томской зоны, фаунистически доказан лишь верхний девон: морской, серый монотонно-сланцевый.

Нижнекаменноугольные отложения широко развиты в северо-западной части горных районов Западной Сибири: по окраинам Кузбасса, в Колывань-Томской зоне, на Салаире. В районе Кузбасса они представлены известняками и известковистыми песчаниками: в Колы-

http://jurassic.ru/

вань-Томской зоне и на Салаире — сложены однообразными темно-серыми сланцевыми толщами с редкими пачками известняков. Переход от девонских отложений к карбону всюду постепенный. Почти отсутствуют нижнекаменноугольные отложения в Горном Алтае; фауна нижнего карбона известна здесь в северной части его — у с. Курьи (на северо-западе), у с. Черемшанки и у с. Ажинки на р. Бие. Верхнетурнейская фауна установлена в Теректинском хребте (в 20 *км* к северу от с. Усть-Кокса).

Отложения этого возраста отсутствуют в глубине Горного Алтая— в Горной Шории и в Кузнецком Алатау, но широко развиты в Рудном Алтае.

В позднем визе на всей Западно-Сибирской территории Алтае-Саянской области произошел резкий перелом физико-географических условий: началось отложение мощных серых угленосных толщ, почти без морской фауны, с обильными растительными остатками.

Подобные отложения с прослоями и пластами каменного угля широко распространены в Кузнецком бассейне. Низы угленосной толщи (острогская свита) обычно со скрытым несогласием залегают на морском нижнем карбоне и, судя по заключенной в них морской фауне, имеют визе-намюрский возраст*. Выше они постепенно сменяются угленосными же отложениями среднего и верхнего карбона и, наконец, перми. В разрезе этого бассейна многократно чередуются речные, озерные и лагунные фации. Такого же типа отложения характерны и для других районов накопления верхнепалеозойских отложений Западной Сибири; они известны в Горловском бассейне, встречаются в Ордынском районе на р. Оби, частично в Рудном Алтае и в глубине Горного Алтая. При этом чем дальше на запад расположен район, тем больше в нем прослоев с морской фауной. В юго-восточном Алтае, наоборот, появляются красноцветные верхнепалеозойские отложения. Граница каменноугольных и пермских отложений в Кузбассе проходит внутри однообразных угленосных отложений и проводится здесь условно.

Триасовые отложения развиты в Кузбассе. Верхи их, возможно, присутствуют также на некоторых площадях в Западно-Сибирской низменности. В Кузбассе они представлены континентальными терригенными (и эффузивными) толщами до 1500 *м* мощности, внизу серыми и зеленоватыми, выше с большой примесью красноцветов. Возраст их раннетриасовый. В центральной части низменности возможны также верхнетриасовые отложения—темные угленосные аргиллиты (до 200 *м*), с редкими эффузивами. В конце триаса местами, видимо, имело место формирование коры выветривания.

Юрские отложения в Западной Сибири известны в Кузбассе, Кузнецком Алатау и в Западно-Сибирской низменности. В Кузбассе они представлены мощной серой угленосной толщей главным образом с нижне- и среднеюрскими растительными остатками (верхняя юра возможна). Такого же типа отложения этого возраста встречены (в отдельных впадинах) в северо-западной части Кузнецкого Алатау и в пределах Барнаульской депрессии.

Сероцветная угленосная юра распространена и в Чулымо-Енисейской впадине (по данным бурения); выходы ее на поверхности развиты в пределах Чулымо-Енисейского угленосного бассейна. При движении к северо-западу, в направлении центральной части низменности, континентальные верхнеюрские отложения сменяются морскими, налегающими на угленосные образования средней и нижней юры.

* Вопрос о наличии предостроrского перерыва является дискуссионным и нуждается в уточнении. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

Еще шире распространены в пределах Западно-Сибирской низменности меловые отложения, относящиеся к нижнему и верхнему отделам.

В пределах Чулымо-Енисейского бассейна нижний мел представлен пестроцветными и красноцветными терригенными тонкозернистыми породами илекской и кийской свит. Далее на северо-запад (сс. Нарым, Колпашево) отложения этого возраста в основном сероцветные, вверху с флорой, углями и включением янтаря (покурская свита), ниже — местами с морской фауной, местами пестроцветные. В районах Омска—Тары и с. Ларьяка сохраняются примерно те же соотношения, но наблюдается еще большее преобладание серо- и темноцветных свит. В центральной и южной частях низменности широко развита готерив-барремская (киялинская) красноцветная свита.

Верхнемеловые отложения Чулымо-Енисейского бассейна представлены светлыми песками и глинами с растительными остатками (симоновская и сымская свиты). В районе с. Максимкина Яра на р. Кети в них местами появляется морская фауна. Далее к центру низменности сохраняются те же серые толщи с морской фауной и растительными остатками.

В горной части меловые отложения представлены различными континентальными толщами: внизу красными (нижний мел), вверху— светлыми (верхний отдел мела). Здесь господствуют коры выветривания и продукты их переотложения. Такого рода породы распространены в Кузбассе, на Салаире, в Колывань-Томской зоне.

Точное отграничение нижнетретичных отложений (палеогена) от фациально близких к ним верхнемеловых толщ не всегда возможно. В Чулымо-Енисейской впадине в это время продолжалось накопление белых континентальных песчано-глинистых толщ с растительными остатками. Далее на северо-запад (сс. Нарым, Колпашево) в них местами встречаются фораминиферы. В Алтае-Саянской области палеогеновые отложения представлены светлыми песками, глинами и галечниками, местами с растительными остатками и углями.

Средне-верхнеолигоценовые и неогеновые отложения в Западной Сибири представлены лишь континентальными фациями. Низы их в пределах низменности сложены широко развитыми серыми угленосными песками и глинами (с лигнитами) и пестрыми тонкозернистыми осадками с пресноводными моллюсками и костями млекопитающих, кверху сменяющимися красноцветами. Отложение красноцветных глин продолжалось и в плиоцене. Красноцветные верхненеогеновые осадки распространены местами и в пределах Алтае-Саянской области.

В глубине Горного Алтая, по р. Чуе (Чуйская степь), известна угленосная олигоценовая толща с остатками флоры и фауны.

Четвертичные отложения развиты очень широко. Здесь известны ледниковые, озерные, речные, эоловые и прочие образования, представленные валунами, галечниками и щебнем, песками, супесями и суглинками, слоистыми и неслоистыми глинами, торфяниками, погребенными почвами и др.

В северной части региона сохранились ледниковые образования эпохи максимального оледенения. Там известны доледниковые озерные осадки, морены, флювиогляциальные отложения и послеледниковые песчано-глинистые толщи. Южная граница распространения этих образований проходит южнее р. Ваха и пересекает р. Юган.

Далее на юг расположена широкая зона внеледниковых озерных осадков — песков, супесей, глин, суглинков с арктической и другой флорой. Ледники сюда уже не проникали. Эта зона распространялась

http://jurassic.ru/

до предгорьев Алтае-Саянской области, причем в более северной части зоны широко развиты лёссы и лёссовидные суглинки с холоднолюбивой фауной (северный олень и др.), а ближе к предгорьям появляются пески и галечники, частью флювиогляциального комплекса, связанные с оледенением горных областей (Алтай и Кузнецкий Алатау). Флювиогляциальные пески известны и в бассейне низовьев рр. Оби и Иртыша. Во впадинах Барабинской и Кулундинской степей мощность четвертичных отложений местами доходит до 80 и даже 150 *м* (у г. Барнаула).

Широкие, хорошо разработанные долины рек современной гидрографической сети выполнены обильным аллювием. Число речных террас растет в низменности при движении с запада на восток: от двух террас на р. Ишиме до 9 террас на р. Енисее. Эоловые сыпучие пески развиты в Кулундинской степи и в долинах рр. Оби и Бии (боровые террасы, ложбины стока).

В горных областях, кроме слабо развитых аллювиальных отложений, известны каменистые россыпи, осыпи, нагорные террасы, а местами (Алтай) и ледниковые образования.

Суммируя сказанное выше о составе пород Западной Сибири и распределении их во времени и в пространстве, можно сказать, что геологическое строение рассматриваемой территории достаточно сложно. Здесь проявились тектонические движения многих циклов тектогенеза: докембрийские, салаирские (в кембрии), каледонские, тельбесские (в девоне), герцинские (включая тяньшанскую или верхнепермскую — триасовую складчатость), киммерийские и альпийские. В разных районах Западной Сибири интенсивность проявления отдельных тектонических фаз была различной.

При этом палеозойские и более древние породы погребены в Западно-Сибирской низменности под горизонтально залегающими платформенными мезо- и кайнозойскими отложениями и на этой громадной закрытой территории общая структурная схема для палеозойских отложений может быть намечена лишь по материалам геофизических работ.

Для того чтобы отчетливее представить себе общую тектоническую схему Западной Сибири (рис. 10), обзор структур лучше начать с более восточных территорий, расположенных в пределах Красноярского края. К востоку от г. Красноярска расположена Сибирская платформа, для которой, за исключением ее окраин, характерно спокойное залегание послепротерозойских пород (начиная с синия). В пределах юго-западной окраинной части ее (Енисейский кряж, краевые структуры Восточного Саяна) на поверхность выходят складчатые сооружения области байкальской складчатости. К ним с юго-запада примыкают интенсивно складчатые геосинклинальные нижнепалеозойские образования Восточного Саяна. Складки образуют дугу, обращенную выпуклостью к северу и северо-западу, где (по аэромагнитным данным) они доходят до среднего течения р. Ваха. При этом большая северная часть дуги (севернее Сибирской железнодорожной магистрали) погружена и находится в пределах Западно-Сибирской низменности, под чехлом пологолежащих мезо- и кайнозойских отложений.

Складки западного крыла этой дуги (в обнаженной ее части) расположены уже в Западной Сибири — в пределах Кузнецкого Алатау и Горной Шории, откуда они протягиваются по простиранию в юго-восточную часть Горного Алтая.

Для всей описанной Саянской дуги складок характерно интенсивное проявление салаирских и отчасти каледонских фаз складчатости и слабые герцинские движения.

http://jurassic.ru/

Кузбасс является передовым прогибом, на который надвинуты (к востоку и югу) окраинные складки Колывань-Томской зоны и Салаира, в пределах которых достаточно энергично проявились не только

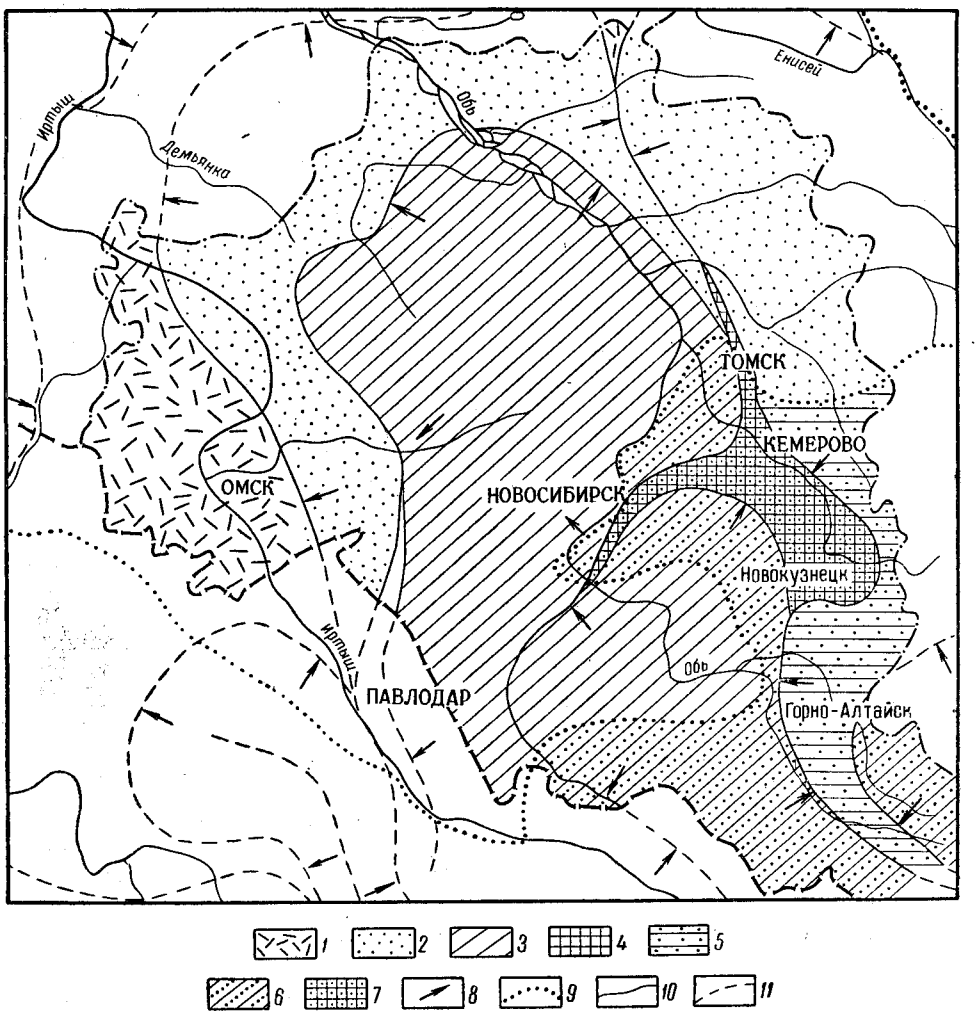



Рис. 10. Общая схема тектонического районирования Западной Сибири (по В. Д. Фомичеву)

**Территория Западно-Сибирской низменности:** *1* — каледонские и салаирские платформы; *2* — область салаирских и каледонских складчатых структур; *3* — область ранне- и позднегерцинских складчатых структур; *4* — герцинский передовой прогиб Кузбасса и Горловского бассейна
**Территория Алтае-Саянской области:** *5* — область салаирских и каледонских складчатых структур; *6* — область ранне- и позднегерцинских складчатых структур; *7* — герцинский передовой прогиб Кузбасса и Горловского бассейна
**Прочие обозначения:** *8* — направление движения масс; *9* — граница Западно-Сибирской низменности; *10* — граница складчатых зон в пределах территории Западной Сибири; *11* — границы складчатых зон вне пределов территории XIV тома

нижнепалеозойские, но и герцинские движения. В западной половине Кузбасса девонские, каменноугольные и пермские отложения сложены в крутые складки; восточнее складчатость является (в пределах бассейна) менее напряженной; ближе к Кузнецкому Алатау начинается область пологих моноклиналей. То же пологое залегание девонских и нижнекаменноугольных отложений характерно и для окраинной части Кузнецкого Алатау. По западной его окраине наблюдаются ярко выра-

http://jurassic.ru/

женные вертикальные разломы; верхнепалеозойские отложения залегают там в пределах опущенных участков — грабенов; нижнепалеозойские породы интенсивно дислоцированы; ордовик и силур почти отсутствуют.

Палеозойские структуры Горной Шории являются продолжением соответствующих структур Кузнецкого Алатау. Они протягиваются и дальше на юг — в Горный Алтай, западнее Телецкого озера. Полоса их при этом быстро сужается. До Телецкого озера доходят с востока и структуры Западного Саяна, простирание которых изменяется с северо-восточного на юго-восточное. Возраст структур Западного Саяна позднекаледонский.

Таким образом, юго-восточная окраина Западной Сибири является районом развития каледонских структур, в которых с начала герцинского времени начался платформенный этап.

Обратимся теперь к районам, расположенным западнее Кузбасса — к герцинскому складчатому поясу, куда входят Салаир и часть Алтая. Для них характерны в общем северо-западные простирания и восточное и северо-восточное движение масс (в сторону Кузбасса). На Салаире отчетливо проявилась каледонская интенсивная складчатость, сопровождавшаяся региональным метаморфизмом нижнепалеозойских пород, а также интенсивные герцинские движения. Салаир надвинут с юго-запада на Кузбасс; сохранилась лишь восточная часть этой структуры — юго-западная ее половина опущена и погребена под мезозоем и кайнозоем в пределах Бийско-Барнаульской впадины Западно-Сибирской низменности. Структуры Салаира прослеживаются на северо-запад до Горловского бассейна, к югу они протягиваются в Горный Алтай, в пределах которого выходят широкой полосой между структурами Западного Саяна (район Телецкого озера) и южного продолжения Горной Шории на востоке и Рудным Алтаем — на западе, сохраняя в общем северо-западное простирание.

В более глубоких зонах герцинского подвижного пояса (в пределах Колывань-Томской зоны, Рудного Алтая и Калбы) герцинская складчатость местами проявилась еще более интенсивно. И здесь наблюдаются движения масс в общем на восток. Подобно предыдущим зонам, Колывань-Томская зона обнажена только частично: на юге, в Томском районе и Новосибирском Приобье находится лишь окраина ее; северное продолжение этих структур расположено в Западно-Сибирской низменности. По геофизическим данным там имеется широкая область складок, обращенных выпуклостью к северу и протягивающихся до устья р. Тыма. Восточное крыло этой дуги (правобережье р. Оби) имеет северо-западное простирание. Далее структуры его отклоняются к западу, пересекают р. Обь в устье р. Тым, продолжаются с юго-западным простиранием в Васюганье, затем поворачивают на юг и проходят к г. Павлодару и западнее г. Семипалатинска.

Выше указано, что Кузбасс в герцинское время был окраинной впадиной (передовым прогибом); севернее г. Томска периферическая часть герцинской складчатой дуги протягивалась в пределах правобережья р. Оби до среднего течения р. Тым. При этом северная, опущенная часть Колывань-Томской складчатой зоны была окружена областью каледонских (?) структур, доходящей до устья р. Ваха. Герцинская зона как бы вписана здесь в каледонскую, наложена на нее и имеет меньшие размеры.

Севернее каледонских Саянской и Колывань-Томской дуг от р. Енисея (Красноярский край) протягивается на запад узкое продолжение

http://jurassic.ru/

окраины Сибирской платформы *. Вдоль северной и западной периферических частей Колывань-Томской каледонской дуги эта окраина, возможно, протягивается в область Прииртышья. Четкие выдержанные простирания складок здесь отсутствуют.

Между гг. Павлодаром и Целиноградом расположена следующая каледонская дуга складок, северное замыкание которой (с широтным простиранием складок), по данным аэромагнитных съемок, происходит по южной окраине низменности, немного севернее широты г. Павлодара. На западе эта зона несколько не доходит до г. Целинограда и сменяется структурами каледонской платформы.

Из сказанного выше видно, что складчатые дуги, расположенные в пределах рассматриваемой территории (южная часть Западной Сибири), имеют разный геологический возраст (герцинские, каледонские). Все они обращены выпуклостью к северу, обрамляют Сибирскую платформу с юга и не соединяются с дугами складок, обрамляющими эту платформу с севера (Таймыр) и запада (Урал, Приуралье). Восточные уральские складки из Тургайского прогиба проходят до г. Тобольска, затем далеко отклоняются к востоку в правобережье р. Оби (от г. Сургута на восток) и продолжаются почти до р. Таза и Тазовской губы, где снова приобретают меридиональное простирание.

На составленной Н. Н. Ростовцевым карте поверхности палеозойского фундамента Западно-Сибирской низменности (см. XLIV том «Геологии СССР») видно, что глубина прогибания фундамента при движении в северном направлении растет, и контуры магнитных аномалий на севере становятся менее резкими, обобщенными.

Изложенная выше общая тектоническая схема (см. рис. 10) Западной Сибири, предложенная В. Д. Фомичевым в 1948 г., не является общепринятой, многие геологи не согласны с такой трактовкой имеющихся данных (Н. Н. Ростовцев и Т. Н. Симоненко, В. А. Кузнецов, И. В. Дербиков, Д. В. Дробышев, В. П. Казаринов и др.).

В послепалеозойское время Западная Сибирь вступила в платформенную стадию развития. В мезозойских отложениях низменности наблюдается лишь слабое проявление тектонических движений (киммерийские фазы). При этом отчетливо проявились различные разрывы, в ряде случаев подновившие более древние, палеозойские тектонические линии. Палеозойские структуры здесь в это время каких-либо других существенных усложнений не претерпели.

Складки в юрских отложениях наблюдаются местами как в Западной Сибири, так и в Северо-Восточном Казахстане, причем преобладают пологие брахискладки. В Кузбассе юра полого лежит в северной и западной его частях и более круто в южной половине; дислоцированы здесь и покровы мезозойских базальтов. На севере Кузнецкого Алатау (в Мариинской тайге) в опущенных участках сохранились небольшие «островки» юры.

По данным глубокого бурения, юрские отложения в Западно-Сибирской низменности залегают полого на доюрском фундаменте и слабо диагенетизированы. Мезозойские разрывы (сбросы) известны в Кузбассе и Горном Алтае.

Меловые и третичные толщи Западной Сибири залегают почти горизонтально. В пределах низменности они представлены мощными морскими и континентальными, частью угленосными отложениями; в Алтае-Саянской области — образованиями коры выветривания и континентальными толщами с углями.

---

* В таком виде продолжение Сибирской платформы на запад является сугубо гипотетическим (Главн. ред.).

http://jurassic.ru/

В неогене началось постепенное поднятие в горных районах Западной Сибири, местами сопровождавшееся разрывами. Движения эти продолжались и в четвертичное время, обновили рельеф и создали современное горное обрамление Западно-Сибирской низменности, в пределах которой в это время продолжали существовать и развиваться ряд широких депрессий — впадин. Эти движения уже не оказали существенного влияния на созданные в предыдущее время структуры, а лишь расчленили территорию южной окраины низменности (и вообще Западной Сибири) на ряд неравномерно поднятых глыб (горсты, впадины). Наличие последних особенно наглядно проявилось в пределах Алтая, где новейшие тектонические линии (разломы) имеют преимущественно широтное направление. В Чуйской степи дислоцированы третичные отложения с пластами угля, а южнее (в Зайсанской котловине) третичные отложения местами поставлены почти на голову. Вдоль новейших (широтных) разломов на севере и юго-востоке Алтая наблюдаются термы.

Таким образом, складчатая структура Западной Сибири была создана в основном в палеозойское время, причем развивалась длительно. Ориентировка вновь создававшихся структур обычно близко совпадала с более древними направлениями.

Выше уже отмечено, что в горных районах Западной Сибири обильно представлены интрузивные породы, в подавляющем большинстве кислого и среднего состава. По возрасту интрузивные массивы не одновременны в разных районах Алтае-Саянской области. Наиболее древними здесь являются докембрийские плутоны Кузнецкого Алатау, Горной Шории и, возможно, Горного Алтая. Более молодые каледонские (включая и салаирские) интрузии обильно представлены в пределах каледонских складчатых сооружений.

Наконец, в пределах герцинских складчатых структур, т. е. на Салаире, в западной части Горного Алтая и Рудном Алтае, в Колывань-Томской зоне широко развиты герцинские плутоны, причем на тех участках этих зон, где выходят нижнепалеозойские отложения, развиты и каледонские интрузии. Труднее доказать наличие в герцинских складчатых зонах докембрийских интрузий, как и самих докембрийских отложений. Послепалеозойские кислые интрузии в Алтае-Саянской области неизвестны.

Массивы основных пород менее развиты в Саяно-Алтайской области, но в Кузнецком Алатау, например, они достаточно обильны (салаирские и каледонские? плутоны). Кембрийские гипербазиты наиболее широко развиты в том же Кузнецком Алатау. В меньшем количестве они известны в остальных горных сооружениях этой области, за исключением Колывань-Томской зоны. Относительно редки щелочные интрузии. Мезозойские траппы давно известны в Кузбассе.

В пределах Алтая, на Салаире, в Кузнецком Алатау и Горной Шории выделяются так называемые «зоны смятия», обладающие повышенным метаморфизмом пород (гнейсы, амфиболиты). Ширина зон достигает местами 5—15 *км*, длина — десятков (до ста и более) километров. Высокий метаморфизм этих пород придает им древний облик; некоторые исследователи рассматривали их как докембрийские и даже архейские. Новые данные все убедительнее доказывают их палеозойский возраст.

Размеры и количество интрузивных массивов в том или ином районе Саяно-Алтайской области связаны, очевидно, с разной степенью их размыва: с разной глубиной денудационного среза. Наиболее денудированы Кузнецкий Алатау, Горная Шория и Алтай, в пределах кото-

http://jurassic.ru/

рых более обильны массивы гранитоидов, а в двух первых из них и основных пород.

С учетом указанных выше особенностей геологического строения Западной Сибири в настоящем томе принято деление на следующие геолого-географические районы, по которым ведется описание геоморфологии, стратиграфии, тектоники и магматизма:

Южная и Центральная части Западно-Сибирской низменности;
Чулымо-Енисейская впадина (западная часть);
Бийско-Барнаульская впадина;
Колывань-Томская складчатая зона;
Салаир;
Кузнецкий и Горловский бассейны;
Кузнецкий Алатау;
Горная Шория;
Горный Алтай;
Рудный Алтай (северная часть);
Ненинско-Чумышская впадина.

http://jurassic.ru/

*Глава 4*

# СТРАТИГРАФИЯ

## ДОКЕМБРИЙ

### *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

Докембрийские образования в Западной Сибири известны давно и описывались многими исследователями. О масштабах развития докембрийских образований в складчатых структурах Западной Сибири и их стратиграфическом расчленении высказывались различные мнения; эти вопросы в течение ряда лет являлись предметом дискуссии и частично до настоящего времени остаются спорными. Можно считать установленным, что докембрийские образования развиты в ряде районов Западной Сибири, однако площади их развития сравнительно невелики. Шире, чем в других районах, они распространены в Кузнецком Алатау и Горной Шории, менее широко — в Горном Алтае. Почти отсутствуют (кроме крайней южной части) в Салаирском кряже и, по-видимому, полностью отсутствуют во всех других районах Западной Сибири.

Наличие докембрийских образований в Западной Сибири, в частности в Кузнецком Алатау и в Горном Алтае, отмечалось в работах акад. В. А. Обручева (1914, 1935, 1936, 1938, 1939). Работами А. Н. Чуракова, главным образом в Кузнецком Алатау, докембрийские образования были расчленены на две свиты: енисейскую — карбонатную, отнесенную к среднему протерозою, и кутеньбулукскую — эффузивно-сланцевую, отнесенную к верхнему протерозою. А. Н. Чураковым были установлены следы древнего оледенения в протерозое и мощный вулканизм в конце протерозойской эры (Чураков, 1916, 1927, 1931, 1932, 1935). Далее А. М. Кузьминым (1928) были установлены существенно карбонатные альгонкские толщи в Горной Шории и свита «М» на юге Салаира. Опираясь на эти данные, а также на исследования К. В. Радугина в Горной Шории, А. С. Егорова и других исследователей в Горном Алтае, М. А. Усов расчленял докембрийские образования Западной Сибири на две группы: нижнепротерозойскую группу кристаллических и метаморфических сланцев и верхнепротерозойскую или альгонкскую группу осадочных, существенно карбонатных отложений, в составе которых по материалам К. В. Радугина он выделял несколько формаций (Усов, 1936). В последующих работах К. В. Радугина докембрийские образования Горной Шории, а затем и других районов Западной Сибири получили более дробное расчленение: в них выделяются архейские образования; принимается трехчленное деление протерозоя; в основании его выделяются метаморфические толщи. В среднем протерозое этим автором устанавливается особая сибирская система (сибирий), в которую включаются существенно карбонатные толщи, выделявшиеся ранее А. М. Кузьминым и М. А. Усовым в качестве альгонкских образований. Наконец, особо выделяется верхний протерозой, существенно эффузивного и терригенного состава. При этом все эти толщи разделяются на большое число самостоятельных стратиграфических единиц — формаций (Радугин, 1936, 1937, 1939, 1941, 1952).

Подобную, также весьма сложную схему стратиграфического рас-

http://jurassic.ru/

членения докембрийских образований Горной Шории и Кузнецкого Алатау, разработал и изложил в ряде работ В. К. Монич (1938, 1940 и др.).

Следует сразу же заметить, что эти схемы не получили пока достаточного подтверждения при дальнейших исследованиях в тех же и в других районах Западной Сибири.

Менее дробные стратиграфические схемы докембрия были предложены тогда же для северных районов Кузнецкого Алатау В. А. Кузнецовым (1940) и А. А. Зенковой. Согласно исследованиям указанных авторов в северо-западной части Кузнецкого Алатау выделяются толщи нижнего и верхнего протерозоя. В составе нижнего протерозоя выделяются толщи кристаллических сланцев, мраморов и кварцитов. К верхнему протерозою (альгонку) относится мощная карбонатная толща, слагающая, в частности, крупный Пезасско-Кожуховский горстовый массив в северо-западной части Кузнецкого Алатау. Эта толща несомненно древнее развитых в тех же районах фаунистически охарактеризованных толщ нижнего кембрия (В. А. Кузнецов, 1940 г., А. А. Зенкова и Ю. П. Казакевич, 1940 г.). Подобную схему расчленения докембрийских отложений по материалам исследований в Берикульском и Кундатском районах севера Кузнецкого Алатау разработал А. Р. Ананьев, обосновавший наличие в этих районах верхнепротерозойской карбонатной толщи, отделенной крупным тектоно-денудационным перерывом и резким угловым несогласием от перекрывающей ее, также существенно карбонатной толщи нижнего — среднего кембрия, охарактеризованной фауной археоциат (А. Р. Ананьев, 1948 г.).

Существенно иную схему стратиграфического расчленения докембрия Кузнецкого Алатау и Горной Шории предлагает А. Л. Додин, изучивший лично главным образом Усинско-Балыксинский район в центральной части Кузнецкого Алатау. В составе докембрия им выделяются архей и нерасчлененный протерозой. К архею относятся гнейсовые толщи так называемого Томского массива; к протерозою отнесены толщи метаморфических сланцев, мраморов и слюдистых кварцитов. Верхний карбонатный протерозой, или альгонк, им не выделяется, и те мощные карбонатные толщи, которые большинством исследователей относились к верхнему протерозою, по мнению А. Л. Додина должны принадлежать к нижнему кембрию (Додин, 1941, 1948 гг. и др.).

Исследования геологов ЗСГУ, проведенные в последние годы в южных районах Горной Шории, не подтвердили ни сложной схемы стратиграфического расчленения докембрия, разработанной К. В. Радугиным, ни крайней точки зрения А. Л. Додина (1948 г.). По данным геологов К. Д. Нешумаевой (1956 г.), В. М. Сенникова (1949 г.), Ю. Г. Щербакова и др., широко развитые в этих районах древние, существенно карбонатные толщи, выделявшиеся в свое время А. М. Кузьминым в качестве альгонкских, действительно относятся к докембрию, причем, по-видимому, к позднему протерозою, обособляясь в особую синийскую (или рифейскую) серию. В составе последней выделяются две свиты: нижняя, существенно карбонатная (горношорская), и верхняя — эффузивно-сланцевая (мунжинская). При этом допускается, что верхняя свита может оказаться нижнекембрийской.

К той же стратиграфической схеме привели исследования в соседних районах Горного Алтая. Как известно, в Горном Алтае В. А. Обручевым (1914 г.), а затем Н. Н. Горностаевым, А. С. Егоровым и Ю. А. Кузнецовым выделялись докембрийские, предположительно нижнепротерозойские толщи кристаллических и метаморфических сланцев. Кроме того, Ю. А. Кузнецовым в юго-восточном Алтае, а К. В. Радугиным (1941 г.) в Чемальском районе были выделены в качестве про-

http://jurassic.ru/

терозойских карбонатные толщи, в которых легко было узнать аналоги альгонкских карбонатных толщ Горной Шории. Карбонатная серия протерозоя Горного Алтая, наиболее полно развитая в юго-восточном Алтае, получила название баратальской свиты, или серии.

К. В. Радугиным была сделана попытка дробного расчленения докембрийских образований в Чемальском районе Горного Алтая (К. В. Радугин, 1941 г.), вызвавшая, однако, серьезную критику со стороны В. П. Нехорошева (1947 г.). Последующие исследования Чемальского района, а также более широких территорий северного Алтая, проведенные геологами М. К. Винкман, В. М. Сенниковым, С. Ф. Дубинкиным и особенно А. Ф. Белоусовым, показали, что здесь, так же как в соседних районах Горной Шории, широко развиты докембрийские толщи, которые должны быть выделены в верхнепротерозойско-синийский (рифейский) комплекс. В составе последнего выделяются две свиты: нижняя, существенно карбонатная, баратальская и верхняя, существенно эффузивная, сложенная основными и средними по составу порфиритами, туфами и туфосланцами. Последняя в свое время выделялась в качестве древней порфиритовой формации (М. К. Винкман, 1948 г.), мунжинской формации (К. В. Радугин, 1941 г.), а в последнее время, в соответствии с унифицированной легендой к Алтайской серии листов геологической карты, выделяется в качестве манжерокской свиты (А. Ф. Белоусов и др., 1957 г.), причем допускается возможность ее нижнекембрийского возраста.

В пределах крайней южной части Салаирского кряжа альгонкская карбонатная толща была выделена еще работами А. М. Кузьмина (1928 г.). Затем были выдвинуты представления о древнем докембрийском возрасте толщи кристаллических сланцев, развитых в Локтевском районе (А. А. Зенкова, 1934 г.). Еще позднее А. А. Зенкова и А. Л. Матвеевская выделили в этом районе уже две архейские и четыре протерозойские свиты (1938 г.), что поддерживалось Б. Ф. Сперанским (1948 г.). Однако дальнейшие исследования, в частности работы по составлению сводной геологической карты Салаира, проведенные в последние годы В. Д. Фомичевым (1961 г.), не подтвердили указанных построений и привели к выводу о том, что единственными докембрийскими образованиями Салаира являются карбонатные толщи южной оконечности кряжа, выделяемые в настоящее время В. Д. Фомичевым в кивдинскую свиту синийского (т. е. позднепротерозойского) возраста — стратиграфический аналог баратальской свиты Горного Алтая.

Обобщения по докембрию Западной Сибири делались К. В. Радугиным и В. А. Кузнецовым (1952 г.). К. В. Радугин выделяет в докембрии Кузнецкого Алатау и Горной Шории архейскую группу и продолжает придерживаться трехчленного деления протерозоя, развивая представления об особой сибирской системе (сибирий) в среднем протерозое, причем расчленяет протерозой на ряд (свыше 8) свит, или формаций (Радугин, 1952). В. А. Кузнецов для южных районов Алтае-Саянской области, включая Горный Алтай, предлагает двухчленное деление протерозоя, в составе которого выделяются нижнепротерозойские (дорифейские) метаморфические толщи и верхнепротерозойские (рифейские, или синийские) существенно карбонатные и эффузивно-сланцевые отложения (Кузнецов, 1952).

### *САЛАИР*

Заведомо раннепротерозойские и тем более архейские образования на Салаире отсутствуют. Развитые в южной части кряжа высокометаморфизованные породы, представленные амфиболитами, гнейсами и крупнозернистыми мраморами (с графитом), оказались сильно изме-

http://jurassic.ru/

ненными нижнепалеозойскими отложениями, расположенными в «зонах» смятия», ширина которых не превосходит 4—5 *км*. Такие породы хорошо видны, например, по р. Ангурепу между сс. Локоть и Поповичи, у д. Бобровки, по р. Чумышу ниже с. Брагина и по р. Шалапу выше и ниже с. Шалап.

А. М. Кузьмин (1928 г.) отнес эти породы к метаморфическому комплексу (свита «М»), не расшифровывая возраст их более точно. Позже А. А. Зенкова (1934 г.) отметила возможный докембрийский (вернее досреднекембрийский) возраст их. В 1938 г. А. А. Зенкова и А. Л. Матвеевская выделили и расчленили здесь мощную серию докембрийских пород, установив две архейские (?) свиты и четыре протерозойские. Построения их были приняты в 1948 г. Б. Ф. Сперанским, указавшим на сводной карте широкое развитие архейских и протерозойских пород в южной части Салаира.

Трудно согласиться с такой точкой зрения. Перечисленные выше высокометаморфизованные породы контактируют с различными вмещающими их слабо измененными толщами нижнего палеозоя. Они не образуют здесь каких-либо стратиграфических горизонтов, залегающих в ядрах крупных антиклинальных структур под кембрийскими свитами, а расположены в пределах узких полос, косо секущих структуры района и различные нижнепалеозойские свиты.

Наиболее древними отложениями Салаира, обнаженными лишь в южной части кряжа, где они залегают в ядре крупной антиклинали, и известными под названием кивдинской свиты (В. Д. Фомичев, 1956, 1961 г.), является мощная свита черных слоистых известняков, видимой мощности более 1—1,5 *км*, залегающая под золотоуховской вулканогенно-терригенной свитой низов нижнего кембрия. В известняках кивдинской свиты часто встречаются плоскослоевищные водоросли, ближе пока не определенные. С известняками чередуются местами довольно мощные (десятки метров) пачки микрокварцитов: светло-серых, серых, желтоватых, частью ожелезненных, иногда темно-серых. По р. Солотка, южнее пос. Ясного и севернее горы Кивды, видны и верхи этой свиты, где присутствуют пачки светлых слоистых известняков и зеленых порфиритов. Характер контакта кивдинской свиты с золотоуховской не ясен.

Поскольку в золотоуховской свите встречены археоциаты, имеющие скорее всего алданский возраст ($Cm_1^1$), кивдинская свита, возможно, отвечает самым низам кембрия, или, что кажется более вероятным, является позднепротерозойской, т. е. синийской. Стратиграфическими аналогами ее в смежных районах являются баратальская (Горный Алтай) и енисейская (Кузнецкий Алатау и Горная Шория) свиты.

Некоторые геологи (Л. М. Юров, К. Д. Нешумаева) являются сторонниками более широкого развития синийских отложений в южной части Салаира. Они отнесли сюда темные известняки с водорослями, обнаженные в ядрах двух складок. Полной уверенности в правильности их построения нет, так как на простирании этих известняков, несколько севернее (у с. Смазнева) того же типа слоистые известняки содержат археоциаты и *Palaeospongia* sp. Последняя форма известна и во второй (более восточной) полосе этих известняков.

### *ГОРНЫЙ АЛТАЙ*

На основании данных многих исследователей можно считать установленным, что докембрийские образования в Горном Алтае имеются, но слагают сравнительно небольшие площади, и по условиям залегания (и особенностям состава) в ряде случаев с трудом и в значительной мере условно отделяются от нижнепалеозойских отложений.



http://jurassic.ru/

Стратиграфия докембрия Горного Алтая разработана недостаточно. Есть основания расчленять эти образования на два комплекса или серии: а) теректинскую серию метаморфических сланцев и б) баратальскую, существенно карбонатную серию. Баратальская серия сопоставляется с синийским комплексом Китая и рифейской серией Урала и Русской платформы. Теректинская серия является, по-видимому, более древней и относится к дорифейским образованиям.

**Теректинская серия** метаморфических сланцев была выделена впервые В. А. Обручевым (1915 г.), а затем изучена А. С. Егоровым (1937 г.), Т. Ф. Васютинской (1942 г.), Ю. А. Араповым и Н. Я. Монаховым (1941 г.), Н. А. Афоничевым (1953 г.) и др. Серия развита в Теректинском, а также в Катунском и Холзунском хребтах Центрального Алтая, где она слагает значительный по площади тектонический блок, выступ приподнятого древнего фундамента обширной горст-антиклинальной зоны, выделяемой в качестве Чарышско-Теректинской структурно-фациальной зоны (см. очерк тектоники Горного Алтая).

В составе серии, по данным указанных исследователей, развиты пара- и ортосланцы, породы первично-осадочные, эффузивные и, по-видимому, интрузивные (дайковые), испытавшие региональный довольно равномерный метаморфизм в условиях фации хлоритовых и амфиболовых сланцев. Наибольшее распространение среди парасланцев имеют серицито-хлорито-кварцевые, кварцево-альбито-хлоритовые, хлорито-эпидотовые, актинолито-кальцито-хлоритовые и другие породы, характеризующиеся кристаллизационной сланцеватостью, с которой совпадает параллельная полосчатость. Структуры пород обычно лепидобластические и только изредка отмечаются реликты псаммитовых структур первичных песчано-сланцевых пород. В виде мощных, выдержанных на значительные расстояния горизонтов залегают слюдистые кварциты; породы роговиковой структуры, состоящие из кварца, альбита, мусковита, биотита. Менее развиты мраморы, обычно сланцеватые, содержащие хлорит, актинолит, кварц и альбит. Встречаются прослои графитовых сланцев.

Среди ортосланцев выделяются ортогнейсы, кварцево-полевошпатовые породы с обильным альбитом, хлоритом и эпидотом, развившимися по полевым шпатам и биотиту, а также хлорито-слюдисто-кварцево-полевошпатовые сланцы, развившиеся за счет интрузивных пород кислого состава. В большом количестве имеются также амфиболиты и амфиболо-хлорито-альбитовые сланцы, образованные, очевидно, за счет основных интрузивных, дайковых, или эффузивных пород.

Кроме регионального метаморфизма, породы испытали наложенный контактовый метаморфизм и метасоматоз, связанные с так называемой Тургундинской гранитной интрузией, прорывающей серию метаморфических сланцев. Эта интрузия, получившая название по речке Тургунде, левому притоку р. Катуни, слагает в Теректинском хребте крупный согласный массив типа акмолита. Интрузия имеет сложный состав. Главными представителями ее являются мясо-красные, розовые, розовато-серые микроклиновые граниты, в которых щелочной полевой шпат резко преобладает над плагиоклазом. Являясь в основном гранитной, интрузия имеет вместе с тем значительное количество дифференциатов, которые представлены, с одной стороны, более основными разностями (адамеллитами, банатитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и габбро), а с другой — щелочными гранитами, аляскитами и плагиогранит-порфирами. Гибридные разности ассоциируют с широко развитыми в экзоконтактах инъекционными гнейсами. Аплито-пегматитовая фация для данной интрузии не характерна, и соответствующие породы встречаются очень редко. Возраст интрузии по ряду соображе-

http://jurassic.ru/

ний считается, возможно, докембрийским, хотя бесспорных доказательств этого нет. За древний возраст говорит то, что интрузия размещается только в толще теректинских метаморфических сланцев и отсутствует в расположенных рядом с ними палеозойских толщах. По особенностям морфологии и состава интрузия отличается от герцинских гранитных интрузий этого района, секущих силурийские песчано-сланцевые толщи. Древний докембрийский возраст тургундинской интрузии подтверждается определениями абсолютного возраста, сделанными в лаборатории ЗСГУ по К-Ar методу и давшими цифру 560 млн. лет.

Теректинская серия прорывается также массивами серпентинизированных ультраосновных пород кембрийского возраста (см. очерк магматизма Горного Алтая), которые располагаются главным образом вдоль региональных разломов, ограничивающих Теректинский горстовый массив, сложенный описываемой серией, и связываются пространственно с кембрийской зеленокаменной вулканогенной толщей, но в отдельных случаях размещаются и среди теректинских метаморфических сланцев.

По вопросу о возрасте теректинской серии высказывались различные точки зрения. М. А. Усов (1936 г.) и А. С. Егоров (1937 г.) отнесли эту серию к докембрийским образованиям. Другие авторы, в том числе Ю. А. Арапов и Н. Н. Монахов (1941 г.), а также В. П. Нехорошев (1939, 1954 гг.) считают более вероятным нижнепалеозойский возраст метаморфических сланцев; при этом учитывается опыт изучения метаморфических толщ других районов Алтая, особенно Иртышской зоны смятия, где метаморфические сланцы, относившиеся ранее к древним образованиям, оказались метаморфизованными аналогами девонских пород. Высказывается также предположение, что поле развития теректинских метаморфических сланцев может представлять мощную зону смятия, а сами породы теректинской серии могут быть образованы за счет метаморфизма нижнепалеозойских песчано-сланцевых толщ, широко распространенных в Горном Алтае. В предыдущих обобщениях по докембрию Горного Алтая теректинская серия относилась к древнейшим, по-видимому, дорифейским* образованиям докембрия (В. А. Кузнецов, 1948, 1952 гг.).

Накопленные к настоящему времени фактические данные (И. И. Белостоцкий, 1956 г.) подтверждают представление о древнем докембрийском возрасте теректинской серии и, наоборот, не согласуются с мнением о том, что выходы этих сланцев могут соответствовать древней зоне смятия. Против этого говорят многие факты. Прежде всего, блок, сложенный теректинской серией метаморфических сланцев, имеет не линейную, а неправильную клинообразную форму и достигает в ширину 40—50 *км*. Погружаясь по направлению на северо-запад, этот блок перекрывается толщей среднего девона, причем девонские базальные конгломераты содержат гальку теректинских метаморфических сланцев. С северо-востока и с юга Теректинский тектонический блок ограничен региональными разломами и обрамляется прерывистыми полосами кембрийских толщ, правда, не охарактеризованных фаунистически, отнесенных к кембрию по характерному литологическому составу пород (зеленокаменная вулканогенная толща с известняками и кварцитами, вмещающая тела гипербазитов). Далее на север и на юг располагаются толщи ордовика и силура. Таким образом, теректинская серия метаморфических сланцев выступает как бы в ядре антиклинали, на крыльях которой располагаются кембрийские и силурийские толщи. Правда, нормальные границы во всех случаях осложнены разломами, так что,

* В работе В. А. Кузнецова, опубликованной в 1963 г., это рифей. (*Ред.*)



http://jurassic.ru/

очевидно, следует говорить о «горстантиклинальной» структуре Теректинского массива.

Выше уже отмечался равномерный региональный метаморфизм пород теректинской серии, степень и характер которого не обнаруживает связи с границами Теректинского массива и предполагаемым положением «зоны смятия». В этом отношении теректинская серия существенно отличается от метаморфических пород зон смятия Рудного Алтая. В отличие от последних, метаморфические породы теректинской серии нигде не обнаруживают постепенных переходов к нормальным осадочным породам.

Наконец, наблюдения над внутренней структурой толщи теректинских метаморфических сланцев также противоречат предположению

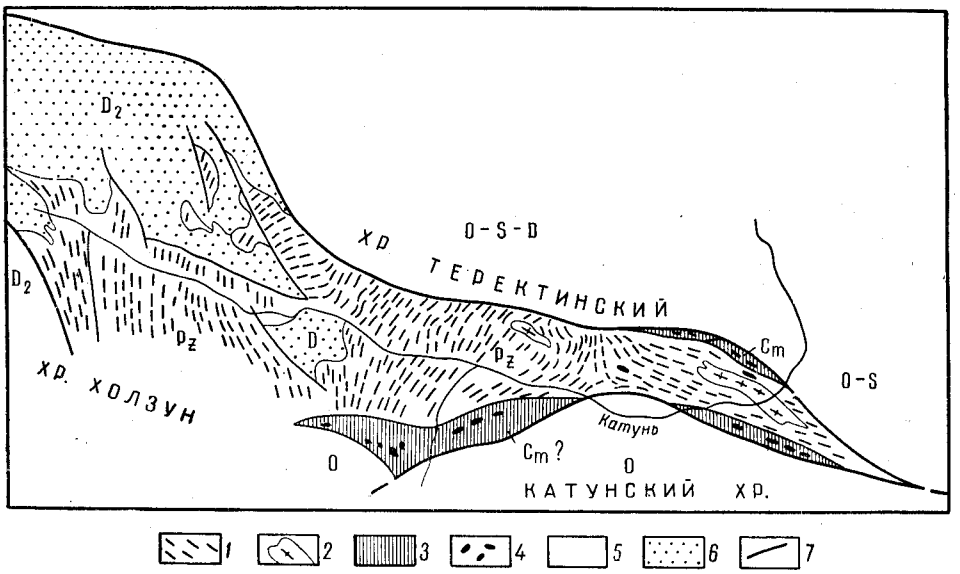



Рис. 11. Условия залегания и внутренняя структура теректинской серии метаморфизованных сланцев докембрия в Теректинском горстовом массиве Центрального Алтая (по данным А. С. Егорова, Т. Ф. Васютинской, М. Б. Стааль, В. Г. Молчановского, И. И. Белостоцкого)

*1* — теректинские метаморфические сланцы протерозоя; *2* — Тургундинская гранитная интрузия; *3* — кембрийская зеленокаменная свита; *4* — кембрийские гипербазиты; *5* — толща ордовика, силура и девона; *6* — эффузивно-осадочная толща среднего девона; *7* — региональные разломы

о том, что эти сланцы вообще отвечают какой-то зоне смятия. Если бы это было так, то, очевидно, сланцеватость кристаллических сланцев была бы ориентирована в запад-северо-западном направлении, согласном с общей ориентировкой Теректинского тектонического блока. В действительности же, как это было указано Т. Ф. Васютинской (1942 г.) и подтверждено исследованиями М. Б. Стааль и В. Г. Молчановского (1954 г.), петрографические разности метаморфических сланцев располагаются полосами, простирающимися с севера на юг; то же субмеридиональное простирание имеет и кристаллизационная сланцеватость метаморфических сланцев (особенно в западной части Теректинского блока). Очевидно, внутренняя структура теректинской метаморфической серии ориентирована по особому плану, резко отличающемуся от общего плана тектоники кембро-силурийских толщ данного района Горного Алтая. Сказанное иллюстрируется рис. 11, на котором показаны условия залегания теректинской серии метаморфических сланцев в Цен-

http://jurassic.ru/

тральном Алтае. Все это, а также приведенные данные о том, что теректинская серия в отдельных случаях прорывается кембрийскими гипербазитами, говорит в пользу докембрийского возраста теректинской метаморфической серии.

Кроме Центрального Алтая, подобная по составу метаморфическая толща докембрийского возраста выделяется геологами ВАГТ в Прителецком районе, т. е. в структурах западной оконечности каледонской складчатой зоны Западного Саяна (И. И. Белостоцкий, 1956 г.). Структурно и литологически метаморфическая толща докембрия Прителецкого района является аналогом и продолжением джебашского протерозойского комплекса Западного Саяна (А. Г. Сивов, 1948 г., В. А. Кузнецов, 1952 г.).

К дорифейским (досинийским) образованиям, аналогичным теректинской серии, относится, по-видимому, также толща амфиболовых и хлоритовых сланцев, развитая в крайней северо-восточной части Горного Алтая — в бассейне р. Лебедь (притока р. Бии), т. е. в области перехода структур Алтая к структурам Горной Шории. Там выделяется толща кристаллических сланцев уже отмеченного состава, слагающая обширные вытянутые в северо-восточном направлении полосы, ограниченные разломами. В грабенах между выступами кристаллических сланцев залегают охарактеризованные археоциатовой фауной кембрийские известняки и мергели, не испытавшие метаморфизма и даже сравнительно слабо дислоцированные (верховья р. Садра). Это позволяет считать, что кристаллические сланцы имеют более древний докембрийский возраст (В. А. Кузнецов и Г. П. Нагорский, 1940 г.).

В других районах Горного Алтая подобные толщи отсутствуют. Ранее предполагалось, что аналогичные толщи развиты в Курайском хребте, в Чаганузунском районе и в Южно-Чуйских Альпах. Теперь можно считать установленным, что курайские гнейсы представляют совершенно иное по генезису и возрасту образование. В составе курайских гнейсов и сланцев установлены биотитовые, гранатово-биотитовые, мусковито-турмалиновые, нередко очковые разности гнейсов, содержащих крупные порфиробласты микроклина и альбит-олигоклаза. Гнейсы постепенно переходят в биотитовые сланцы, а последние — в хлоритизированные песчаники и глинистые сланцы. В гнейсах располагаются согласные линейные тела лейкократовых гранитов. Образование гнейсов и указанных гранитов связано с метаморфизмом и явлениями гранитизации песчано-сланцевой толщи нижнего палеозоя в особых условиях: в зоне глубокого прогиба и смятия, по-видимому, вдоль древнего глубинного разлома (В. А. Кузнецов, 1953 г.). Возраст курайских гнейсов, по-видимому, древнекаледонский. По данным Н. Н. Амшинского, П. И. Петрикина и др., такой же генезис и каледонский возраст имеют гнейсы Южно-Чуйских Альп. Наконец, амфиболиты Чаганузунского района, которые в свое время считались докембрийскими образованиями, как теперь установлено, имеют также палеозойский кембрийский возраст (В. А. Кузнецов, 1953 г.).

Позднепротерозойские, или синийские (рифейские) образования Горного Алтая изучались В. П. Нехорошевым, К. В. Радугиным, М. К. Винкман, Ю. А. Кузнецовым, А. Н. Чураковым, А. Ф. Белоусовым, К. Д. Нешумаевой, С. Ф. Дубинкиным, Г. А. Кургановым, В. М. Сенниковым и другими исследователями.

Эти образования развиты главным образом в северо-восточной части Горного Алтая, в бассейне р. Бии и ее левых притоков, а также в низовьях р. Катуни и в области Катунь-Телецкого междуречья, т. е. в пределах той части Алтая, которая является структурным продолжением Горной Шории и Салаирского кряжа. Отсюда полоса развития этих

http://jurassic.ru/

образований, широкая на севере и постепенно суживающаяся к югу, прослеживается на юго-восток в районы Курайского хребта и окраин Курайской и Чуйской впадин.

В этих районах толщи, отнесенные к позднепротерозойским, или синийским, участвуют в строении горстовых выступов фундамента, зажатых среди полей кембрийских толщ и частично перекрытых силурийскими и девонскими отложениями.

Синийские толщи весьма специфического, существенно карбонатного состава, с характерными силицилитами были выделены впервые в бассейне низовьев р. Катуни В. П. Нехорошевым, отнесшим их к нижнему палеозою (1932 г.). Позднее К. В. Радугин (1941 г.) установил, что эти толщи являются аналогами среднего и верхнего протерозоя Горной Шории, и расчленил их (в Чемальском районе) на ряд формаций. К. В. Радугин и Г. В. Пинус проследили полосу протерозойских толщ из низовьев р. Катуни до Курайского района в юго-восточном Алтае. В последнем районе протерозойская толща карбонатного состава была изучена Ю. А. Кузнецовым (1939 г.) и получила название **баратальской свиты** или серии, по названию речки и урочища Баратал в долине р. Чуи, где наблюдается опорный разрез данной толщи. В том же районе несколько позднее эту толщу изучал А. Н. Чураков и нашел, что она является полным аналогом енисейской свиты восточных склонов Кузнецкого Алатау, отнесенной им к среднему протерозою. Кроме того, А. Н. Чураков установил там и наличие так называемой кутень-булукской свиты верхнего протерозоя с морскими тиллитами в основании (А. Н. Чураков, 1939, 1941 гг.). Однако последующими исследованиями это не подтвердилось и выяснилось, что толщи, отнесенные к кутень-булукской свите, являются разновозрастными палеозойскими образованиями, а породы, описанные в качестве тиллитов (в районе речки Мен в окрестностях с. Чибит), в действительности являются конгломератами ордовика, лежащими на карбонатной баратальской свите докембрия.

Исследованиями М. К. Винкман и последующими более детальными работами А. Ф. Белоусова в Чемальском и других районах Северного Алтая внесены значительные коррективы в стратиграфическую схему протерозоя этого района, предложенную в свое время К. В. Радугиным. По данным указанных исследователей, к протерозою в данном районе относятся две свиты: баратальская — существенно карбонатная и древняя порфиритовая, лежащая стратиграфически выше баратальской и являющаяся переходной к лежащим еще выше свитам нижнего кембрия (М. К. Винкман, 1943 г., А. Ф. Белоусов, 1954, 1957 гг.). Схема эта признается многими исследователями, хотя и не является общепринятой. Ряд исследователей считают, что более или менее обоснованным является отнесение к докембрию (к синийской серии) лишь карбонатной баратальской свиты, тогда как лежащая выше порфиритовая свита должна относиться к нижнему кембрию (И. И. Белостоцкий, 1956 г., В. П. Нехорошев, 1954 г.).

В состав баратальской серии входят преимущественно серые и черные кристаллические известняки, нередко битуминозные, пахнущие сероводородом, массивные, грубослоистые. Известнякам подчинены доломиты с содержанием окиси магния до 20%, а также черные и серые силицилиты, частью осадочные (содержащие спикулы губок), частью — метасоматические, развивающиеся за счет известняков. Кроме того, в составе баратальской серии отмечаются черные и серые глинистые, кремнисто-глинистые и углеродисто-глинистые сланцы. Наконец, на некоторых участках в составе серии имеются эффузивы и туфы основного и среднего состава, обычно глубоко измененные, зеленокаменные.

http://jurassic.ru/

Суммарная мощность баратальской серии превышает 4—5 *км*. По составу она может квалифицироваться как морская карбонатно-силицилитово-терригенная формация с вулканогенными элементами. На различных участках в породах серии обнаружены неясные органические остатки: озагии, коллении, радиолярии и спикулы губок.

В состав древней порфиритовой свиты, которая, по данным А. Ф. Белоусова (1957 г.), также относится к синийской серии, входят главным образом наземные, частью подводные эффузивы основного и среднего состава. Состав эффузивов закономерно изменяется от более основных (спилитов) в низах свиты к средним в вышележащих горизонтах. В составе свиты известны подчиненные эффузивам и туфам горизонты водорослевых доломитов. Суммарная мощность порфиритовой свиты, судя по наиболее полному опорному разрезу ее — в правобережье р. Катуни между рр. Бийкой и Эдиганом (к югу от с. Чемал),— достигает 3,8 *км*.

Над баратальской и древней порфиритовой свитами синийской серии с небольшим угловым несогласием, но, по-видимому, после значительного перерыва в отложениях (А. Ф. Белоусов, 1954 г.) залегают каянчинская ($Cm_1^2$) и другие свиты нижнего кембрия Северного Алтая*.

Как уже отмечено, по мнению других исследователей, верхняя часть баратальской карбонатной свиты и вся порфиритовая свита должны относиться к нижнему кембрию (И. И. Белостоцкий, 1956 г.). В последних работах М. К. Винкман (1959 г.) древняя порфиритовая (манжерокская) свита относится к низам кембрия. С этим согласуются данные по археоциатам вышележащей каянчинской свиты нижнего кембрия. Они относятся к ленскому ярусу ($Cm_1^2$), т. е. нижележащая манжерокская свита может отвечать алданскому ярусу кембрия. В. Д. Фомичевым в золотоуховской свите Салаирского кряжа, которая может рассматриваться в качестве аналога манжерокской свиты, встречены археоциаты, характерные для алданского яруса нижнего кембрия ($Cm_1^1$).

### *КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ И ГОРНАЯ ШОРИЯ*

При выделении и расчленении древних толщ Кузнецкого Алатау и Горной Шории мнения исследователей разошлись.

А. Н. Чураков (1927, 1932, 1935 гг.) считал, что протерозойские отложения слагают существенную часть Кузнецкого Алатау и Горной Шории и представлены здесь двумя свитами: енисейской (карбонатной) и вышележащей кутень-булукской (терригенно-карбонатной). Я. С. Эдельштейн и А. Г. Вологдин отнесли эти свиты к нижнему и среднему кембрию.

М. А. Усов (1936 г.) пришел к выводу о наличии в Горной Шории пяти протерозойских формаций, разделенных тектоническими несогласиями, которые местами сопровождаются интрузивной деятельностью. Еще более сложную схему для докембрия Горной Шории предложил К. В. Радугин (1936 г.), который выделил восемь протерозойских формаций, разделенных перерывами и интрузиями. Сложная стратиграфическая схема была принята В. К. Моничем (1938, 1940 гг.) для южной части Кузнецкого Алатау (бассейн р. Томи), где им был выделен ряд архейских и протерозойских формаций и интрузивных комплексов.

В. А. Кузнецовым в 1940 г. и П. С. Краснопеевой в северной части Кузнецкого Алатау (бассейн рр. Н. Терси и Тайдона) также были выделены архейские и протерозойские образования.

* В районе р. Бийки каянчинская свита залегает на порфиритовой совершенно согласно и без всякого перерыва. *(Ред.)*

http://jurassic.ru/

В отличие от указанных авторов, Д. В. Никитин (1940 г.) доказывал отсутствие (или ничтожное развитие) докембрия в Кузнецком Алатау. А. Л. Додину (1939—1948 гг.), Т. М. Дембо, В. М. Сенникову, А. С. Калугину и другим исследователям удалось доказать широкое распространение здесь кембрийских образований и более ограниченное развитие докембрия.

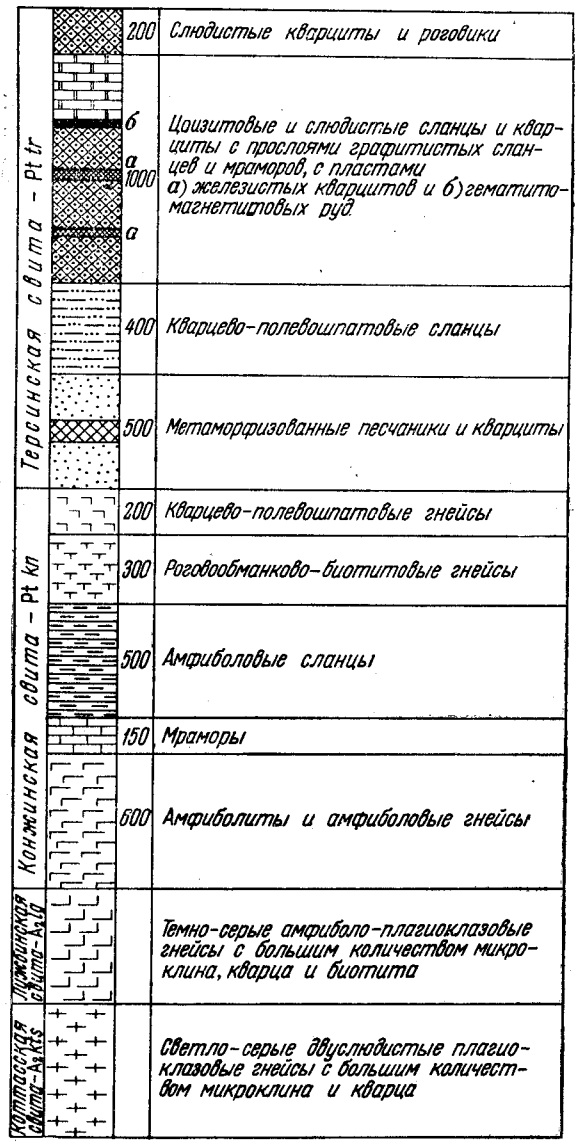



Рис. 12. Стратиграфическая колонка докембрийских отложений Кузнецкого Алатау (составил А. Л. Додин

С 1955 г. в Кузнецком Алатау начались планомерная геологическая съемка (Г. Ф. Горелов, Л. В. Алабин, П. А. Пономарев, А. М. Кузнецов, Б. Н. Красильников, А. Л. Додин и др.) и тематические исследования, которые установили значительное распространение докембрийских образований в бассейнах рр. Томи и Терсей.

В настоящее время к докембрию здесь отнесены коттасская и лужбинская свиты условно архейского возраста, конжинская и терсинская свиты протерозоя (рис. 12) и енисейская (бельсинская) свита синия.

**АРХЕЙ(?)**

Коттасская и лужбинская свиты*. Среди гнейсов, слагающих Томский массив, выделяются две разновидности, представленные плагиоклазовыми и роговообманковыми породами. Плагиоклазовые гнейсы, развитые в районе р. Коттас (приток р. Томи), А. Л. Додин объединил в коттасскую свиту, а комплекс роговообманковых гнейсов Лужбинского района (р. Лужба, приток р. Томи) назвал лужбинской свитой. Обе свиты слагают Томский массив гнейсов, пересекаемый р. Томью на протяжении 20 *км*, причем в центральной части он прорван крупной гранитной интрузией. Простирание рассланцованности гнейсов обычно СВ 60°. В восточной части массива, вблизи устья р. Лужбы, наблюдается северо-западное и меридиональное направление сланцеватости.

* Архейский(?) возраст этих свит в настоящее время пересматривается. Возможен более молодой, даже верхнепротерозойский их возраст. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

Роговая обманка характерна лишь для гнейсов лужбинской свиты, где широко развита более молодая интрузия гнейсовидных диоритов и амфиболитов.

Весьма типичным для описываемых гнейсов является полное отсутствие пироксена и ортоклаза (есть микроклин). Ю. А. Кузнецов (1941 г.), описывая аналогичные породы из енисейского метаморфического комплекса, отметил, что замена пироксена роговой обманкой и биотитом, а основного плагиоклаза — средним или кислым характеризует мезозону метаморфизма. Гнейсы района р. Томи образовались, по-видимому, в условиях средних температур и интенсивного ориентированного давления. Широкое развитие биотита, мусковита, эпидота и наличие пегматитовых жил указывают на существенную роль летучих компонентов в процессе метаморфизма этих пород.

Наблюдаемая местами округлость зерен циркона как будто говорит за то, что это парагнейсы, образовавшиеся за счет осадочных отложений. Однако преобладающая часть их, вероятно, образовалась за счет кислых изверженных пород, а метаморфизм гнейсов в значительной степени обусловлен инъекционно-контактовым влиянием гранитов Томского плутона. Вдоль контакта последних и гнейсов развиты породы, переходные от гнейсов к гранитам.

В Горной Шории к архею(?) А. Л. Додиным отнесен комплекс гнейсов, обнаженных в структурной зоне, протягивающейся сюда из южной части Кузнецкого Алатау. Томский массив непрерывно прослеживается от р. Томи на севере до р. Мрас-су (у впадения в нее р. Н. Хомутовки) на юге. Далее к югу гнейсы установлены в левобережье р. Мрас-су.

Простирание рассланцованности гнейсов, вскрытых по р. Мрас-су, СВ 10—20°. И здесь выделяются две разновидности их, представленные плагиоклазовыми и роговообманковыми породами. Обе разновидности тесно связаны между собой; весьма характерно для них полное отсутствие пироксена и ортоклаза.

## ПРОТЕРОЗОЙ

Вдоль восточной и северо-западной окраин Томского массива гнейсов развиты интенсивно метаморфизованные эффузивно-осадочные образования. Эти метаморфические породы наиболее полно представлены в районе правобережья р. Томи у Конжинского косогора (восточная окраина Томского массива), где они слагают широкую (до 5 *км*) полосу — от впадения р. Мамонтовки до р. Амзаса и образуют ряд сильно сжатых крутых складок, вытянутых в северо-западном направлении. При детальном изучении разреза этого комплекса устанавливается частое чередование мраморов, кварцитов и кристаллических сланцев, среди которых представляется возможным выделить две свиты. Нижняя — преимущественно сложена различными метаморфическими сланцами и названа А. Л. Додиным конжинской (по р. Конжин); верхняя, состоящая из известняков, мраморов и кварцитов, сопоставляется им с терсинской свитой, вскрытой по р. Верхней Терси.

**Конжинская свита.** Эта свита характеризуется пестрым составом слагающих ее пород, среди которых преобладают амфиболовые сланцы, плотные или среднекристаллические, тонко рассланцованные, часто с шелковистым блеском. Под микроскопом устанавливается пойкилобластическая их структура.

В некоторых разновидностях амфиболовых сланцев видно, что они образованы за счет метаморфизма магматических пород (роговообманковых порфиритов и габбро-диоритов). Местами среди сланцев видны

http://jurassic.ru/

отдельные участки массивных среднекристаллических амфиболитов. В других случаях не исключена возможность образования амфиболовых сланцев за счет песчано-сланцевых отложений.

В восточной части Конжинского разреза развиты черные графитисто-слюдистые сланцы; графитовые сланцы содержат прослои глинистых известняков. Здесь же развиты светло-серые и зеленоватые «серебристые» сланцы, содержащие густую вкрапленность и прожилки пирита и пирротина. Состоят они из мелких и крупных чешуек мусковита и мелких зерен кварца. «Серебристые» сланцы переслаиваются с темно-серыми кварцитами.

Далее к западу в Конжинском разрезе широко развиты темно-серые, буроватые и голубоватые хлорито-серицитовые сланцы; породы обычно пронизаны густой вкрапленностью пирита.

**Терсинская свита.** Наиболее полно эта преимущественно карбонатная свита представлена в том же районе, на правобережье р. Томи при впадении руч. Кварцитового. Здесь наблюдается чередование мощных пачек, сложенных карбонатными породами, и более тонких—представленных метаморфическими сланцами. Вдоль ручья Кварцитового обнажаются серые плотные и полосчатые кварциты, переслаивающиеся с окварцованными известняками и отдельными прослоями тальковых сланцев. Некоторые разновидности кварцитов связаны переходами с окварцованными известняками, что указывает на контактово-метасоматический генезис преобладающего количества кварцитов; однако не исключена возможность наличия кварцитов и осадочного происхождения. Карбонатные породы представлены мелкозернистыми доломитизированными мраморами и крупнокристаллическими мраморами.

Следующая, более узкая (ширина до 200 *м*) полоса мраморов прослеживается в восточной части Конжинского разреза. На этом участке вскрыты серые и черные плотные мраморы, образующие сжатые крутые складки, вытянутые в северо-западном направлении. Наряду с мраморами здесь обнажаются черные известковистые сланцы.

Довольно широкие полосы карбонатных пород видны на правобережье р. Томи у впадения р. Мамонтовки. Здесь находится свод антиклинальной складки, сложенной мраморами, прорванными диоритами и гранитами; в тесной связи с этими интрузивными массивами развиты зоны скарнов.

Описываемая карбонатно-сланцевая толща протерозоя прослеживается к югу от истоков р. Тебы на протяжении 30 *км*, причем в этом направлении намечается увеличение мощности карбонатно-кварцевых пород и уменьшение мощности кристаллических сланцев.

По направлению к северу этот комплекс пород прослеживается до р. Бель-су, на правом берегу которой (выше устья р. Куя-су) черные мраморизованные известняки сменяются графитизированными и кремнистыми сланцами, содержащими прослои мраморов. В восточной части этого разреза залегают гнейсы.

Севернее р. Бель-су протерозойские отложения известны на западном склоне Кузнецкого Алатау, где они залегают в ядре крупного антиклинория. Протерозойская толща слагает там широкую (до 12 *км*) полосу, вытянутую в северо-западном направлении: от рр. Малого, Нижнего и Верхнего Кибраса на юго-востоке до истоков р. Средняя Терсь на северо-западе. Она состоит из тонко чередующихся пачек сильно измененных осадочных и эффузивных пород. Здесь, так же как и в бассейне р. Томи, выделены две свиты протерозоя; метаморфизм их тут несколько повышен.

Нижняя, или конжинская свита сложена в Терсинском районе метаморфическими сланцами и гнейсами с редкими прослоями мрамо-

http://jurassic.ru/

ров. В низах свиты залегают двуслюдяные и амфиболовые гнейсы, перемежающиеся с амфиболовыми сланцами и амфиболитами. Эти породы чередуются с биотитовыми сланцами, кварцево-биотитовыми роговиками и кварцитами. Мощность отдельных пачек колеблется от 5—10 до 75—100 *м*. Общая мощность этой свиты определена в 1500—2000 *м*. К ней же относятся гранатово-ставролитовые гнейсы из района р. Левой Маганаковой. По данным В. А. Кузнецова (1940 г.), они характеризуются высокотемпературным парагенезисом минералов. Макроскопически это мелкозернистые сланцеватые буровато-серые породы.

Гранатово-ставролитовые гнейсы возникли в результате метаморфизма глинистых пород. В ассоциации с такими гнейсами находятся тремолито-альбитовые сланцы, обнаруженные В. А. Кузнецовым (1940 г.) в вершинах рр. Левой Маганаковой и Елизаветинки (притоки р. Средней Терси). Породы пропитаны вкраплениями пирротина.

Терсинская свита состоит здесь из тонко переслаивающихся пачек метаморфизованных песчаников, известковистых сланцев, кварцитов, графитовых сланцев и мраморов с присутствием железистых кварцитов и гематито-магнетитовых руд, обычно характерных для протерозоя (Г. Ф. Горелов, 1955 г.). Общая мощность свиты превышает 1200—1500 *м*.

По аналогии с Восточным Саяном и Тувой описываемая терсинская свита может быть отнесена к протерозою. Подстилающая ее конжинская свита тесно связана с терсинской и также, по всей вероятности, относится к протерозою *. В. А. Кузнецов (1940 г.) относил метаморфические сланцы Нижнетерсинского района к переходным от архея к нижнему протерозою образованиям.

Амфиболитовые породы Терсинского района образовались за счет как глинистых песчаников, так и эффузивных пород. В некоторых разностях их устанавливается реликтовая псаммитовая структура, особенно заметная в округленных зернах кварца. В других случаях наблюдаются реликты порфировых вкрапленников плагиоклаза и темноцветных минералов, замещенных альбитом и цоизитом.

В бассейне рек Нижней и Средней Терси широко распространены графитовые кварциты и мраморы, которые также следует отнести к протерозою. При значительном содержании графита породы приобретают черный цвет и определяются как графито-кварцевые сланцы. Среди таких сланцев встречаются прослои черных или серых тонкозернистых мраморов, нередко с кварцем и серицитом. В районе р. Нижней Терси мраморы перемежаются с зелеными хлорито-амфиболовыми сланцами.

В истоках р. Тайдона, а также по его притокам (рр. Баянзас и Амзас) широко развиты карбонатно-сланцевые породы, слагающие широкие полосы северо-восточного простирания. Здесь, как в Томском разрезе, наблюдается частое чередование карбонатных пород и сланцев, причем местами преобладают мраморы и кварциты, в других местах развиты главным образом амфиболово-хлоритовые сланцы и цоизитовые амфиболиты.

В пределах Горной Шории протерозой развит вдоль восточной окраинной части массива гнейсов архея(?), где по р. Мрас-су залегают интенсивно метаморфизованные эффузивно-карбонатные образования. Эти метаморфические породы наиболее полно представлены на правобережье р. Мрас-су (в нижнем течении) у впадения р. Хомутовки и аналогичны конжинской и терсинской свитам, вскрытым по

* Поскольку обе эти свиты подстилают енисейскую (бельсинскую) свиту, имеющую синийский (позднепротерозойский) возраст, они, по-видимому, должны относиться к раннепротерозойским образованиям. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

р. Томи. Среди хомутовского метаморфического комплекса также устанавливается чередование мраморов, кварцитов и кристаллических сланцев.

## СИНИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

В Кузнецком Алатау и Горной Шории широко распространены мощные отложения синийского комплекса существенно карбонатного и карбонатно-кремнистого состава. Они интенсивно дислоцированы и собраны в линейные или промежуточного типа складки северо-западного или северо-восточного простирания. Этими отложениями в основном сложены антиклинорные поднятия Кузнецкого Алатау и Горной Шории; в строении синклинорных прогибов участвуют в основном кембрийские и более молодые образования.

В северо-западной части Кузнецкого Алатау к синийскому комплексу отнесена **енисейская (бельсинская) свита.** По р. Кие она слагает крупную антиклинальную складку северо-восточного простирания и расчленена на две подсвиты. Самые низы нижнеенисейской подсвиты вскрыты р. Большой Елизаветинкой, левым притоком р. Кии. Здесь они сложены частым переслаиванием мелкозернистых известняков с углеродисто-глинистыми и кремнисто-глинисто-известковистыми сланцами с пиритом. В средней части разреза нижней подсвиты по р. Кие, ниже устья р. Большой Елизаветинки, преобладают серые и темно-серые массивные известняки, реже встречаются доломитовые известняки и филлитовидные сланцы. Верхняя часть разреза этой подсвиты хорошо обнажена по р. Кие ниже устья р. Бешенки. Здесь, по П. А. Пономареву, последовательность отложений следующая (снизу):

| | |
|---|---|
| Известняки серые плотные | 45 *м* |
| Кварциты светло-серые | 15 „ |
| Известняки темно-серые (до черных), массивные, с линзами антраконита и водорослями *Jussenia* | 75 „ |
| Глинисто-углеродистые сланцы | 10 „ |
| Известняки мелкозернистые массивные темно-серого цвета | 240 „ |
| Мраморы мелкозернистые черные | 75 „ |
| Известняки мелкозернистые массивные слабо-окремненные, линзами конгломератовидные серпентинизированные | 250 „ |

Общая мощность нижней подсвиты достигает 2700 *м*.

Верхняя подсвита енисейской свиты в кийском разрезе отличается от нижней подсвиты широким распространением доломитов и доломитовых известняков, которые в верхней части разреза несут повышенную фосфатность. Подсвита вскрыта р. Кией при устье р. Кундат, где залегает на отложениях нижней подсвиты без видимого несогласия, но с брекчией в основании. Разрез верхней подсвиты на этом участке следующий (снизу):

| | |
|---|---|
| Брекчия осадочная, сложена обломками светло-серых мраморов и черных кварцитов, цемент известково-кремнистый | 30 *м* |
| Кварциты светло-серые плотные | 100 „ |
| Переслаивание светло-серых, серых и темно-серых доломитовых известняков | 500 „ |
| Доломиты светло-серые с желтоватым оттенком | 700 „ |
| Известковистый доломит слабо фосфатный | 30 „ |
| Известковистый доломит светло-серый | 300 „ |
| Известковистый доломит слабо фосфатный | 30 „ |
| Известняк мелкозернистый битуминозный светло- и темно-серого цвета | 50 „ |

Мощность верхней подсвиты в этом разрезе составляет 1740 *м*.

Стратиграфически выше отложения верхней подсвиты, как пока-

http://jurassic.ru/

зывает анализ геологической карты, видимо со скрытым несогласием (через конгломерато-брекчию) сменяются карбонатными отложениями нижнего кембрия, охарактеризованными простейшими формами археоциат, губками, птероподами и водорослями.

В среднем течении р. Кашкадак, системы р. Кии, А. Р. Ананьев (1948 г.) описал темно-серые до черных мраморы, черные строматолитовые известняки и силицилиты. Эта толща слагает ядро крупной антиклинальной складки северо-восточного простирания, на крыльях которой лежат пепельно-серые известняки с археоциатами нижнего кембрия.

В названных выше строматолитах с р. Кашкадак П. С. Краснопеева установила *Kabyrsinia* gen. nov. и *Raduginia* gen. nov., на основании которых эта толща хорошо сопоставляется с западносибирской формацией докембрия Горной Шории, выделенной ранее К. В. Радугиным (1936 г.).

В верховьях р. Кии, по ее притокам рр. Кийскому Шалтырю, Тунказу и Бобровке, енисейскими отложениями выполнена Тунказская брахиантиклинальная структура. В этой структуре на правом водоразделе р. Тунказа выше р. Елового Ключа нижнеенисейская подсвита сложена серыми и темно-серыми мраморизованными известняками мощностью около 2000 *м*. Верхняя подсвита отличается от нижней разнообразным литологическим составом и представлена метаморфизованными алевролитами, темно-серыми известняками, доломитами и углисто-кремнистыми и глинистыми сланцами. К верхней подсвите, как и в вышеописанном разрезе, приурочены проявления фосфоритов. Мощность подсвиты около 1500 *м*.

По рр. Золотому Китату и Яе отложения енисейской свиты сложены в линейные складки северо-западного простирания, осложненные разрывными нарушениями большой амплитуды. Они расчленены на три подсвиты. Нижняя подсвита по рр. Сухой, Единису и Кайгадату граничит по тектоническому контакту с кристаллическими породами терсинской свиты протерозоя. В ее состав входят темно-зеленые, обычно грубо рассланцованные амфиболовые и хлоритовые породы и тесно с ними связанные зеленокаменные основные эффузивы с их туфогенными дериватами. Видимая мощность нижней подсвиты составляет около 1500 *м*.

Средняя подсвита хорошо вскрыта по р. Яе и ее притокам. Нижняя граница подсвиты проводится по появлению известняков и кварцитов, почти отсутствующих в нижней подсвите. Она в основном сложена мраморизованными известняками; в меньшем количестве присутствуют серые и зеленовато-серые глинистые сланцы, филлиты, силицилиты, порфиритоиды, известково-глинистые сланцы и доломиты. Мощность подсвиты составляет 1130 *м*.

Верхняя подсвита прослеживается широкой полосой, вытянутой в юго-восточном направлении от р. Золотого Китата на севере до р. Нижней Терси на юге. Состав подсвиты в основном карбонатный с водорослями *Collenia*; редко встречаются мергелистые и углеродисто-кремнистые сланцы и силицилиты. По р. Золотому Китату среди известняков встречаются маломощные силлы диабазовых порфиритов и рассланцованных кварцевых порфиров. Мощность подсвиты около 1500 *м*.

Синийские отложения карбонатного состава широко распространены также в южной части Кузнецкого Алатау, в системе р. Уса.

В Горной Шории они развиты в Шорском (Мрасском) массиве и Спасском горсте. В Шорском массиве к синийскому комплексу отнесены кабырзинская, западносибирская, саговая и унушкольская фор-

http://jurassic.ru/

мации (К. В. Радугин, 1936 г.). Согласно последним данным Г. И. Спандерашвили, А. Г. Поспелова, Г. А. Сидаугаса и других, синийские отложения Шорского массива можно расчленить на три свиты: кабырзинскую, западносибирскую и белкинскую.

**Кабырзинская свита** по р. Мрас-су, выше устья р. Кабырзы, слагает внутренние части крупных брахиантиклинальных структур, сильно осложненных разрывными нарушениями. Сложена свита черно-серыми водорослевыми мраморами, тонкозернистыми известняками и доломитами. Реже в составе свиты встречаются силицилиты, кремнистые и глинистые сланцы.

По р. Мрас-су, ниже руч. Егорова Лога, в доломитах кабырзинской свиты установлены *Jussenia* и *Sibirephycus*. Мощность свиты около 1500 *м*.

**Западносибирская свита** сложена существенно морскими мелководными осадками, представленными водорослевыми рифогенными доломитами, частью оолитовыми доломитами, согласно залегающими на отложениях кабырзинской свиты.

По Г. А. Сидаугасу, в правобережье р. Пызас (выше устья р. Арчи) западносибирская свита в нижней части представлена темно-серыми тонкокристаллическими доломитами мощностью около 400 *м*, выше следуют водорослевые доломиты с прослоями силицилитов, оолитовых и брекчиевых доломитов мощностью 200—300 *м*; заканчивается разрез свиты темно-серыми тонкозернистыми водорослевыми доломитами мощностью 100—150 *м*. Среди водорослевых доломитов по р. М. Чилис А. Г. Поспеловым определены: *Sinzasophyton turočakoviensis* Posp. (ms), *Sibirephycus* sp., *Hadrophycus* sp., *Vesicularites* sp., *Vesicularites* cf. *flexuosus* Reitl., *Vermiculites* sp.

К. В. Радугин описал западносибирскую свиту (формацию) по правому берегу р. Мрас-су, выше устья р. Кабырзы. Нижней границей ее являются сферолитовые доломиты; затем следует мощная пачка водорослевых доломитов, которые стратиграфически выше (на г. Олун) сменяются кремнистыми породами. Последние по простиранию фациально сменяются черными известняками и мраморами. Среди органических остатков, установленных К. В. Радугиным, П. С. Краснопеевой и А. Г. Поспеловым, в разрезе свиты преобладают *Algostroma elbrus* Rad., имеются *Kabyrsina grandiformis* Krasn., *Newlandiella schoria* Krasn., *N. sola* Krasn., *Sibirephycus mrassiensis* Krasn., *S. fibratus* Krasn., редко встречаются остатки *Osagia, Archaeospongia, Palaeomicrocystis, Vesicularites, Vermiculites, Sinzasophyton* gen. nov. Мощность свиты 1000 *м*.

**Белкинская свита** по рр. Пызас, Кайзас и на площади Белкинского месторождения фосфоритов залегает согласно на западносибирских доломитах, состоящих иногда почти нацело из слоевищ водорослей. Она четко подразделяется (снизу вверх) на две пачки: доломито-известняково-фосфатную и известняково-доломитовую. Нижняя пачка сложена в различной степени фосфатными доломитами, известняками, карбонатными брекчиями и не выдержанными по простиранию линзами фосфоритов. Фациальный состав и мощность ее резко меняются. На участке Оингол в разрезе этой пачки встречены кремнистые сланцы. Мощность нижней пачки колеблется от 90 до 400 *м*. Верхняя пачка сложена известняками и доломитами, согласно перекрывающими нижнюю пачку. Мощность ее около 300—500 *м*.

В продуктивных фосфатоносных отложениях белкинской свиты широко распространены органические остатки. По данным А. Г. Поспелова, наиболее распространены *Palaeomicrocystis* многочисленны остатки *Stromatactis*, реже встречаются *Vermiculites, Osagia, Astero-*

http://jurassic.ru/

*sphaeroides, Archaesphaera* и *Sinzasophyton* gen. nov. Ю. С. Надлер установил в продуктивных отложениях свиты комплекс примитивных спор: *Leiotriletes simplicissimus* Naum., *L. crassus* Naum., *Trachytriletes minutus* Naum., *T. kryschtofovichii* Naum., *Tyloligotriletes induratus* Tim., *Lophotriletes rugosus* Naum., *Bothroligotriletes exasperatus* Tim., *Protoleiosphaeridium conglutinatum* Tim. Данный палеонтологический комплекс органических остатков говорит о докембрийском возрасте пород белкинской свиты.

Карбонатный комплекс отложений Шорского массива несогласно перекрывается известняками, содержащими простейшие водоросли и археоциаты раннего кембрия. По данным Г. И. Спандерашвили, несогласное налегание отложений нижнего кембрия на докембрий четко устанавливается по р. Пызас, выше ее левого притока р. Нымзас, где светлые известняки нижнего кембрия с брекчией в основании залегают на разных горизонтах отложений синийского комплекса*. А. Г. Поспелов в базальном горизонте карбонатных отложений нижнего кембрия по р. Узас, правому притоку р. Мрас-су, установил наличие *Epiphyton* cf. *crassum* Korde, *E.* cf. *carptum* Korde, *E.* cf. *fruticosum* Vologd., *Vologdinella* cf. *fragile* Korde, которые, по его мнению, указывают на алданский возраст вмещающих пород.

Неясное стратиграфическое положение в системе докембрия занимают пызасская и унушкольская формации К. В. Радугина (1936 г.). Пызасская формация, сложенная серыми и зеленовато-серыми граувакковыми песчаниками, черными сланцами и зеленокаменными древними эффузивами, по р. Пызас контактирует с водорослевыми доломитами. Унушкольская формация, по-видимому, относится к верхней части докембрия Горной Шории и содержит характерные для нее водоросли *Newlandia* Walc. и *Vologdinia* Korde.

В стратотипе — на правой стороне р. Мрас-су (сразу выше устья рч. Унушкола) — унушкольская формация залегает на пызасской формации и сложена тонкослоистыми известняками с резким запахом сероводорода, силицилитами, углистыми сланцами, граувакками. Мощность формации 860 *м*.

В Спасском горсте — по р. Кондоме вблизи с. Спасского и по ее притокам (рр. Мунже, Базанче, Саге и Бахаревке и др.) интенсивно дислоцированные синийские отложения сложены известняками, силицилитами, доломитами, глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами. По данным А. И. Скоморохова, по речке Саге известняки содержат *Collenia* cf. *versiformis* Fent., *Sibirephycus* sp., *Saralinskia* sp., а близ устья р. Бахаревки — *Pseudoconus* cf. *convexus* Krasn. По р. Кондоме в Таштагольском районе видно, что синийские карбонатные породы обычно падают в сторону эффузивных пород кондомской свиты нижнего кембрия и залегают в ядре антиклинальной структуры, на крыльях которой расположены более молодые эффузивно-осадочные породы.

Корреляция синийских отложений различных районов Кузнецкого Алатау пока еще затруднительна. Более определенные данные в этом отношении имеются только для верхней части разреза синия, где широко представлены слабофосфатные доломиты.

## *ОБЩАЯ СВОДКА*

Анализ материалов по докембрию отдельных районов Западной Сибири позволяет сделать вывод о сравнительно ограниченной роли докембрийских образований в строении складчатых структур данной

* Другие исследователи не отмечают здесь несогласия. *(Ред.)*

http://jurassic.ru/

области. Наиболее широко развиты и, очевидно, играют наибольшую роль докембрийские толщи в строении складчатых структур Кузнецкого Алатау, Горной Шории и примыкающих к последней районов Горного Алтая, т. е. в пределах зоны наиболее ранней (кембрийской или салаирской) консолидации в раннекаледонской Алтае-Саянской геосинклинальной области. В других районах Западной Сибири, испытавших более длительные погружения и геосинклинальный режим, докембрийские образования практически почти отсутствуют или слагают лишь сравнительно небольшие блоки — выступы древнего фундамента. Сопоставление стратиграфических разрезов докембрийских образований различных районов Западной Сибири приводится в табл. 1.

Таблица 1

**Сопоставление разрезов докембрия различных районов Западной Сибири**

| | | Кузнецкий Алатау и Горная Шория | Горный Алтай | Салаир |
|---|---|---|---|---|
| Кембрий | Алданский ярус ($Cm_1^1$) | Кондомская (мунжинская) свита | Манжерокская свита | Золотоуховская свита |
| Протерозой | Верхний (синийский) комплекс | Бельсинская (енисейская) свита | Баратальская свита | Кивдинская свита |
| | Нижний | Терсинская свита: мраморы, кварциты, метаморфические сланцы | Теректинская серия метаморфических сланцев | |
| | | Конжинская свита: метаморфические сланцы с мраморами и кварцитами | | |
| Архей(?) | | Коттасская и лужбинская свиты гнейсов | | |

Как видно, к архею (условно) относятся лишь гнейсовые толщи Томского массива Кузнецкого Алатау и Горной Шории, сопоставляемые в первом приближении с енисейским метаморфическим комплексом верхнего архея Енисейского кряжа (Ю. А. Кузнецов, 1952 г.).

Если отнесение этих гнейсовых толщ к позднему архею окажется справедливым, то, очевидно, будут основания говорить о проявлениях на территории Западной Сибири древнейшего осадконакопления, затем последующего тектогенеза, глубинного метаморфизма и гранитных интрузий. Гранитные интрузии, сопровождающие указанные гнейсовые толщи, характеризуются развитием пегматитов.

К нижнему протерозою (досинийской группе) относятся пока сравнительно слабо изученные и недостаточно расчлененные метаморфические серии Кузнецкого Алатау и Горной Шории, а также Горного Алтая. При этом есть основания полагать, что метаморфические серии Кузнецкого Алатау и Горной Шории: конжинская и терсинская свиты

http://jurassic.ru/

А. Л. Додина, ташелгинская и хомутовская формации В. К. Монича (1938 г.), серия слюдистых и графитовых кварцитов, мраморов и амфиболовых сланцев района р. Нижней Терси В. А. Кузнецова (1940 г.) являются относительно древними образованиями, вероятно, занимающими в разрезе протерозоя положение более низкое, чем теректинская серия метаморфических сланцев Горного Алтая. Об этом говорят многие особенности петрографического состава и общий значительно более глубокий метаморфизм пород протерозойских толщ Кузнецкого Алатау и Горной Шории по сравнению с метаморфизмом пород теректинской серии Горного Алтая.

Достаточно глубокий метаморфизм нижнепротерозойских толщ, вероятно, в значительной степени обусловлен синхронными интрузиями. Однако степень изученности интрузий районов развития этих древних толщ пока недостаточна для выделения протерозойских интрузий. Обстановка осложняется наложением в тех же районах воздействия более поздних палеозойских интрузий. Можно пока только предполагать, что в соответствующих районах Западной Сибири проявился доверхнепротерозойский (досинийский) тектогенез и магматизм.

С метаморфическими комплексами нижнего протерозоя связываются проявления железных руд (Кузнецкий Алатау), а также находки графитовых сланцев (Горный Алтай). Эти комплексы, очевидно, заслуживают тщательного изучения не только для выяснения общих вопросов геологии докембрия Западной Сибири, но и потому, что в связи с ними, судя по опыту других районов, могут быть обнаружены железные руды осадочно-метаморфического типа и залежи графита.

К позднему протерозою, или к синийскому (рифейскому) комплексу, относятся наиболее широко развитые в пределах Кузнецкого Алатау, Горной Шории, в восточных районах Горного Алтая и на крайнем юге Салаира существенно карбонатные толщи с подчиненными им силицилитами, черными углисто-глинистыми и кремнистыми сланцами и зеленокаменными эффузивами и туфами, которые выделяются на юге Горной Шории под названием енисейской (бельсинской) свиты, в Горном Алтае — баратальской свиты и на юге Салаира — кивдинской свиты. Несомненно те же характерные карбонатные толщи синийского возраста широко развиты в правобережье р. Мрас-су в Горной Шории, а также в ряде районов Кузнецкого Алатау, в том числе в пределах Пезасско-Кожуховского горста в северо-западной части Алатау и на восточных склонах последнего.

В известняках и доломитах в ряде районов встречаются плоскослоевищные и концентрические водоросли, в том числе *Osagia, Newlandia, Collenia* и др., а также спикули губок, радиолярии и прочие органические остатки, остающиеся до сих пор слабо изученными. Отнесение этих толщ к среднему протерозою (как предполагалось ранее А. Н. Чураковым, а затем К. В. Радугиным) в свете современных данных представляется необоснованным. Однако столь же необоснованным является отнесение этих характерных толщ к нижнему кембрию, как это предлагали ранее А. Г. Вологдин, а позднее А. Л. Додин и некоторые другие исследователи.

Разрез позднего протерозоя увенчивается в Горной Шории так называемой мунжинской эффузивно-осадочной свитой, которой в соседних районах Горного Алтая соответствует манжерокская свита, а на Салаире золотоуховская. Впрочем, как полагает целый ряд исследователей, вероятнее, что эти свиты относятся уже к нижнему кембрию.

Таким образом, в позднем протерозое на обширных пространствах Алтае-Саянской области господствовали условия, благоприятные для накопления мощной морской карбонатно-кремнистой формации, с про-



http://jurassic.ru/

явлениями подводного вулканизма. На границе протерозоя и палеозоя проявился мощный вулканизм — накопление (очевидно в некоторых зонах прогибов) довольно типичной спилитово-кератофировой формации, которой начинается нижнепалеозойский эвгеосинклинальный этап развития Алтае-Саянской области.

## КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

### *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

На территории Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Салаира и в Горном Алтае кембрийские отложения распространены очень широко и представлены всеми тремя отделами.

Находки фауны археоциат и трилобитов при геологических съемках на Салаире, в Кузнецком Алатау и Горной Шории послужили основанием к выделению и расчленению кембрия, который был впервые отмечен здесь М. П. Толмачевым в 1909 г. На Салаире до 1932—1935 гг. его изучали Б. Ф. Сперанский, К. В. Радугин, А. М. Кузьмин, О. К. Полетаева, А. А. Зенкова, А. Г. Вологдин, В. И. Яворский и др.; в Кузнецком Алатау — А. Н. Чураков, Д. В. Никитин, А. Г. Вологдин, П. С. Краснопеева, Е. В. Лермонтова, Я. С. Эдельштейн и др.; в Горной Шории — К. В. Радугин и др.; в Горном Алтае — В. П. Нехорошев, Б. Ф. Сперанский, К. В. Радугин и др.

Основы современной биостратиграфии кембрия заложены по археоциатам — в работах А. Г. Вологдина (1931—1932 гг.) и по трилобитам — в работах Е. В. Лермонтовой. К. В. Радугин (1932 г.) составил первую колонку кембрийских отложений.

М. А. Усов (1936) обобщил материалы всех исследований, производившихся до 1936 г., и создал первую тектоно-стратиграфическую схему для отложений, развитых в западной части Алтае-Саянской складчатой области. В разрезах кембрия горных районов Западной Сибири он выделил 15 разновозрастных стратиграфических формаций и четыре «наиболее характерные» интрузии.

Несколько позже Б. Ф. Сперанский (1936—1942 гг.) уточнил общую схему стратиграфии кембрийских отложений Западной Сибири. Кембрийские отложения в 1942—1956 гг. изучал большой коллектив геологов: на Салаире — В. Д. Фомичев; в Горной Шории и Кузнецком Алатау — К. В. Радугин, А. Л. Додин, А. Г. Поспелов, В. М. Сенников, Г. Ф. Горелов, А. С. Калугин; в Горном Алтае — М. К. Винкман, К. Д. Нешумаева, А. Ф. Белоусов, А. С. Калугин, О. К. Полетаева, Ю. С. Перфильев, И. И. Белостоцкий и др. Итогом этих работ явились региональные стратиграфические схемы кембрийских отложений, принятые в 1956 г. в Ленинграде — на Всесоюзном межведомственном совещании по разработке унифицированных схем для Сибири (табл. 2). Эти же схемы в последующем послужили основой для разработки легенд к сериям геологических карт более крупного масштаба (табл. 3).

### *РУКОВОДЯЩИЕ РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АРХЕОЦИАТ И ТРИЛОБИТОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ*

Для изучения стратиграфии кембрийских отложений Западной Сибири большое значение имеют комплексы археоциат, которые вместе с трилобитами позволяют надежно и достаточно дробно расчленить их.

Изучение стратиграфии кембрия на основе археоциат и трилобитов было начато работами А. Г. Вологдина (1928—1940 гг.), Е. В. Лер-

http://jurassic.ru/

Таблица 2

**Стратиграфическая схема кембрия западной части Алтае-Саянской складчатой области, принятая межведомственным совещанием по разработке унифицированных схем Сибири в 1956 г.**

| Система | Отделы | Ярусы | Кузнецкий Алатау и Горная Шория | Салаир | | Горный Алтай |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Кембрийская (Cm) | Верхний ($Cm_3$) | Не выделены | Китатская (казская) свита (нижняя часть) | Толсточихинская свита | | Кульбичская свита |
| | Средний ($Cm_2$) | Майский ($Cm_2^2$) | Тайдонская свита | Бирюлинская свита | Орлиногорская подсвита | Еландинская свита |
| | | Амгинский ($Cm_2^1$) | Канымская свита | | Бачатская подсвита | Каимская (устьсеминская) свита |
| | Нижний ($Cm_1$) | Ленский ($Cm_1^2$) | Усинская свита | Листвянская свита | | Каянчинская свита |
| | | | Кондомская свита | | | |
| | | Алданский ($Cm_1^1$) | Бельсинская свита | Золотоуховская свита | | Древняя порфиритовая свита (верхняя часть) |
| | | | | Кивдинская свита (верхняя часть) | | |

монтовой (1940 г.), П. С. Краснопеевой (1937—1954 гг.) и О. К. Полетаевой (1936—1956 гг.).

Ниже дается краткая характеристика последовательно сменяющих друг друга во времени комплексов археоциат и трилобитов Западной Сибири (снизу вверх):

1. Наиболее древним является базаихский комплекс (Журавлева, Репина, Хоментовский, 1959 г.). Он соответствует комплексу археоциат позднекенядинского — раннеатдабанского горизонта нижнего кембрия Сибирской платформы. В Западной Сибири базаихский комплекс известен на Салаире, Алтае, в Кузнецком Алатау, Горной Шории и связан обычно со светлыми массивными известняками мощностью около 500 *м**. Наиболее часто в нем встречаются археоциаты родов *Archaeolynthus* Tayl., *Ajacicyathus* Bedf., *Coscinocyathus* Born. и *Nochoroicyathus* Zhur. Руководящими для базаихского комплекса археоциат являются роды *Tchojacyathus* Roz., *Urcyathella* Zhur., *Kotu-*

* В низах этих карбонатных отложений залегают темные плитчатые известняки без трилобитов с редкими археоциатами обедненного базаихского комплекса.



http://jurassic.ru/

Таблица 3

**Схема кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (принятая для карт Алтайской и Кузбасской серий)**

| Система | Отдел | Горный Алтай | | | Салаир | Кузнецкий Алатау и Горная Шория | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Кембрийская | Верхний | Отложения не известны | Горноалтайская серия (нижняя часть) | Катунская свита—$Cm_3kt$ флишоидно-терригенная | Толсточихинская свита—$Cm_3tl$ известняковая<br>Ариничевская свита—$Cm_3ar$ эффузивно-осадочная | Известняково-терригенная свита (китатская свита, нижняя часть)—$Cm_3$ | |
| | | Кульбичская свита—$Cm_3kl$ известняково-терригенная | | | | | |
| | Средний | Еландинская свита—$Cm_2el$ | Верхняя подсвита—$Cm_2el_2$ известняково-эффузивно-терригенная | | Орлиногорская свита—$Cm_2or$ эффузивно-терригенная | Большекитатская свита—$Cm_2bl$ эффузивно-осадочная | |
| | | | Нижняя подсвита—$Cm_2el_1$ терригенно-известняковая | | | | |
| | | Каимская свита—$Cm_2km$ | Верхняя подсвита—$Cm_2km_2$ эффузивно-терригенная | | Бачатская свита—$Cm_2bc$ эффузивно-терригенная | Мундыбашская свита—$Cm_2mn$ | Верхняя подсвита—$Cm_2mn_2$ эффузивно-терригенная |
| | | | | | | | Нижняя подсвита—$Cm_2mn_1$ терригенно-эффузивная |
| | | | Нижняя подсвита—$Cm_2km_1$ осадочно-эффузивная | | Печеркинская свита—$Cm_2pc$ терригенно-карбонатно-эффузивная | Отложения неизвестны | |
| | Нижний | Каянчинская свита—$Cm_1kn$ терригенно-карбонатная | | | Гавриловская свита—$Cm_1gv$ | Усинская свита—$Cm_1us$ | |
| | | | | | Верхняя подсвита—$Cm_1gv_3$ эффузивно-осадочная | | Верхняя подсвита—$Cm_1us_3$ эффузивно-осадочная |
| | | | | | Средняя подсвита—$Cm_1gv_2$ известняковая | | Средняя подсвита—$Cm_1us_2$ карбонатная |
| | | | | | Нижняя подсвита—$Cm_1gv_1$ терригенно-эффузивно-карбонатная | | Нижняя подсвита—$Cm_1us_1$ кремнисто-карбонатно-эффузивно-терригенная с желваками фосфоритов |

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 3

| Система | Отдел | Горный Алтай | Салаир | Кузнецкий Алатау и Горная Шория | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Нижний | Манжерокская свита—(Sn—$Cm_1$) *mn* осадочно-эффузивная | Золотоуховская свита — $Cm_1$*zl* осадочно-вулканогенная | Кондомская свита — $Cm_1$*kd* | Верхняя подсвита—$Cm_1kd_2$ эффузивно-осадочная<br>Нижняя подсвита — $Cm_1kd_1$ осадочно-эффузивная |
| Синийский комплекс | | Баратальская свита эффузивно-кремнисто-карбонатная | Кивдинская свита кремнисто-карбонатная | Енисейская свита карбонатная | |

*yicyathus* Zhur. и виды *Fransuasaecyathus subtumulatus* Zhur., *Urcyathella tercyathoides* Zhur., *Tchojacyathus validus* Roz.

Среди трилобитов для базаихского комплекса характерны: *Resimopsis* Repina, *Kijanella* Repina, *Mundocephalina* Repina, *Paraerbia* Repina и др. Трилобиты совместно с археоциатами встречаются редко, найдены вместе с ними в Кузнецком Алатау и Батеневском кряже.

В стратотипе отложений с этим комплексом фауны встречены только археоциаты. Он находится у г. Красноярска (окраина города)—по правому берегу р. Базаихи, против устья р. Калтата. Это розовые брекчированные известняки (60—70 *м*), налегающие на темные и светло-серые плитчатые известняки «калтатского горизонта» И. К. Баженова (1936 г.). На базаихские известняки здесь согласно налегают розовато-серые плитчатые, а затем светло-серые массивные торгашинские известняки видимой мощности 120—150 *м*, с фауной камешковско-санаштыкгольского комплекса, резко отличной от базаихского.

2. Выше расположен камешковско-санаштыкгольский комплекс (Вологдин, 1931), который соответствует комплексу археоциат и трилобитов из верхов атдабанского и из олекминского горизонтов раннего кембрия, установленных на востоке Сибирской платформы.

Камешковский комплекс в Западной Сибири известен на Алтае (р. Иша в бассейне р. Катуни) и в Горной Шории (кл. Пьянковский в бассейне р. Мрас-су). Представители древних родов *Archaeolynthus* Tayl., *Ajacicyathus* Bedf., *Coscinocyathus* Born. и *Nochoroicyathus* Zhur., широко представленных в базаихском комплексе, здесь более редки. Наиболее характерны виды *Archaeolynthus rozanovi* Zhur., *Orbiasterocyathus geri* (Zhur.) gen. et sp. n., *Ethmophyllum vermiculatum* Vologd. Полнее охарактеризован этот комплекс трилобитами, указывающими на близость его к санаштыкгольскому. Среди них руководящими являются *Sajanaspis* Rep., *Palaeolenella* Rep., *Planaspis* Rep., *Alacephalus* Rep. Кроме того, здесь появляются представители таких широко распространенных родов, как *Bonnia* Walc. и *Kootenia* Walc., которые неизвестны в базаихском комплексе.

Санаштыкгольский комплекс археоциат и трилобитов в Западной Сибири известен во множестве мест (Алтай, Салаир, Горная Шория). Число видов четырех древних родов археоциат, упомянутых выше, здесь еще больше снижается и не превышает 5—10%. Появилось множество новых родов археоциат, характерных только для этого горизонта. Наи-

http://jurassic.ru/

большее руководящее значение имеют роды: *Rhabdocyahella* Vologd., *Aptocyathus* Vologd., *Piamaecyathus* Zhur., *Metethmophyllum* Okulitch., *Terecyathus* Vologd., *Clathricyathus* Vologd., *Taeniaecyathellus* Zhur., *Prismocyathus* (Fonin) и виды *Terecyathus altaicus* Vologd., *Clathricyathus firmus* Vologd., *Aptocyathus gordoni* Vologd., *Alataucyathus yaroschevitchi* Zhur., *Syringocnema elegantum* Vologd., *Syringocyathus aspectabilis* Vologd.

Комплекс санаштыкгольских трилобитов чрезвычайно разнообразен. Для него характерны такие роды, как *Rondocephalus* Pokrov., *Laticephalus* Pokrov., *Redlichina* Lerm., *Erbina* Pokrov., *Sanashtycgolia* Polet., *Inouyina* Polet. и ряд других.

Стратотипом известняков с археоциатами и трилобитами камешковского комплекса являются массивные розовые брекчированные известняки видимой мощности до 300 *м*, обнаженные по правому берегу кл. Камешковского, правого притока р. Терехты, у д. Камешки (Восточный Саян в бассейне р. Тубы). Взаимоотношение их с подстилающими и покрывающими слоями, в частности с обнаженными поблизости сланцевыми толщами с *Redlichina*, не ясны*.

Не лучше обстоит дело со стратотипом отложений с санаштыкгольской фауной: Санаштыкгол является древним шорским названием ключа Калиновка, расположенного в Западном Саяне, по левому берегу р. Абакан. Охарактеризованные санаштыкгольским комплексом фауны светло-серые массивные известняки видимой мощности до 500 *м* обнажаются здесь в одинокой сопке, и взаимоотношение их с выше- и нижележащими породами не известно.

Нормальная последовательность камешковского и санаштыкгольского комплексов установлена в северном крыле Батеневского кряжа, где отчетливо представлен весь разрез нижнего кембрия с археоциатами и трилобитами, включающий базаихские, камешковские и санаштыкгольские известняки в той последовательности, которая указана выше. То же наблюдается в Кузнецком Алатау (р. Кия) и в Прикатунье (Горный Алтай).

3. Следующий, солонцовско-обручевский комплекс (Краснопеева, 1937 г.; Журавлева, Репина, Хоментовский, 1959 г.) соответствует комплексу археоциат и трилобитов кетеменского и еланского горизонтов раннего кембрия Сибирской платформы. Солонцовский комплекс известен в Западной Сибири на Алтае (р. Иша), в Горной Шории (среднее течение р. Мрас-су), на Салаире (северо-восточная окраина г. Гурьевска). В этом комплексе среди археоциат резко преобладают представители родов *Claruscyathus* Vologd. и *Archaeocyathus* Bill. и особенно виды *Claruscyathus solidus* (Vologd.), *Cl. billingsi* (Vologd.), *Archaeocyathus yavorskii* Vologd. Древние роды (*Archaeolynthus* Tayl. и др.), принимавшие заметное участие в двух предыдущих комплексах, представлены в солонцовском комплексе единичными формами, и то далеко не во всех местонахождениях.

Для солонцовского комплекса трилобитов характерны *Solontzella* Rep., *Onchocephalus* Ress., а также отдельные виды родов *Onchocephalina* Rep. (*Onchocephalina plana* Rep.) и *Laminurus* Rep. (*Laminurus inornatus* Rep.).

4. Последний, обручевский комплекс археоциат и трилобитов соответствует еланскому комплексу на территории Сибирской платформы. Обручевский комплекс встречен в Западной Сибири в Горной Шории (р. Сухаринка) и на Алтае (р. Катунь). Для этого комплекса наибо-

* Разрез у дер. Камешки не может считаться опорным из-за плохой обнаженности, и его отдельные части вряд ли могут быть стратотипами (Главн. ред.).

http://jurassic.ru/

лее характерны роды археоциат *Erbocyathus* Zhur., *Tegerocyathus* Krasn., *Archaeocyathus* Bill., *Vologdinocyathus* Yarosch., а из видов *Ethmophyllum ratum* Vologd., *Tegerocyathus abakanensis* (Vologd.), *Erbocyathus heterovallum* (Vologd.), *Archaeocyathus erbiensis* (Zhur.).

Среди трилобитов наиболее характерны *Edelsteinaspis* Lerm., *Batenoides* Rep., *Pumilina* Rep., а также отдельные виды рода *Kootenniella* Lerm.

За стратотип отложений с археоциатами и трилобитами солонцовского комплекса приняты светло-серые массивные известняки мощностью около 40 *м* в пади Сухие Солонцы (Батеневский кряж), к северу от д. Биджа. Солонцовские известняки залегают там непосредственно на светлых известняках, содержащих санаштыкгольский комплекс археоциат и трилобитов, и перекрываются терригенной толщей* (туфоконгломераты с линзами известняков), охарактеризованной обручевской фауной. Таким образом, в этом разрезе хорошо видны взаимоотношения солонцовского и обручевского комплексов.

Фауна обручевского комплекса отобрана из светлых массивных известняков мощностью около 200 *м*, обнаженных в горе Долгий Мыс — к северо-востоку от д. Потехино (Б. Ерба), в Батеневском кряже. Подстилающие слои не обнажены, а перекрываются обручевские известняки коричневато-серыми и светло-серыми известняками (видимой мощности до 200 *м*) с фауной трилобитов среднего кембрия.

Единичные формы археоциат обручевского комплекса обитали и в начале среднекембрийской эпохи.

## САЛАИР

Кембрий Салаира изучали Б. Ф. Сперанский, А. Г. Вологдин, К. В. Радугин, М. А. Усов, В. Д. Фомичев, А. А. Зенкова, А. М. Кузьмин, М. П. Нагорский, О. К. Полетаева, Г. И. Кириченко, Г. П. Болгов, А. Л. Матвеевская, П. Е. Казаков, Л. М. Юров, А. П. Захаров, В. В. Бессоненко, А. Г. Поспелов и др. Он представлен всеми тремя отделами, охарактеризован фауной археоциат, трилобитов и брахиопод и является типичным геосинклинальным.

Среди пород кембрия развиты преимущественно морские осадочные и вулканогенные, сильно дислоцированные и интенсивно метаморфизованные фации.

### НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

По данным В. Д. Фомичева (1961 г.), нижний кембрий Салаира начинается **золотоуховской свитой** (рис. 13) мощностью до 2,5 *км*. Названа она по речке Золотоухе (в системе верховий р. Тарсьмы), в районе которой свита представлена зелеными метаморфическими сланцами, состоящими из актинолита, цоизита, эпидота, альбита, кварца, хлорита, кальцита (в различных сочетаниях). По рч. Покосной (также в системе р. Тарсьмы) в описываемой свите встречена пачка мрамора (до 200 *м*) с неясными целентератами (?). К золотоуховской свите относятся и образования бывшей печеркинской свиты Б. Ф. Сперанского со стратотипом у д. Печеркиной на р. Уре и притоке его р. Анчешевой. В. Д. Фомичев относит эффузивы золотоуховской свиты к спилито-кератофировой формации и включает в ее состав все эффузивы печеркинской свиты, т. е. фельзиты, кварцевые и бескварцевые

* В 10 *км* к востоку (по простиранию) терригенная толща замещается известняками с теми же органическими остатками.

http://jurassic.ru/

кератофиры (местами превращенные в серицитовые сланцы и вторичные кварциты), плагиоклазовые, пироксеновые и диабазовые порфириты, спилиты, а также их туфы и линзы и пачки мрамора. В тонкой линзе известняка из этой свиты на левом берегу Ура у д. Печеркиной найдены самые древние для Салаира археоциаты (*Loculocyathus* sp.,

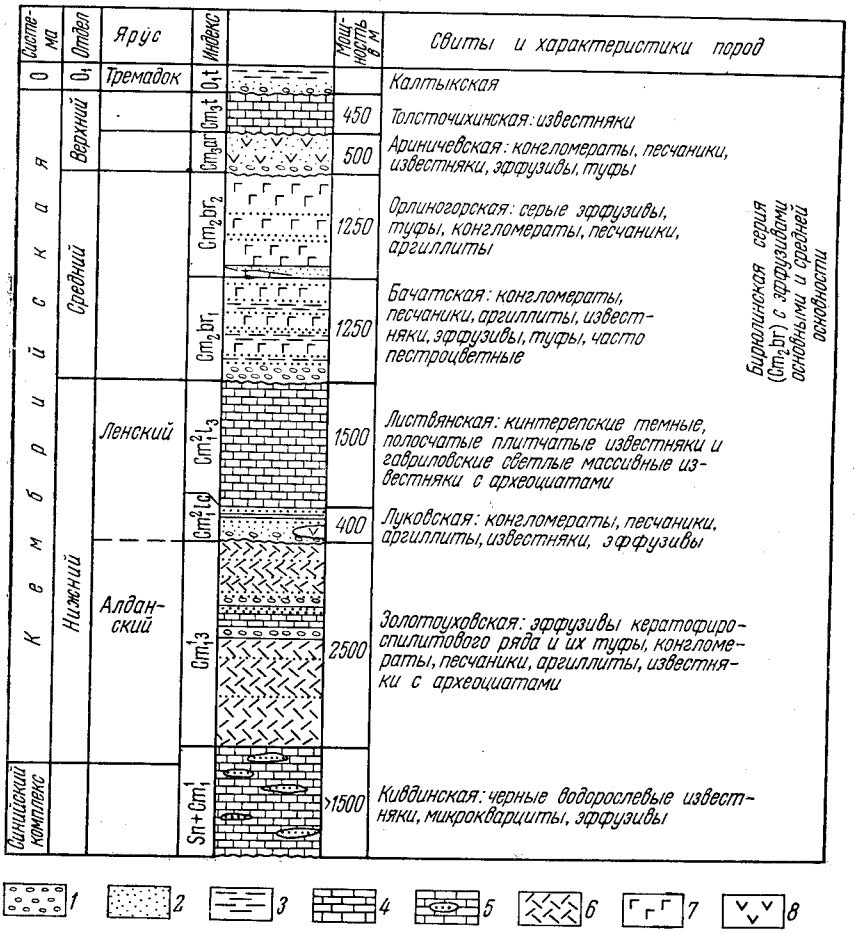



Рис. 13. Стратиграфическая колонка кембрийских отложений Салаира (по В. Д. Фомичеву)

*1* — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — аргиллиты; *4* — известняки; *5* — известняки с микрокварцитами; *6* — эффузивы кислого и основного состава и их туфы; *7* — эффузивы среднего и основного состава и их туфы; *8* — эффузивы среднего состава и их туфы

*Ajacicyathus* sp.). В более молодых известняках горы Лысой (тут же по р. Анчешевой) в средней части золотоуховской свиты также обнаружены археоциаты — *Ajacicyathus* sp., *Protopharetra* sp., *Coscinocyathus* ex gr. *clathrorus* Vologd., *Coscinocyathus* sp., *Archaeolynthus* sp., *Nochoroicyathus* sp., *Septocyathus*? sp. (определения И. Т. Журавлевой). По К. Н. Конюшкову, в этой же коллекции имеются *Ajacicyathus* aff. *robustus* (Vol.), *Archaeolynthus polaris* (Vol.), *Cyclocyathus* sp. Оба указанные палеонтолога определяют возраст этих отложений как конец первой половины раннего кембрия.

К северо-западу от с. Ваганова и к северу от р. Истока Атанаева (в районе «Голых сопок») находится зона развития сильно рассланцо-

http://jurassic.ru/

ванных осадочных пород (туфов, туфопесчаников, брекчий и конгломератов эффузивного состава), перемежающихся с авгито-плагиоклазовыми порфиритами и реже с кварцевыми кератофирами. Перекрывающий эту толщу пород (общей мощностью около 1,5 *км*) конгломерат мощностью 75—80 *м* является базальным горизонтом луковской (листвянской) свиты; в нем содержится редкая галька плагиогранита.

Таким образом, выше золотоуховской свиты лежит **луковская свита** мощностью до 700 *м*, без фауны, состоящая из базального конгломерата, песчаников и аргиллитов. В этом конгломерате, мощностью (местами) до 400 *м*, имеются гальки габбро-диабаза, порфиритов, кератофира и пр., а местами также обильные плоские гальки белого мелкозернистого мрамора. Для луковской свиты характерен постепенный переход (переслаивание терригенных и карбонатных пород) к вышележащей карбонатной **листвянской (гавриловской) свите** и эффузивная деятельность. Эффузивы относятся к кератофиро-спилитовому ряду, сопровождаются туфами и на разных стратиграфических уровнях местами фациально замещают песчаники и другие породы луковской свиты.

Связанная постепенным переходом с луковской, вышележащая листвянская свита известняков и тонкокристаллических мраморов названа по р. Листвянке (притоку р. Б. Ика), в районе которой она широко развита. Здесь обнажены темно-серые плитчатые известняки так называемого кинтерепского типа (нижняя часть этой свиты) и виден переход ее к нижележащей луковской свите.

Развитая у с. Гавриловского (район г. Гурьевска) гавриловская толща светлых толстослоистых мраморов с археоциатами отнесена В. Д. Фомичевым (1957 г.) к той же листвянской свите (к средним ее горизонтам), представленной в основном темно-серыми плитчатыми кинтерепскими известняками. Листвянская свита относится к верхней половине нижнего кембрия ($Cm_1^2$). Состав листвянской свиты довольно однообразен: толстослоистые почти белые и светло-серые, местами красноватые и зеленоватые мраморы и известняки (гавриловские) и темно-серые мелко- и тонкозернистые плитчатые кинтерепские известняки, местами полосчатые, с прослоями известковисто-глинистых (частью с примесью хлорита) сланцев*. Встречаются песчанистые правильнослоистые и брекчиевидные разности известняков. В бассейне верховьев р. Аламбая в листвянской (гавриловской) свите есть обильные прослои светло- и черно-серых сланцев и полимиктовых песчаников и конгломератов — это верхняя подсвита этой свиты. Лежачий бок листвянской свиты у с. Гавриловского не вскрыт (там видны преимущественно гавриловские известняки), а у г. Гурьевска хорошо видно, что из-под нее выходит луковская свита, налегающая на золотоуховскую. По материалам Н. И. Парвицкой (1949 г.), из-под листвянских известняков на рр. Кандалеп и Ангуреп в южном Салаире обнажается согласно лежащая с ними нижележащая луковская свита, а затем золотоуховская — из зеленоватых авгито-плагиоклазовых порфиритоидов, их туфов, песчаников, хлоритовых сланцев и песчанистых известняков. То же наблюдается и в других районах Салаира.

Более дробное подразделение листвянской свиты из-за ее общей однородности и слабой обнаженности затруднительно. Низы свиты всюду сложены известняками кинтерепского типа; выше залегают гавриловские известняки. Следует отметить в верхней части свиты пачки серых оолитовых или онколитовых мраморов, а по окраинам Салаира

* Многие годы считали, что гавриловские известняки встречаются только по окраине Салаира и нигде не известны совместно с кинтерепскими известняками («Кембрием Салаирской области», как их называл Б. Ф. Сперанский).

http://jurassic.ru/

(В. Д. Фомичев, 1956 г.) еще и пачки верхнегавриловских пестроцветных известняков (по р. Чумышу — у д. Аныштаихи и у с. Локоть).

Горизонт с обильными археоциатами, кроме района с. Гавриловского, был обнаружен К. В. Радугиным близ Салаирского рудника. В. Д. Фомичев (1957 г.) выделил и здесь под гавриловской толщей свиту полосчатых плитчатых кинтерепских известняков серого цвета. Подобного типа известняки в осевой части кряжа местами фациально замещают гавриловские, и в таком случае вся листвянская свита может быть сложена лишь темными известняками, частью толстослоистыми. В легенде (см. табл. 3) листвянская и луковская свита объединены в гавриловскую с тремя подсвитами, средняя из которых представлена собственно гавриловскими известняками.

Список археоциат из гавриловских известняков (средняя подсвита этой свиты) содержит более 80 форм, среди которых следует отметить найденные у с. Гавриловского *Ajacicyathus salebrosus*? (Vologd.), *A. arteintervallus*? (Vologd.), *A. immanis*? (Vologd.), *Archaeolynthus simplex*? (Vologd.), *Coscicyathus dianthus* Born., *Thalamocyathus (Cyclocyathus) subtersiensis* Vologd., *Asterocyathus latus* Vologd. и др.; в кинтерепской толще известны лишь *Cambrophyllum salairicum* Sok. (из табулят) и *Archaespongia* sp. (губка).

В верхней части листвянской свиты обнаружена богатейшая фауна Белой Горки (у д. Горскиной, на северо-восточной окраине Салаира), содержащая (по К. Н. Конюшкову) те же формы, что и у с. Гавриловского, и много других форм: *Ajacicyathus speranskii* (Vologd.), *A. subtilis* (Vologd.), *A. tenuis* (Vologd.), *A. (Orbicyathus) mongolicus* (Vologd.), *Asterocyathus salairicus* (Vologd.), *A. densus* Vologd., *Archaeolynthus unimurus* (Vologd.), *A. bimurus* (Vologd.), *Bicyathus ertaschaensis*? Vologd., *Coscinocyathus* sp., *Ethmophyllum ratum*? (Vologd.), *Coelocyathus* sp., *Thalamocyathus* sp., *Rhabdocyathus* sp. и водоросль *Epiphyton*. Отсюда же А. Г. Вологдин указывает *Tersia callosa* Vologd., *T. nodosa* Vologd., *T. longa* Vologd., *Protopharetra grandicaveata* Vologd., *Dictyocyathus yavorskii* Vologd., *D. černyschewi* Vologd., *Ajacicyathus kemtschikensis* (Vologd.), *A. gorskinensis* (Vologd.), *A. (Orbicyathus) vinkmanae* (Vologd.), *Thalamocyathus (Cyclocyathus) irregularis* Vologd., *T. subtersiensis* Vologd., *T. subtilis* Vologd., *Urcyathus asteroides* Vologd., *Ethmophyllum (Leptocyathus) uricum* Vologd., *Tumulocyathus pustulatus* Vologd., *Loculocyathus gracilis* Vologd., *L. minutus* Vologd., *Coscinocyathus flexibilis* Vologd., *C. arquatus* Vologd., *Salairocyathus zenkovae* Vologd., *Aptocyathus gordoni* Vologd., *Bacatocyathus compositus* Vologd.

Наиболее молодые отложения листвянской свиты содержат (в темных известняках с р. Ларихи, притока р. Аламбая) по определениям А. Г. Вологдина близкий к санаштыкгольскому комплекс форм: водоросли *Bija* sp., *Proaulopora* sp., *Epiphyton tenue* Vologd., *E. fasciculatum* Champ., *Osagia ungularis* Vologd. и археоциат *Protopharetra spelunca* Vologd., *Coscinocyathus simplex* Vologd., *Ajacicyathus subtilis* (Vologd.), *A. septofidis* (Vologd.), *A. clarus* (Vologd.), *Archaeolynthus crassimurus* (Vologd.).

К. Н. Конюшков нашел здесь *Ethmophyllum grandiperforatum* Vologd., *Ajacicyathus* sp. *Osagia*? sp. Отложения свиты характеризуются господством органогенных осадков — фации известковых илов. Принос терригенного материала был слаб; состав его не изучен, и вопрос о возможном источнике сноса остается открытым. Источником карбоната кальция мраморов могли служить отчасти археоциаты, онко-

http://jurassic.ru/

литы, может быть оолиты, нитчатые водоросли и др. Главная масса мраморов лишена видимых следов органического происхождения.

Разрез отложений гавриловской фации выдерживается по всему Салаиру (в известных районах ее развития). Можно считать, что мощность свиты, оцениваемая в 1—3 *км*, вне гавриловской зоны Салаира уменьшается (местами до нуля) в результате срезания свиты поверхностью денудации*.

Вулканических пород в листвянской свите нет. Не известны и интрузии конца раннего кембрия. Строение свиты особенно сложно там, где она характеризуется неоднородностью. Это особенно заметно на кинтерепских известняках. Складчатость их напряженная, сопровождается тектонической трещиноватостью, брекчированием, рассланцовкой (до листоватости) и развальцовкой слоев.

О «печеркинской формации» (свите). Выше листвянской свиты («гавриловской формации») Б. Ф. Сперанский (1934 г.), М. А. Усов (1936 г.) и др. помещали «печеркинскую формацию», стратотип которой был изучен ими в районе д. Печеркиной, по рр. Анчешевой и Уру. Здесь она имеет мощность более 1,5 *км* и слагается (начиная снизу): конгломератами, известковистыми песчано-глинистыми сланцами, песчаниками, порфироидами и кварцево-серицитовыми сланцами (за счет кварцевых кератофиров и др.), кварцевыми плагиоклазовыми порфиритами, их туфами (?) и туффитами, кремнистыми песчаниками и сланцами (яшмовидными) и глинистыми сланцами. В виде даек в них отмечены более молодые диабазы, амфиболо-плагиоклазовые метаморфизованные диабазовые порфириты и фельзиты.

Основная масса некоторых кислых эффузивов этой свиты темная, возможно от углеродистого пигмента (М. А. Усов, 1936 г.). На основании детальной съемки и бурения в районе серноколчеданных месторождений Урской группы (И. В. Дербиков, 1935 г.) были выделены следующие три генерации кислых печеркинских эффузивов: кератофиры с их туфами, метасоматические графитизированные фельзиты, позднее пересеченные кварцевыми кератофирами, с которыми, видимо, генетически связана сульфидная минерализация.

К «жерловой фации» были отнесены кислые и основные породы эффузивного облика из Салаирского рудного поля. Последующее изучение этого поля рядом исследователей, в особенности Г. Л. Поспеловым, показало там более сложный состав «печеркинской формации». В нее входят: кварцевые кератофиры, превращенные большей частью в кварцево-серицитовые сланцы, мраморы, кварцевые порфириты, превращенные в сланцы, затем жилы, линзы и мелкие тела полиметаллических (существенно кварцево-барито-сфалеритовых) руд и диабазов.

«Печеркинская формация» того же состава развита в Урском и Тарсьминском районах, а также в южном Салаире в Ларихинской структуре (по рч. Ларихе, впадающей в р. Аламбай, в соседних речках бассейна рр. Аламбая и Мунгая, в верховьях рр. Мишихи и Боровлянки), где на ее площади также известны признаки сульфидных месторождений. А. А. Зенкова и А. Л. Матвеевская наблюдали в конгломератах «печеркинской формации» обломки мрамора.

В «печеркинской формации» в 1929 г. В. А. Зверевым, близ д. Печеркиной, по левую сторону рч. Ура (в тонкослоистых мраморах), были обнаружены археоциаты, а в глинистых отложениях ее К. В. Радугин еще раньше находил простейших брахиопод (фауна монографически не была обработана). В последние годы по рр. Ур и Анчешева

* Полный размыв листвянской (гавриловской) свиты наблюдается северо-западнее с. Ваганова.

http://jurassic.ru/

у д. Печеркиной В. Д. Фомичевым (1957 г.) собраны археоциаты (см. стр. 88) начала раннего кембрия.

Стратиграфическое положение «печеркинской формации» выше лиственских (гавриловских) известняков, как показано ранее, не может быть принято.

В. Д. Фомичев (Фомичев, Алексеева, 1961) к низам нижнего кембрия относит не только стратотип золотоуховской свиты в бассейне р. Б. Ика, но и стратотип печеркинской свиты у д. Печеркиной, где она также подстилает, а не перекрывает лиственскую свиту карбонатных пород (гавриловскую свиту серийной легенды).

Западнее бывшей плотины Гурьевского пруда, на р. М. Бачат, а также в районе с. Горскина (ближе к восточной окраине его — у триангуляционной пирамиды, расположенной юго-восточнее этого села) выходит несомненно более молодая свита, сложенная кислыми эффузивами и содержащая в гальках гранитоиды, а также гавриловские археоциаты. Кроме того, здесь найдены раннеамгинские трилобиты, изученные Е. С. Федяниной (пачка известняков с *Agraulos, Ellipsocephalus, Solenopleura* и др.).

А. Г. Поспелов в 1959 г. указал, что собранная им у д. Печерки по р. Анчешевой (гора Лысая) фауна археоциат не определима до вида. М. К. Винкман и А. Б. Гинцингер (1962 г.) на основании находки в районе д. Печеркиной (р. Ур) в стратотипе «печеркинской формации» древних агностид ($Cm_2^1$) ошибочно отнесли этот стратотипический разрез к низам амгинского яруса. Следует учесть, что район д. Печеркиной находится на восточной окраине Салаира в пределах широкой надвиговой зоны, по которой Салаир надвинут на девонские отложения окраин Кузбасса. Вполне естественно, что здесь возможны «тектонические клинья», в которых породы с фауной более молодого возраста окажутся зажатыми в более древних. В таких «клиньях», очевидно, и залегают красные и зеленые сланцы с агностидами на р. Уре и светло-серые известняки с археоциатами санаштыкгольского комплекса на р. Анчешевой. В темных же известняках из самой печеркинской свиты здесь всюду встречаются наиболее древние для Салаира археоциаты — из базаихского комплекса (найдены в буймовской подсвите по р. Уре и в анчешевской подсвите по р. Анчешевой — гора Лысая). Трилобиты до сих пор не известны.

Как видно из описания состава золотоуховской свиты и стратотипа б. печеркинской свиты, она образовалась в условиях островной вулканической страны.

Золотоуховская свита у д. Печеркиной сложно дислоцирована; вместе с тем она довольно сильно метаморфизована, вплоть до образования «морщинистых сланцев», порфироидов и т. п.

В стратотипе печеркинской свиты ранее выделялись (Б. Ф. Сперанский, 1935 г.) три подсвиты (снизу): буймовско-чечулихинская, анчешевская и новопросветовская. М. А. Усовым (1936 г.) две последние из них были выделены как самостоятельные свиты (стратиграфические формации), а в составе собственно печеркинской свиты оставлена лишь нижняя (буймовско-чечулихинская) подсвита, разрез которой охарактеризован выше — при описании «печеркинской формации».

Состав анчешевской подсвиты, названной по рч. Анчешевой, притоку р. Ура, и имеющей мощность 300—1000 *м*, следующий: 1) базальные конгломераты (мощностью около 50 *м*) с гальками буймовских пород; 2) кварц-альбитовые песчаники, темно-серые песчанистые серицитизированные филлитовидные сланцы; 3) темно-серые и черные песчанистые известняки (до 250 *м*). В горизонте этого известняка найдены (у горы Лысой по рч. Анчешевой) вышеперечисленные археоциаты

http://jurassic.ru/

раннего кембрия. В целом подсвита состоит из морских мелководных осадочных пород; вулканогенные отсутствуют.

Пачка пород с мощным известняком кинтерепского типа наблюдается в средней части золотоуховской свиты и других местах северной части кряжа: южнее дд. Старогутовой и Верхнекоуракской.

Новопросветовская подсвита в типичном виде развита там же, где и печеркинская, — близ д. Печеркиной; залегает она на анчешевской подсвите. Мощность ее достигает 1 *км*. В печеркинском разрезе в ее состав входят существенно порфириты, менее — кератофиры и их производные. Характерны для нее пироксеновые порфириты и кремнисто-глинистые серо-зеленые сланцы (частью со спикулами губок — у д. Горскиной).

В черных сланцах новопросветовской подсвиты у пос. Урска установлены археоциаты. Породы подсвиты всюду испытали заметный метаморфизм.

### СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Б. Ф. Сперанский, А. Г. Вологдин, Г. И. Кириченко и др. выделили на Салаире бирюлинскую свиту среднекембрийского возраста, которую М. А. Усов разделил на две самостоятельные свиты (формации): бачатскую (нижнюю) и орлиногорскую (верхнюю). Первая из них с базальными конгломератами налегает непосредственно на листвянскую (гавриловскую) свиту.

**Бачатская свита** среднего кембрия установлена в ядре Орлиногорской антиклинали у г. Гурьевска, где она залегает под более высокими горизонтами разреза среднего кембрия. Название свиты происходит от б. Бачатского тракта, проходящего из г. Гурьевска в с. Бачаты.

Характерными породами бачатской свиты являются главным образом лилово-бурые диагенетизированные пироксен-плагиоклазовые и пироксеновые порфириты; свита на Салаире широко развита. По В. Д. Фомичеву, состав свиты более сложный; в нее входят: 1) туфогенные сланцы; 2) красные, фиолетовые и зеленоватые сланцы и песчаники; 3) туфо-конгломераты и агломератовые туфы; 4) серовато-, красновато- и зеленовато-фиолетовые, реже зелено-серые плагиоклазовые порфириты с фенокристами альбитизированного плагиоклаза; 5) серовато-зеленые и серовато-фиолетовые порфириты с фенокристами авгита и альбитизированного плагиоклаза; 6) миндалефиры с миндалинами из эпидота, хлорита, кальцита, реже альбита, магнетита и кварца и с фенокристами альбитизированного плагиоклаза; 7) редкие темно-зеленовато-серые спилиты из лейсточек альбита и альбит-олигоклаза, рудных зерен, апатита, сфена, обильного хлорита, зерен эпидота и актинолита с редкими миндалинами и фенокристами (из хлорита). Известны также среднезернистые диабазы и роговообманковые или актинолитизированные порфириты, вероятно, жильной фации.

Всюду на Салаире, в том числе и у г. Гурьевска, мощные базальные бачатские конгломераты с галькой гавриловских известняков с археоциатами, плагиогранитов, различных порфиритов и более кислых пород залегают на размытой листвянской (гавриловской) свите. Налегание их на золотоуховскую свиту нигде не известно.

В северо-западной части Салаира в составе бачатской свиты наблюдаются те же темно-фиолетовые и зеленоватые миндалекаменные плагиоклазовые и серовато-зеленые порфириты с мелкими фенокристами плагиоклаза и более крупными вкрапленниками авгита в гиалопилитовой основной массе. Кроме того, в составе ее отмечены туфы порфиритов, слоистые туфопесчаники, превращенные частью в зеленые сланцы, и др.

http://jurassic.ru/

В южном Салаире бачатская свита также залегает несогласно на листвянской (гавриловской) свите, через мощные базальные конгломераты с галькой гавриловских мраморов, разных порфиритов, кварцита и других пород (в системе рр. Чумыша и Ангурепа). В составе свиты, по А. М. Кузьмину (1928 г.) и А. А. Зенковой (1938 г.), здесь выделяются: 1) кварцево-полевошпатовые песчаники и зеленые сланцы, 2) туфы и туффиты, 3) авгитовые и авгито-плагиоклазовые, лилово- и зелено-серые диагенетизированные (часто зеленокаменные, с обильным хлоритом) порфириты с крупными обильными миндалинами кальцита, зелено-черного хлорита, кварца, эпидота и лимонита.

Окаменелости из верхов бачатской свиты известны в антиклинали горы Орлиной. В. Д. Фомичев обнаружил здесь (по б. Бачатскому тракту) *Acrocephalites* cf. *weberi* L e r m., агностид и эпифитонов (определения Н. Е. Чернышевой и Л. И. Егоровой). Возраст свиты определяется ее стратиграфическим положением. Она залегает выше листвянской свиты и ниже орлиногорской. При этом в конгломератах из низов бачатской свиты среди галек известняков с археоциатами (р. Ур, р. Чумыш в районе д. Аныштаихи и др.) наблюдаются темные разности известняков, содержащие формы санаштыкгольского типа, а также светлые известняки с гавриловской фауной. Санаштыкгольские известняки, как указано выше, почти всюду размыты на Салаире и известны (с фауной) лишь по р. Ларихе, притоку р. Степной Аламбай. Валуны светлых и темных известняков хорошо представлены в базальных бирюлинских конгломератах по р. Уру выше д. Горскиной. В пачке известняков (10 *м*) из низов бачатской свиты В. Д. Фомичевым найден на р. Чумыше у с. Чесноковка *Retecyathus kuzmini* V o l o g d., О. К. Полетаева у г. Гурьевска (севернее железной дороги) нашла в ней *Paradoxides* ex gr. *oelandicus* S j ö g r.

Как это хорошо видно у Гурьевска, по р. Уре, по р. Чумышу у с. Чесноковка и в других местах, нижняя часть бачатской свиты содержит обильные пачки конгломератов с галькой археоциатовых известняков и других пород, а среди эффузивов там довольно много кислых разностей. В этой части свиты и встречена (у с. Чесноковка) пачка археоциатовых известняков с формами обручевского комплекса*.

Южнее восточной окраины с. Горскина в пачке мергелистых известняков $Cm_2^1$ найдены, по определениям Е. С. Федяниной, трилобиты *Agraulos, Ellipsocephalus, Solenopleura, Acrothela, Nisusia* и др. (раннеамгинские). Разрезы бачатской свиты имеются также по р. Чумышу у с. Антипина и по р. Калтыраку южнее д. Мокрушиной.

Из приведенного описания видно, что бачатская свита имеет сложное строение. Встречающиеся в ней эффузивы зеленокаменно изменены.

В разрезе горы Орлиной над бачатской свитой несогласно залегает **орлиногорская**, подробно изученная К. В. Радугиным. Мощность свиты до 500 *м*; она имеет следующий состав (снизу): 1) маломощный базальный конгломерат из галек эффузивов бачатской свиты; 2) известковистые песчано-глинистые отложения и алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками (из зерен бачатских и орлиногорских эффузивов) и с линзами и прослоями известняка.

Кроме того, в состав свиты входят эффузивы и туфы, перемежающиеся с осадочными породами. В нижней части ее известны сравнительно хорошо раскристаллизованные мелафиры, без миндалин, силловой фации и, несмотря на это, зеленокаменного облика (автометасоматоз); в более высоких слоях — миндалекаменные эффузивы с мелкими,

* Судя по приведенной фауне, бачатская свита, по-видимому, имеет нижне-среднекембрийский возраст. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

а местами с очень крупными (почти с куриное яйцо) миндалинами. Излияния были, видимо, подводными. Во всяком случае, эти породы несколько напоминают спилиты. Отмечена дайка порфирита с крупными фенокристами пироксена; есть дайки(?) порфирита с фенокристами плагиоклаза № 37, диабазового порфирита и др.

В прослоях и линзах песчанистого известняка орлиногорской свиты содержится обильная фауна, главным образом трилобитов. Среди последних Е. В. Лермонтова, О. К. Полетаева и Н. К. Ившин определили *Linquagnostus kjerulfi* (Brögg.), *Peronopsis fallax* Linnrs., *Hypagnostus parvifrons* Linnrs., *Grandagnostus angustifrons* Lerm., *Phoidagnostus bituberculatus* Westerg., *Lejopyge armata* Linnrs., *Koldiniella latifrons* Lerm., *K. cambriensis* Lerm.; найдены также новые виды *Acrocephalites* Wall., *Solenopleura* Ang., *Anomocare* Ang., *Dorypygina* Lerm., *Belovia* Polet., *Usovia* Polet., *Orloviella* Lerm., *Cotalagnostus* Whit. Встречаются *Hyolithes* sp. и *Eoorthis* Walc.

По их заключению, эта фауна определяет возраст орлиногорской свиты как позднюю часть среднего кембрия, приблизительно соответствующую зонам *Paradoxides forchhammeri* и *Lejopyge laevigata* шведского кембрия.

Как видно из описания, орлиногорская свита имеет сложный фациальный профиль; породы свиты иногда изменены до зеленокаменной стадии. Орлиногорская свита слагает в районе горы Орлиной крупную антиклиналь с хорошо представленным юго-западным крылом. Для области развития орлиногорской свиты характерны силлы зеленовато-серых лабрадоровых порфиритов (гурьевские лабрадоровые порфириты). Видны они, например, в выемках дороги из г. Гурьевска на г. Салаир, по левому склону долины р. Черневого Бачата в г. Гурьевске, по р. Изыраку, по р. Чумышу у д. Манжихи и в других районах Салаира. Имеются ультрагипабиссальные тела лабрадоровых порфиритов и в северо-восточном крыле Орлиногорской антиклинали.

Орлиногорская свита среднего кембрия объединена на мелкомасштабных картах с бачатской в единый комплекс, который будет соответствовать бирюлинской серии мощностью 2,5 *км*, установленной в 1934 г. А. Г. Вологдиным и А. А. Предтеченским у д. Бирюли.

Над орлиногорскими породами с лабрадоровыми порфиритами и под толсточихинской свитой верхнего кембрия залегает палеонтологически хорошо охарактеризованная салаирская свита самых верхов среднего кембрия (по Е. В. Лермонтовой и Н. К. Ившину).

В состав **салаирской свиты** входят, начиная снизу: 1) базальные конгломераты с обильными обломками подстилающих темно-серых, чуть зеленоватых лабрадоровых порфиритов и пород орлиногорской свиты (несколько метров мощностью); 2) трилобитовые аргиллитоподобные зеленоватые (с фиолетовым оттенком) глинистые и песчано-глинистые сланцы со своеобразной формой губок (*Orlinocyathus olgae* Krasn.); 3) песчаники и сланцы с трилобитами, вскрытые под базальным конгломератом ордовика. Немного южнее описанного разреза выходит толсточихинский известняк верхнего кембрия, трансгрессивно залегающий на салаирской свите и перекрытый отложениями ордовика. В этом известняке К. В. Радугиным была собрана фауна трилобитов (*Kingstonia striata* Rosova и др.). Мощность салаирской свиты в приведенном разрезе не более 150 *м*. По Н. К. Ившину (1959 г.), возраст ее — конец среднего кембрия.

Из трилобитов, собранных во второй пачке приведенного выше разреза салаирской свиты, Е. В. Лермонтовой и А. Г. Сивовым, помимо редких птеропод и мшанок(?), определены следующие виды: *Anoma-*

http://jurassic.ru/

*care salairensis* Lerm., *Anomocariopsis salairensis* Sivov, *Coosia radugini* Sivov*, *Coosellina* sp., *Pesaia avia* Sivov, *Kaniniella alata* (Sivov), *Orloviella typica* Sivov, *O. primaeva* Lerm., *O. conica* Sivov, *O. truncata* Sivov, *Metisaspina anomala* Sivov, *Koldiniella mitella* Sivov, *K. bulba* Sivov, *Acrocephalites regularis* Lerm., *Abakanopleura kenensis* Sivov, *Cephalocoelia* Raym., *Homagnostus* Howell, *Diplagnostus* Jaekel, *Eoorthis* Walc., *Billingsella* Hall et Clarke, *Orusia* Walc.

### ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ **

Н. К. Ившиным и В. Д. Фомичевым (1961 г.) в районе с. Красного, д. Кокуя, д. Дурновой и с. Ариничева установлена **ариничевская свита** мощностью 670—740 *м*. У юго-восточного края с. Ариничева О. К. Полетаева описала такой разрез (снизу)***.

| | |
|---|---|
| конгломерат . . . . . | 10 *м* |
| светлый слоистый известняк с трилобитами первого комплекса . . . . . | 60—80 „ |
| полевошпатовые песчаники, конгломераты и алевропелитовые породы с трилобитами второго комплекса . . . . . | 100—150 „ |
| кератофировые (?) туфы, плагиоклазовые порфириты и кварцевые кератофиры . . . . | 500 „ |
| песчаник с трилобитами. | |

В первом ариничевском комплексе трилобитов О. К. Полетаевой (1964 г.) и Н. К. Ившиным (1960 г.) установлены: *Paraacidaspis sibirica* Polet., *Blountia globosa?* Mill., *B. dupoirensis?* Mill., *Cymbocephalus salairicus* Polet., *Onchonotellus* cf. *eocinctus* Polet., *Wilberniella salairica* Polet., *Drepanura ingens* Polet., *Tricrepicephalus salairensis* Ivsh., *Crepicephalus conifrons* Ivsh., *C. poletaevai* Ivsh., *C. truncata* Ivsh., *Kormagnostus calvus* Ivsh., *K. incognitus* Ivsh., *Coperaspis arinicheviensis* Ivsh. и др.

Во втором комплексе ими же установлены: *Glyptagnostus reticulatus* (Ang.), *Agnostus pisiformis* Linn. (var.), *Homagnostus obesus* (Belt.), *Pseudagnostus cyclopyge* (Tullberg), *P. magnus* Ivsh., *Acrocephalites stenometopus* (Ang.), var., *A. arinichevi* Polet., *A. militans* Lerm., *A. robustus* Polet., *A. salairensis* Polet., *Arinichevia arinichevi* Polet., *Conokephalina arinichevi* (Polet.), *Tellerinella arinichevensis* Polet., *Proceratopyge tullbergi* Westerg., *P. fomitchevi* Ivsh., *Onchonotellus eocinctus* (Polet.), *Munagnostus* sp., *Damesella walcotti* Ivsh., *Altaiaspis chumyschensis* Ivsh., *Liostrocephalus pusillus* (Westerg.) var., *L. orientalis* Ivsh., *Corynexochaspis extremus* Ivsh., *Triangurus trianguloides* Ivsh., *Winckmanaspis mirae* Ivsh., *Korovinurus korovini* Ivsh., *Usovinurus usovi* Ivsh., *U. magnus* Ivsh., *Siberiaspis siberiensis* Ivsh., *S. sivovi* Ivsh.

По рч. Хомутиной, восточнее д. Горскиной, обнажены верхи ариничевской свиты (хомутинские слои): конгломераты, гравелиты, буро-серые полимиктовые песчаники и зеленоватые, лилово- и темно-серые аргиллиты с трилобитами (*Agnostus* Br., *Pseudoagnostus* Jaekel, *Paraacrocephalites* Polet., *Acrocephalites* Wall., *Koldinia* W.

* По Н. К. Ившину (1959 г.), две последние формы принадлежат к среднекембрийским родам *Pesaina* Polet. и *Anomocarides* Lerm. Тут же им найдены *Solenopleura holometopa* (Ang.), *S. radugini* Lerm., *Conokephalina sulcica* (Wall.), *Belovia salairica* Polet., *Peronopsis* sp., *Diplagnostus (Linguagnostus) tricuspis* Lerm.

** А. Г. Сивов выделяет в верхнем кембрии два яруса: салаирский ($Cm_3^1$) и горношорский ($Cm_3^2$). Н. К. Ившин (1959 г.) отмечает наличие трех ярусов: салаирского ($Cm_3^1$), куяндинского ($Cm_3^2$) и шидертинского ($Cm_3^3$).

*** Н. К. Ившин считает, что породы разреза находятся в опрокинутом залегании.

http://jurassic.ru/

На основании приведенной фауны и стратиграфического положения Н. К. Ившин относит ариничевскую свиту к началу позднего кембрия ($Cm_3^{1-2}$).

**О горношорском ярусе.** Верхний кембрий на юге Сибири был впервые обнаружен в пределах Салаира, на горе Орлиной К. В. Радугиным еще в 1924—1925 гг. С того времени новых точек добавилось немного— у станции Амзас в Горной Шории и по р. Чумышу у д. Черемшанки (Ельцовский район).

Типом горношорского яруса являются горношорская и толсточихинская свиты*, развитые у ст. Амзас и по склонам долины р. Толсточихи (правого притока р. Черневого Бачата), западнее и юго-западнее горы Орлиной. В последнем пункте ярус представлен сравнительно маломощной (до 400—500 *м*) свитой известняков, уцелевших от предордовикской денудации. Цвет известняков белый, светло-серый, в нижних горизонтах (с *Kingstonia ussovi* nov. sp.) темно-серый. Кроме того, довольно часто встречаются известняки пестрой окраски, с розовыми, красными (и зеленоватыми) пятнами и разводами. В некоторых разностях пятнистость вызвана различной окраской оолитин или пизолитов и розового цемента. Пестрая окраска отчасти, по-видимому, первичная, частью же возникла в связи с предордовикским выветриванием. В результате этого (?) выветривания образовались кары, карманы выветривания и карстовые «осадочные дайки» из красноземных продуктов выветривания. В базальных горизонтах толсточихинских известняков местами наблюдается лишь незначительная песчанистость.

Толсточихинская свита изобилует трилобитами. Здесь установлены, кроме того, членики криноидей, а также *Billingsella coloradoensis* Shum., новые формы рода *Huenella* Walc. (по определению Л. Л. Халфина), *Homagnostus obesus* (Belt), *Pseudagnostus cyclopyge* (Tullb.), *Kazelia* sp., *Pagodia* sp. и много новых форм, определенных Е. В. Лермонтовой. А. Г. Сивов (1952 г.), А. В. Розова (1956 г.), О. К. Полетаева и Л. И. Егорова определили следующих трилобитов: *Agnostus pisiformis* Linn., *Homagnostus ultraobesus* Lerm., *Pseudagnostus* cf. *obsoletus* Lerm., *P. punctatus* (Lerm.), *P. subangulatus* (Lerm.), *P. cavernosus* Rosova, *P. cavernosus* var. *convexa* Rosova, *P. vulgaris* Rosova, *P. vulgaris* var. *conica* Rosova, *Chuangiopsis batiaeformis* Sivov, *Acrocephalites minimalis* Sivov, *Eocheirurus salairicus* Rosova, *E. subtilis* Rosova, *E. probus* Rosova, *Emsurina sibirica* Sivov, *Ems. sibirica* Sivov, var. *minuta* Rosova, *E. levigata* Rosova, *E. pumila* Rosova, *E. fulita* Rosova, *Apatokephalina bruta* Sivov, *Apatokephalus sibiricus* Rosova, *A. sibiricus* var. *longa* Rosova, *Poletaevia schorica* var. *bipunctata* Rosova, *Proapatokephalops latus* Rosova, *P. pullus* Rosova, *P. oblongus* Rosova, *Portentosus brevis* Jegorova, *P. doliparis* Rosova, *Artokephalus minimus* Sivov, *A. minimus* var. *lata* Rosova, *A. aqualaris* Sivov, *A. suburceus* Jegor., *Eoacidaspis salairicus* Polet., *Kingstonia salairica* Sivov, *K. hemisphaerica* Rosova, *K. hemisphaerica* var. *ultima* Rosova, *K. hemisphaerica* var. *patula* Rosova, *K. longa* Rosova, *K. globosa* Sivov, *K. plana* Rosova, *K. paichinensiformis* Sivov, *K. stellifera* Rosova, *K. striata* Rosova, *K.* cf. *tumida* Resser.

Возраст известняков толсточихинской свиты на основании приведенной выше фауны определяется как $Cm_3^3$ (при трехъярусном делении верхнего кембрия — по Н. К. Ившину) — шидертинский век.

* По Н. К. Ившину, толсточихинская свита является несколько более молодой, чем горношорская; это верхи $Cm_3^3$.



http://jurassic.ru/

Толсточихинская свита характеризуется выдержанностью состава. Фации ее принадлежат литоральному и неритовому отделу моря, в частности, трилобитовой субфации органогенных карбонатных отложений.

Иные представления по стратиграфии кембрийских отложений Салаира в последние годы развивают геологи А. Г. Поспелов, А. С. Бояринов, Е. С. Федянина, Г. А. Курганов, В. В. Бессоненко, М. К. Винкман, А. Б. Гинцингер, К. Д. Нешумаева и др. Они считают, что нижний кембрий начинается осадочно-вулканогенной свитой, состоящей из основных лав, их пирокластов, глинистых сланцев, песчаников, известняков и кварцитов, называемой геологами ЗСГУ аламбайской, а геологами СНИИГГИМС — гурьевской. В этих отложениях фауна не обнаружена. Разрез аламбайской свиты вскрывается в обнажениях р. Сунгай и ее притоков: речек Жуланихи, Мишихи, Колбихи и Н. Александровки. Взаимоотношение отложений аламбайской свиты с кивдинской свитой синия видно в устьевой части речки Жуланихи. Взаимоотношение указанной свиты с вышележащей гавриловской неясное.

Выше залегает гавриловская свита массивных светлых, местами темных плитчатых мраморизованных известняков. В опорном разрезе ее у д. Гавриловки в них найден, помимо большого числа широко распространенных форм археоциат, целый комплекс форм, известных только в отложениях алданского яруса Сибирской платформы: *Ajacicyathus moori* (V o l o g d.), *Heckericyathus heckeri* Z h u r., *Kotuyicyathus kotuyikensis* Z h u r., *Nochoroicyathus lenaicus* Z h u r., *Rhabdolynthus* sp., *Retecoscinus retetabulae* (V o l o g d.), *Ajacicyathus robustus* (V o l o g d.).

Отложения гавриловской свиты перекрываются кислыми эффузивами, их туфами, туфобрекчиями, туффитами, песчаниками, известняками печеркинской свиты. Контакт между этими двумя свитами вскрыт только в скважинах к юго-западу от Ускандинского месторождения. По простиранию на юго-восток от д. Печеркиной кислые эффузивы у г. Гурьевска постепенно сменяются бело-розовыми и кремовыми известняками с археоциатами: *Claruscyathus* sp., *Retecyathus* sp., *Ethmophyllum* sp., *Tegerocyathus* sp., характерными для верхов ленского яруса. М. К. Винкман и А. Б. Гинцингер эти известняки, сменяющиеся по простиранию эффузивно-туфогенно-терригенно-карбонатными образованиями, считают верхней подсвитой гавриловской свиты.

На северо-запад от д. Печеркиной, по простиранию, кислые эффузивы (к западу и юго-западу от с. Ариничева) сменяются известняками бело-розовыми и черными с археоциатами *Retecyathus* sp. и трилобитами (определения Е. С. Федяниной) *Poliellaspidella* aff. *tanuolica* P o l e t., *Polielliaspis* sp., *Neoredlichina gracilis* n. sp., *Bajangoliaspis* sp., *Neocobboldia* sp., *Pagetiellus* sp., *Botomella*? sp. Общий облик фауны и присутствие таких форм, как *Poliellaspidella* aff. *tanuolica* P o l e t. и *Polielliaspis* sp., дают возможность отнести данные породы к олекминскому горизонту ленского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы. В разных местах свиты встречаются археоциаты санаштыкгольского горизонта.

Печеркинская свита перекрывается анчешевской, состоящей из известняков, конгломератов, песчаников, глинистых и кремнистых сланцев и туфов. По рч. Сухой (приток р. Анчешевки) выше д. Печеркиной и по р. Уру у д. Печеркиной в ней обнаружены *Agnostidae*; на г. Лысой найдены археоциаты, среди которых А. Г. Поспелов не обнаружил ни одной формы, руководящей для алданского яруса. По мнению М. К. Винкман и А. Б. Гинцингера, отложения с трилобитами по р. Уру (у д. Печеркиной) относятся к печеркинской свите. У с. Горскина

http://jurassic.ru/

в алевролитах и известняках этой свиты определены трилобиты *Ellipsocephalus* ex gr. *hoffi* Schlotheim, *Solenopleura* sp., *Solenopleurella* sp., *Kootenia* sp., *Agraulos* sp., *Chondrograulos?* sp., *Anomocaridae, Dolichometopidae, Olenoides* sp., указывающие на переходный ранне-среднекембрийский ее возраст. В ней же имеются и брахиоподы, известные как в нижнем, так и в низах среднего кембрия.

Если учесть, что несогласно залегающие на всех перечисленных отложениях конгломераты, песчаники, алевролиты бачатской свиты ($Cm_2^1$) содержат на северо-западной окраине г. Гурьевска фауну зоны Paradoxides oelandicus, то можно считать анчешевскую свиту с *Agnostidae* принадлежащей к самым низам среднего кембрия, а печеркинскую — к самым верхам нижнего кембрия.

### *КОЛЫВАНЬ-ТОМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА*

Кембрий в Колывань-Томской складчатой зоне палеонтологически не доказан и выделен условно, по аналогии с соседним Салаиром, в районе Буготакских сопок, по правую сторону р. Оби выше г. Новосибирска, по рр. Каракану и Сузуну, а также у с. Ордынского и г. Камня на Оби. Кембрий слагает здесь небольшие участки среди полей преобладающего развития среднего и верхнего палеозоя.

В кембрии выделяются три свиты, литологически близкие к салаирским. К нижней отнесены порфироиды (частью кварцевые) и их туфы, превращенные в хлорито-серицитовые сланцы с прослоями филлитовидных известковистых сланцев с тонкими прослоями мраморов и кремнистых песчаников; эта свита петрографически сходна с золотоуховской свитой ($Cm_1$) Салаира и развита в верховьях р. Тальменки, правого притока р. Чумыша, и по правому нижнему притоку р. Берди.

Вторая — выделена под названием кинтерепской свиты; она состоит из конгломератов, песчаников и серых тонкослоистых мраморов (аналог листвянской свиты В. Д. Фомичева). Кинтерепской свите свойственна очень сложная, прихотливая, мелкая складчатость.

Выше залегает иковская свита (аналог бирюлинской серии $Cm_2$), представленная метаморфизованными основными эффузивами и их туфами, мощными конгломератами с сильно давленными гальками эффузивов и других пород, темно-зелеными — сильно хлоритизированными песчаниками, сланцами и белыми мраморами, свита включает послойные и секущие жилы тех же основных эффузивов. Она развита в замке Буготакской антиклинали в районе г. Камня и др.

### *КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ*

В изучении кембрийских отложений Кузнецкого Алатау и Горной Шории намечаются три этапа.

Первый из них, относящийся к началу нашего века, связан с именами Я. С. Эдельштейна, А. Н. Чуракова, Д. В. Никитина, А. Г. Вологдина, К. В. Радугина, Е. В. Лермонтовой, П. С. Краснопеевой и других исследователей. А. Н. Чураков (1932, 1934 гг.) признавал здесь лишь весьма ограниченное развитие кембрия; широко развитые в Кузнецком Алатау карбонатные и вулканогенно-терригенные отложения этот исследователь относил к протерозою (его енисейская и кутеньбулукская свиты). Противоположная точка зрения о существенно кембрийском возрасте этих толщ Кузнецкого Алатау излагалась в работах Я. С. Эдельштейна и А. Г. Вологдина, проводивших исследования в несколько более восточных районах — в обрамлении Минусинской котловины и Восточном Саяне. Я. С. Эдельштейн, изучая разрезы Потехинского



http://jurassic.ru/

района (восточный склон Кузнецкого Алатау), предложил трехчленное деление кембрийских отложений (снизу): толща известняков и песчаников, толща известняков и эффузивно-терригенная толща. Последние две толщи были отнесены им к среднему кембрию.

А. Г. Вологдин (1939) разделил кембрийские отложения на четыре толщи: 1) песчано-сланцевых пород низов нижнего кембрия и, возможно, докембрия; 2) карбонатную с трилобитами и археоциатами верхней половины нижнего кембрия; 3) вулканогенно-терригенную толщу с трилобитами среднего кембрия и 4) толщу полициатовых известняков верхних горизонтов среднего кембрия.

Д. В. Никитин (1940 г.) придерживался взгляда о широком развитии кембрия в Кузнецком Алатау; в северной части последнего (в Мариинской тайге) им были выделены (снизу): карбонатная, карбонатно-сланцевая и вулканогенная толщи. Низы карбонатной толщи, не содержащие ископаемых остатков, по его мнению, могут относиться и к верхам альгонка (синия).

К. В. Радугин (1932 г.) преобладающее количество древних толщ Горной Шории и Кузнецкого Алатау относил к архею и протерозою и выделил среди них целый ряд докембрийских стратиграфических формаций.

Схема К. В. Радугина была принята многими геологами (М. А. Усов, В. К. Монич, В. А. Кузнецов и др.).

Ко второму этапу, охватывающему промежуток времени с 1940 по 1954 г., относятся исследования А. Л. Додина, К. В. Радугина, В. К. Монича, Т. М. Дембо и др.

А. Л. Додин (1948 г.) предложил такую стратиграфическую схему кембрийских отложений Кузнецкого Алатау (снизу вверх):

Бельсинская толща (карбонатная) — $Cm_1^1$
Бискамжинский горизонт (известняки и конгломераты) — $Cm_1^2$
Амзасская свита (хлорито-серицитовые сланцы и порфириты) — $Cm_{1+2}$
Усинская свита (карбонатная с археоциатами) — $Cm_2^1$
Тумуясская свита (эффузивно-терригенная) — $Cm_2^2$
Тайдонская свита (туфо-порфиритовая) — $Cm_2^3$

Выше несогласно лежат фиолетовые порфиры и порфириты ордовика.

Начиная с 1955 г. в Кузнецком Алатау проводятся планомерная геологическая съемка (Г. Ф. Горелов, Л. В. Алабин, В. Н. Красильников, А. А. Моссаковский, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. И. Фоминский, А. Л. Додин, К. В. Радугин, А. З. Коников, В. Н. Гурьянова, П. А. Пономарев, Ю. Г. Щербаков и другие) и тематические (стратиграфические) исследования кембрийских отложений Кузнецкого Алатау и сопредельных районов Саяно-Алтайской области (Н. В. Покровская, Н. С. Зайцев, П. С. Краснопеева, О. К. Полетаева, А. Г. Поспелов, Е. С. Федянина, Д. И. Мусатов, Ю. Д. Скобелев, Л. Н. Репина, И. Т. Журавлева, В. В. Хоментовский и др.).

В настоящее время для всей этой территории предложено несколько биостратиграфических схем.

## НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

В нижнем кембрии выделяются две свиты: кондомская и усинская.

**Кондомская свита.** Отложения кондомской (от р. Кондомы) свиты широко развиты в районе р. Ср. Терси, в низовьях р. Изаса на р. Уса, на водоразделе рр. Филипповки и Израса (притоки р. Ср. Терси), на

http://jurassic.ru/

хребте Бобровом (вершины рр. Ср. Терси и Июса). Представлены они здесь преимущественно основными порфиритами. Наряду с ними развиты порфириты среднего и более кислого состава (кварцевые порфириты и плагиопорфириты), горизонты туфов и туфобрекчий (мощностью по 6—15 *м*), а также пачки различных сланцев: слюдистых, графитовых, кремнистых, известковистых.

По р. Ср. Терси, в 5—6 *км* выше устья р. Ивановки, в этой свите наблюдается переслаивание зеленовато-серых порфиритов, зеленоватых сланцев, графитизированных кварцитов и плойчатых графитовых сланцев. В разрезе по ручью Беззаботному, правому притоку р. Ивановки, видно, что в этой свите на зеленовато-серые пиритизированные авгитовые порфириты налегают полосчатые мраморизованные известняки; в среднем течении р. Ивановки горизонты туфов залегают среди порфиритов, которые подстилаются кварцитами и графитовыми сланцами.

На основании сопоставления ряда разрезов по рр. Ср. Терси и Ивановке представляется возможным дать следующий сводный разрез кондомской свиты (сверху вниз):

| | |
|---|---|
| кварцевые порфириты и порфиры . . . . . | 250 *м* |
| туфы и туфобрекчии этих же пород . . . . | 300 „ |
| авгитовые, андезитовые и диабазовые порфириты, миндалекаменные спилиты . . . . . | 375 „ |
| кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы, прослои мраморов . . . . . | 300 „ |
| графитовые сланцы и графитизированные кварциты . . . . . | 380 „ |
| кремнистые сланцы . . . . . | 200 „ |

Туфы и туфобрекчии различаются только по величине обломков. Среди обломков преобладают основные эффузивы, а также фельзиты. Среди эффузивных покровов кондомской свиты преобладают основные их разности, причем наиболее распространены диабазовые порфириты.

Широкие полосы выходов кондомской свиты прослежены вдоль зоны смятия, от р. Б. Тумуяс (приток р. Усы) на северо-западе, до устья р. Казыра (правый приток р. Томи) — на юго-востоке. Они сложены метаморфизованными порфиритами и хлорито-серицитовыми сланцами. Хорошие разрезы этих пород вскрыты в районе рр. М. Тумуяса и Амзаса (приток р. Томи).

Возраст отложений кондомской свиты определяется достаточно точно. По р. Таежной (Саралинский район) видно, что они залегают на известняках бельсинской (енисейской) свиты синия и перекрываются карбонатными отложениями усинской свиты, содержащими богатую фауну — археоциат и трилобитов верхов нижнего кембрия.

Мощность кондомской свиты в разных районах хребта испытывает значительные колебания. Максимальная ее величина достигает 2—3 тыс. *м*.

**Усинская свита.** Стратиграфически выше отложений кондомской свиты нижнего кембрия залегает усинская свита известняков и мраморов, содержащая археоциаты, часто в тесном сочетании с водорослями.

За последнее время находки усинских археоциат отмечены различными исследователями во многих районах Кузнецкого Алатау, а это, естественно, позволяет сделать вывод о широком распространении в его пределах усинского (ленского) моря.

По данным Д. В. Никитина (1940 г.), лучшие разрезы известняков с усинской фауной были встречены им по р. Белокаменке — притоку р. Кии (среднее течение). Нижние горизонты этих известняков содержат (по А. Г. Вологдину): *Protopharetra* sp., *Archaeolynthus* sp., *Loculocyathus tolli* Vologd., *Labyrinthomorpha* sp., *Ajacicyathus amplus* (Vologd.), *A. neiburgi* (Vologd.), *A.* aff. *salebrosus* (Vologd.),

http://jurassic.ru/

*A. levigatus* (Vologd.), *A. camptophragmus* (Vologd.), *A. biryussaensis* (Vologd.), *Coscinocyathus* cf. *elongatus* Born., *Tumulocyathus* sp., *Archaeocyathus* sp. В верхних горизонтах известняков встречены (по А. Г. Вологдину): *Tersia longa* Vologd., *T. minuta* Vologd., *Protopharetra laqueata* Vologd., *P.* aff. *multis* Vologd., *Coscinocyathus* sp., *Yacovlevia angusta* Vologd., *Spirocyathus* sp., *Ajacicyathus* cf. *acutus* (Born.), *A. kemtschikensis* (Vologd.), *A. chassactuensis* (Vologd.), *Tumulocyathus pustulatus* Vologd., *Orbicyathus mongolicus* (Vologd.), *Archaeolynthus* sp., *Septocyathus* sp. и другие.

Вместе с археоциатами встречены водоросли: *Epiphyton fasciculatum* Chapm., *E. fruticosum* Vologd., *E. grande* Gordon, *Renalcis granosus* Vologd.

Значительная площадь развития археоциатовых известняков отмечена Д. В. Никитиным (1940 г.) и в районе рудника Берикуль.

Состав усинских известняков весьма разнообразен. Нижние горизонты их составляют чистые мраморовидные известняки, которые совершенно незаметно переходят в другие их разности; местами они заключают пропластки метаморфических сланцев, темных битуминозных тонкослоистых известняков и пласты кремнистых пород, в частности темных (почти черных) лидитов. Археоциаты встречены во многих местах площади распространения усинских известняков, причем они встречаются как в горизонтах под кремнистыми сланцами, так и над ними. Характер известняков, содержащих археоциаты, разнообразен — от темных слоистых разностей до белого сахаровидного известняка.

По р. Кие, вблизи пос. Макарак вскрыт хороший разрез известняков усинской свиты, возможно трансгрессивно залегающих на темно-серых и черных тонкослоистых бельсинских известняках*. Здесь среди мощной толщи археоциатовых известняков И. Т. Журавлевой, Л. Н. Репиной и В. В. Хоментовским (1959 г.) собрана обильная фауна археоциат и впервые для северной части Кузнецкого Алатау обнаружены трилобиты. В обнаженной здесь нижней части свиты среди светло-серых и белых известняков мощностью до 700 *м* собраны археоциаты: *Nochoroicyathus mariinskii* Zhur., *Ajacicyathus directus* (Vologd.), *Dictyocyathus yavorskii* Vologd., *Bicyathus jertaschkensis* (Vologd.), *Coscinocyathus dianthus* Born., *C. compositus* Zhur. и другие.

Выше, среди серых плитчатых известняков мощностью 150 *м*, найдены нижнекембрийские трилобиты: *Kijanella diffusica* Repina, *Paraerbia pusillica* Repina, *Elganellus cribus* Repina. Совместно с трилобитами встречены археоциаты: *Dictyocyathus yavorskii* (Vologd.), *Szecyathus* sp., *Tumulocyathus admirabilis* (Vologd.), *Coscinocyathus dianthus* Born.

Еще выше залегают светло-серые массивные известняки мощностью до 300 *м* с археоциатами: *Thalamocyathus howelli* (Vologd.), *Formosicyathus bulynnikovi* Vologd., *Archaeolynthus tubexternus* (Vologd.), *Kijacyathus chomentovskii* Zhur., *Dictyocyathus* cf. *salairicus* Vologd., *Bicyathus jerthaschkensis* (Vologd.), *Asterocyathus* sp., *Archaeofungia dissepimentalis* (Vologd.), *Orbicyathus* sp., *Szecyathus* sp., *Urcyathus* sp.

Над археоциатовыми известняками залегают серые и темно-серые известняки без окаменелостей (мощность 550 *м*).

По мнению И. Т. Журавлевой и Л. Н. Репиной, в разрезе по р. Кие белые известняки с археоциатами и трилобитами в своей основной массе (1300—1500 *м*) соответствуют базаихскому горизонту раннего кембрия.

---

* Темные известняки, возможно, являются нижнеусинскими. (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

Верхняя часть белых известняков по р. Кие, очевидно, будет относиться к вышележащему санаштыкгольскому горизонту.

Значительная полоса усинских известняков развита в верхнем течении р. Тайдона и притока его р. Улумонды, откуда она прослеживается к югу от Тыдынского хребта. В известняках, обнаженных в верховьях р. Улумонды, А. А. Зенкова (1937 г.) нашла трилобитов.

Фаунистически охарактеризованные усинские известняки на р. Н. Терси установлены давно. Хорошие разрезы усинского кембрия известны в долине ключа Прокопьевского и р. М. Пезаса. Нижний горизонт этой свиты, представленный грубообломочной брекчией и конгломератом с включенными в них крупными массивами археоциатового известняка, вскрыт на значительном протяжении долиной р. Н. Терси.

В. А. Кузнецов (1940 г.), изучавший разрезы по рр. Атласке, Н. Терси и Пезасу, собрал в них археоциат и водоросли (по П. С. Краснопеевой): *Ajacicyathus latus* (Vologd.), *A. dissepimentus* (Vologd.), *A. gorskinensis* (Vologd.), *A. tomicus* (Vologd.), *A.* cf. *aduncus* (Born.), *A. polyseptus* (Krasn.), *A.* cf. *patulus* (Born.), *Sibirecyathus* sp., *Coscinocyathus* sp., *Archaeolynthus* sp., *Renalcis inopinus* Vologd., *Epiphyton fasciculatum* Chapm.

П. С. Краснопеева отмечает сходство ряда этих форм с формами окрестностей Абаканского завода и ключа Санаштыкгол в Западном Саяне и Белой Горки — на Салаире.

Юго-восточнее нижнетерсинского разреза усинские отложения слагают довольно широкую полосу, прослеживающуюся по среднему течению р. Ср. Терси и р. Маганаковой. Среди известняков, вскрытых по р. Лев. Маганаковой, Д. В. Никитиным также найдена фауна археоциат.

Непосредственное продолжение описываемых усинских карбонатных отложений северной части Кузнецкого Алатау установлено в южной части Кузнецкого Алатау, где они также имеют широкое распространение и в значительной своей части охарактеризованы фауной и флорой.

Типичный разрез (стратотип) известняков усинской свиты, охарактеризованных фауной, установлен А. Л. Додиным (1941 г.) по р. Усе в районе Ивановского прииска, где они слагают крылья Усинской антиклинальной складки. Стратиграфически выше темных бельсинских мраморов там залегает маломощный слой известняковых конгломератов, сменяющийся кверху горизонтом карбонатных марганцевых руд. Этот горизонт, состоящий из переслаивающихся пачек марганцевых руд, слабо омарганцованных известняков, темных глинистых и кремнистых сланцев, имеет колеблющуюся мощность — от 100 до 200 *м*. Рудоносный горизонт, вскрытый в восточном крыле антиклинали, круто падает на восток и постепенно сменяется кверху светлыми мраморизованными известняками. Толща усинских известняков сложена здесь однообразными слоистыми разновидностями с археоциатами и водорослями. В 400 *м* выше основания толщи (вблизи устья ключа Банного) А. Л. Додиным (1942 г.) обнаружен археоциато-водорослевый риф.

В районе археоциатового рифа можно выделить два горизонта археоциатовых известняков, очень близких между собой, но все же отличающихся по списку форм. Из нижнего горизонта определены: *Coscinocyathidae* (?) в личиночной стадии развития и до четырех видов рода *Ajacicyathus* Bedford. По общему облику некоторые формы близки к описанным из вышеотмеченного Нижне-Терсинского разреза кембрия.

http://jurassic.ru/

Вместе с археоциатами в этом же нижнем горизонте собраны водоросли: *Epiphyton grande* (?) Gordon, *E. fruticosum* (Vologd.), *E. bublitschenkoi* (Vologd.) и *E. fasciculatum* Chapm.

В 100—150 *м* стратиграфически выше описанного горизонта среди известняков, залегающих с тем же падением на восток, собраны археоциаты: *Labyrinthomorpha tolli* (Vologd.), *Protopharetra* cf. *spelunca* (Vologd.), *P.* sp., *Tersia filiforma* Vologd., *Archaeocyathus* sp., *Ajacicyathus* cf. *tomicus* (Vologd.), *Loculocyathus* sp., *Asterocyathus* cf. *longus* Vologd., *Coscinocyathus* aff. *howelli* Vologd., *C.* sp., *Archaeolynthus* sp. nov. Из водорослей, кроме отмеченных в первом горизонте, определены: *Renalcis* sp., *Chabakovia* sp.

Из приведенного комплекса археоциат наиболее характерными формами являются: *Asterocyathus* cf. *longus* Vologd., установленный и в гавриловской толще известняков на Салаире, и *Coscinocyathus* aff. *howelli* Vologd., параллелизуемый с формой из верхов торгашинской толщи. *Labyrinthomorpha* очень сходна с формой, установленной Э. В. Толлем в торгашинском известняке (как проблематика), и в верхах камешковского горизонта (как *Labyrinthomorpha tolli* Vologd.).

Таким образом, вся приведенная фауна и флора указывает на нижнекембрийский возраст усинских известняков (ленский ярус).

На южном продолжении восточного крыла Усинской антиклинали археоциаты найдены в ряде участков по р. Сухому логу, впадающему в р. Усу. На левобережье р. Б. Тумуяс обнаружены археоциаты в западном крыле антиклинали, вскрытой по правому берегу р. Усы у впадения р. Тумуяс.

Мощность усинских известняков с археоциатами в Усинском разрезе достигает 1200 *м*.

На левом борту р. Белой Усы в усинской свите существенную роль играют темно-серые песчано-сланцевые породы. Здесь намечается тонкое переслаивание известняков, кремнистых и глинистых сланцев и туфопесчаников.

По направлению к югу — карбонатная толща обнажается в районе Петровского прииска и далее в бассейне р. Бель-су. В этом районе хороший разрез кембрия установлен по р. Амзасу (приток р. Томи), где прослеживаются широкие полосы известняково-кремнистых пород, чередующихся с пачками зеленых сланцев и порфиритов.

Усинские карбонатные отложения широко развиты по бортам р. Томи, выше впадения в нее р. Казыра и в бассейне р. Назаса (Додин, 1942 г.).

Наиболее резкая смена фаций наблюдается в направлении с севера на юг. В районе р. Усы до широты Петровского прииска в данной свите преимущественно развиты известняки, среди которых обнаружены крупные археоциато-водорослевые рифы. По направлению к юго-востоку, в районе р. Амзаса карбонатные осадки сменяются эффузивно-карбонатной толщей, в которой отдельные пачки известняков и кварцитов переслаиваются с пачками порфиритов и туфов. Далее к югу, в районе р. Томи у Колтасской излучины, известняки переслаиваются с известково-порфиритовыми конгломератами и сланцами.

Южнее, в районе р. Назас и еще юго-восточнее, в Магазасском разрезе, карбонатные осадки переслаиваются с песчано-глинистыми породами.

К востоку от р. Балыксу, вдоль верхнего течения р. Томи — до осевой части хребта развиты главным образом чистые известняки с редкими прослоями доломитов.

Общая мощность усинской свиты варьирует от 1200 до 1600 *м*.

http://jurassic.ru/

## СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

**Мундыбашская (канымская) свита.** Стратиграфически выше усинской свиты залегают зеленокаменные туфо-порфиритовые отложения, состоящие из покровов эффузивных пород, их туфов и туффитов. Встречаемые в этой свите пласты сланцев, граувакк, песчаников и известняков местами почти теряются среди массы вулканогенных пород, местами же приобретают настолько сильное развитие, что почти вытесняют пирокластические образования.

Д. В. Никитин (1940 г.) отметил, что в северо-западной части Кузнецкого Алатау переход от известняковой усинской свиты к пирокластической начинается с появления среди первой тонких пропластков «хлорито-кремнистой известняково-туфовой брекчии»; некоторые прослои представляют собой «покровы порфирита, спилитового габитуса». Более верхние пропластки известковой брекчии содержат обломки и слабо окатанные гальки порфирита и среднезернистого мрамора. Очевидно, здесь речь идет о своеобразных базальных конгломератах со слабо окатанной галькой, залегающих в основании канымской свиты.

Вышележащая порфиритовая толща в своих низах содержит маломощные слои кристаллического известняка. По р. Золотому Китату при устье р. Преображенки и в других местах на границе между археоциатовым известняком усинской свиты и порфиритовой толщей наблюдается очень мощный пласт брекчии (конгломератов), размеры обломков которой доходят до метра; в такой брекчии встречаются обломки известняков с археоциатами.

В распределении эффузивов наблюдается хорошо выраженная закономерность. Первые покровы принадлежат диабазовым породам, варьирующим по структуре и минералогическому составу от собственно диабазов, иногда оливиновых, через диабазовые порфириты до спилитов; эффузии сопровождаются отложениями туфов соответствующего состава. За диабазовыми породами следуют разнообразные андезитовые порфириты и их туфы, связанные переходными разностями с первыми. Еще стратиграфически выше следуют более кислые плагиоклазовые порфириты и их туфы, которые рядом переходных пород связаны с дацитовыми и трахитовыми порфиритами в верхах толщи. Число покровов, их мощность, характер и мощность туфов, количество пластов туффитов, песчаников, сланцев, а равно их мощность по отдельным разрезам подвержены большим изменениям.

Хорошие разрезы зеленокаменной туфо-порфиритовой толщи выделяются в районе устья р. Берикуль, по рр. Б. Кожух и Мурюк, на р. Золотом Китате, а также по рр. Кие и Верхней, Нижней и Средней Терсям.

А. А. Зенкова (1937 г.), в разрезе по р. Б. Кожух у заимки Рыбаки отметила, что наиболее низкие горизонты мундыбашской свиты представлены там песчаниками и конгломератами, падающими на юго-восток под углом 25°. Выше конгломератов залегают пироксеновые порфириты. После перерывов в 500 *м* обнажаются андезитовые порфириты, дайки кварцевых альбитофиров. Далее порфириты сменяются песчаниками. Среди порфиритов в двух местах были встречены линзы известняков светло-серого цвета с буроватыми разводами. В этих известняках, у заимки Большедворовой, обнаружены водоросли *Osagia* sp. и мелкие обломки трилобитов. Общая мощность свиты определена Д. В. Никитиным в 1000 *м*.

Указанная вулканогенная толща кембрия широко развита в пределах Канымской горной гряды. При микроскопическом изучении в ней выделяются диабазы и диабазовые порфириты, представляющие собой

http://jurassic.ru/

плотные породы темно-зеленого или серо-зеленого цвета. Наблюдаются авгитовые и роговообманковые порфириты. Местами встречаются лиловые (фиолетовые) разности порфиритов. Наряду с эффузивами развиты туфы и туфобрекчии. Макроскопически они представляют плотные, часто окремненные породы, в которых видно много мелких обломков различных пород. Среди толщи вулканогенных пород часто встречаются пласты и линзы темно-серых мраморов и известняков. Общая мощность свиты в этой части Кузнецкого Алатау определяется в 1500—2000 *м*.

В южной части Кузнецкого Алатау в нижней части мундыбашской свиты имеется характерный красноцветный туфоосадочный горизонт. Основные разрезы этого горизонта наблюдаются по рр. Б. Тумуясу и Усе (Додин, 1948).

В этом районе известняки усинской свиты трансгрессивно перекрываются розовато-фиолетовыми туфоконгломератами. Сами известняки круто падают на восток под углом 70°, покрывающие их конгломераты — тоже на восток, но более полого (угол 45—50°). Конгломераты состоят из окатанных обломков темного известняка и обломков порфирита, сцементированных туфовым и глинисто-песчанистым материалом. Мощность конгломератов варьирует от 10 до 100 *м*.

Над конгломератами залегают фиолетовые тонкорассланцованные туфо-песчанистые и известняковые породы. Мощность этой пачки 400 *м*. Красноцветный туфо-осадочный горизонт развит также в бассейне рр. Бель-су, Томь и по р. Балыксу.

Описываемые туфо-осадочные породы согласно сменяются кверху зелеными порфиритами и их туфами. Эта туфо-порфиритовая толща широко развита в пределах южной части Кузнецкого Алатау: главным образом в бассейне рр. Усы, Бель-су и на хр. Топхан. Далее к югу она слагает значительные площади в бассейне рр. Томь и Мрас-су, уже в пределах Горной Шории.

Среди туфо-порфиритовой толщи выделяются андезитовые порфириты, авгитовые порфириты и их туфы, диабазовые и дацитовые порфириты. Во всех этих разновидностях пород местами наблюдается интенсивный контактовый метаморфизм, обусловленный близостью интрузий и наличием крупных зон смятий.

Последние часто сопровождаются широкими полосами хлорито-серицитовых сланцев, которые, вероятно, возникли за счет динамометаморфизма пород туфо-порфиритовой толщи.

Среди порфиритов, вскрытых на правобережье р. Томи (у впадения р. Багдашкол), залегают четыре пласта известняков мощностью от 0,5 до 1 *м*. Аналогичные пласты и пачки известняков, согласно залегающие среди порфиритов и туфов, отмечены также в бассейнах рр. Усы и Бель-су. Общая мощность мундыбашской свиты определяется в 1500 *м*.

Возраст ее устанавливается более или менее точно на основании следующих данных: она залегает стратиграфически выше фаунистически охарактеризованных усинских известняков, содержит их в гальках и в свою очередь перекрывается туфо-порфиритовой толщей верхов среднего кембрия.

**Большекитатская (тайдонская) свита.** Под этим названием выделяется верхняя часть эффузивно-терригенной толщи, относящаяся, по всей вероятности, к верхам среднего кембрия. В пределах средней части Кузнецкого Алатау над мундыбашской свитой залегают лиловые порфириты и лавобрекчии; часто встречаются также кварцевые порфиры и амфиболитизированные порфириты, перемежающиеся с горизонтами известняков.

http://jurassic.ru/

В верховьях р. Тайдона развиты темно-зеленые диабазы, бурые и лиловые порфириты. Часто среди них встречаются туфы и туфобрекчии. В разрезах по рр. Саянзасу и Баянзасу (притоки р. Тайдона) В. А. Кузнецовым (1950 г.) отмечены горизонты шоколадных и бурых песчаников, залегающие среди лиловых разностей порфиритов. В северо-западной части Кузнецкого Алатау Д. В. Никитин (1940 г.) выделил граувакко-сланцевую свиту, которая также скорее всего относится к верхам среднего кембрия. Эта свита содержит конгломераты, граувакки, песчаники, различные сланцы, известняки, покровы эффузивов и их туфы. В ней широко представлены зеленоватые хлоритовые, известковистые, кремнисто-известковистые сланцы, возникшие в результате изменения кремнистых сланцев, песчаников и эффузивов.

К большекитатской же свите отнесены вулканогенные и осадочные породы, развитые в бассейне р. Бол. Изаса, к югу от нижнего течения р. Мал. Изаса. Они образуют здесь широкую антиклинальную складку. В нижней части свиты залегают диабазы и порфириты. На них налегает горизонт рассланцованных туффитов мощностью около 70 *м*. Выше по разрезу следует 50-метровый горизонт серых битуминозных мраморизованных известняков и известковых сланцев, а затем пачка хлоритовых сланцев и туффитов с прослоями известняков. Еще выше залегают серые и лиловые порфириты, диабазы и туфы с прослоями и линзами известняков, известковистых алевролитов, серицито-хлоритовых сланцев и конгломератов. Среди эффузивов встречаются также линзы буро-красных туфоконгломератов.

В верхней части свиты имеется горизонт буро-красных туфоконгломератов мощностью около 100 *м*, переслаивающихся с туфами и эффузивами, находящимися в подчиненном количестве. Завершаются отложения свиты эффузивами.

Вулканогенно-осадочные породы, соответствующие большекитатской свите, развиты и в бассейне р. Золотого Китата. Впервые в этом районе отложения среднего кембрия были установлены Ю. П. Казакевич в 1939 г. В 1957 г. Г. Ф. Горелов выделил большекитатскую свиту, которая по фауне трилобитов соответствует майскому ярусу среднего кембрия. Стратотипом этой свиты является разрез по р. Золотому Китату у пос. Бол. Китат. Здесь, по данным Г. Ф. Горелова (1959 г.), на отложениях ленского яруса (усинская свита) несогласно залегают базальные конгломераты и грубозернистые песчаники. В гальках конгломератов известняки с археоциатами, порфириты и туфы. Мощность этого горизонта 11 *м*. Выше залегают красноцветные песчаники, гравелиты, известняки и сланцы с прослоями конгломератов общей мощностью до 140 *м*. Известняки и песчаники местами переполнены фауной трилобитов и брахиопод: *Orloviella* aff. *elandensis* Jegor., *O. sivovi* sp. nov., *Koldiniella gorelovi* Ivsh., (sp. nov.), *Solenopleura elgensis* N. Tchern., *Acrocephalites* sp., *Forchhammeria* ex gr. *singularis* N. Tchern., *Aldanaspis* sp., *Prohedinia* sp., *Hypagnostus brevifrons* (Ang.), *Acrotreta* sp.

Выше залегают лавобрекчии порфиритов с галькой известняка и сланцев, полимиктовые песчаники и известняково-глинистые сланцы мощностью 155 *м*. Полная мощность свиты (с учетом задернованной части) достигает 900 *м*.

По р. Единису отложения майского яруса трансгрессивно залегают на археоциатовых известняках ленского яруса и имеют эффузивно-осадочный состав. На правом склоне р. Единиса (в 8 *км* от устья) вскрыты серые известняки с трилобитами: *Aldanaspis* sp., *Acrocephalites* sp., *Orloviella edensis* Fedjanina (sp. nov.), *Corynexochus macrophtalmus* Lerm., *Peronopsis* ex gr. *quadrata* Wgärd.

http://jurassic.ru/

В районе р. Мурюка среди аналогичных отложений найдены трилобиты: *Anomocare* ex gr. *laeve* Ang., *Prohedinia solida* Polet., *Acrocephalites weberi* Lerm., *A. allachjunensis* Lerm., *Rasumovskya* sp. Фауна эта, собранная Г. Ф. Гореловым и изученная Н. К. Ившиным, О. К. Полетаевой и Е. Ф. Федяниной, имеет майский возраст. Трилобитовый комплекс позволяет сопоставить их с зоной Paradoxides forchhammeri международной шкалы.

Таким образом, возраст большекитатской осадочно-вулканогенной свиты устанавливается в пределах поздней половины среднего кембрия.

## ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ И НИЗЫ ОРДОВИКА

**Известняково-терригенная (китатская) свита.** В составе этой свиты преобладают известняково-сланцевые породы. Она состоит из разнообразных глинистых, кремнисто-глинистых, известняково-глинистых и кремнистых сланцев, среди которых наблюдаются яшмы; в значительном количестве развиты различные песчаники и граувакки.

Встреченные здесь пласты конгломератов изменены и рассланцованы. В гальке их наблюдаются порфириты, порфиры и их туфы, разнообразные сланцы и известняки; цементом служит кварц, карбонаты, хлорит и туфовый материал. Известняки данной свиты имеют серый или темно-серый цвет. Обычно они значительно мраморизованы, местами превращены в типичные мраморы. Кроме массивных и слоистых разностей, встречаются конгломератовидные известняки.

Свита широко распространена в северо-западной части Кузнецкого Алатау. По данным А. А. Зенковой, сводный разрез китатской свиты в бассейне р. Кожуха представляется в следующем виде: в нижних частях ее залегают конгломераты, содержащие обильные гальки известняков и порфиритов среднего кембрия; конгломераты переслаиваются с крупнозернистыми песчаниками темных оттенков. Выше залегают песчаники и сланцы, содержащие частые линзообразные пачки известняков, встречаются оолитовые известняки. В верхней части свиты преобладают глинистые отложения. Наблюдаются переходы к мергелям и песчаникам. Окраска пород различная: темно-серая, зеленая и темно-бордовая.

Указанные породы Кожуховского разреза содержат богатую фауну, подробный список которой приведен в работе А. А. Зенковой. В верхней половине свиты имеются формы, характерные для тремадока, в нижней части свиты встречены кембрийские и ордовикские формы.

По данным Л. В. Алабина (1959 г.), разрез верхнего кембрия и частично тремадока в верхнем течении р. Золотого Китата представлен в следующем виде (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Серые песчаники с прослоями известняка . . . . . | 30 *м* |
| Песчано-глинистые и известковистые сланцы серого цвета с прослоями известняка с брахиоподами и трилобитами верхнего кембрия. Среди трилобитов Н. К. Ившиным определены: *Promegalaspides* aff. *pelturae* Westergard, *Agnostus* (s. str.) sp. и др. Л. Г. Конаревой определены брахиоподы *Huenella* sp., *Billingsella* cf. *coloradoensis* (Schumard) . . . . . | 26 „ |
| Конгломераты с галькой кварцитов, порфиритов, известняков, сцементированных песчано-глинистым и известковистым материалом . . . . . | 6 „ |
| Обломочные известняки, сцементированные карбонатным материалом . . | 8 „ |
| Чередование песчано-глинистых и известковистых сланцев с маломощными прослоями известняков. В сланцах и мергелях собраны трилобиты верхнего кембрия; они определены Н. К. Ившиным как *Pseudagnostus* ex gr. *simplex* Lerm., *Promegalaspides pelturae* Westergard, *Agnostus* (s. str.) sp. | |

Стратиграфически выше описанных пород залегают песчано-глинистые сланцы и мергели зеленоватого цвета. В этих сланцах и мерге-

http://jurassic.ru/

лях по левым притокам р. Золотой Китат (в 8 *км* ниже устья р. Мурюка) были собраны трилобиты тремадокского возраста. З. Е. Петрунина определила отсюда представителей родов *Macropyge* Stubblefield, *Acrocephalina* Troeds., *Paraceratopyge* Polet., *Agnostus* Brong.

Мощность нерасчлененного верхнего кембрия (известняково-терригенной свиты серийной легенды) и тремадока по р. Золотому Китату определяется в 800 *м*.

Фауна китатской свиты проявляет теснейшее родство с фауной западноевропейской провинции в особенности с фауной Euloma — Niobe. На основании данного комплекса форм, в который входят как позднекембрийские, так и формы, характерные для начала ордовика, А. А. Зенкова определяет возраст известняково-терригенной толщи Кожуховского района как поздний кембрий — ранний ордовик.

Д. В. Никитин (1940 г.) расчленил эту свиту на верхнекембрийскую и ордовикскую и отметил, что при устье р. Бол. Силы в кремнисто-известковистых китатских сланцах им встречены брахиоподы и трилобиты. По определению А. Ф. Лесниковой, фауна эта по общему облику может быть отнесена к ордовику. В известняках, вскрытых по р. Золотому Китату, у поселка Новая Москва, К. В. Радугин обнаружил позднекембрийских трилобитов.

Хороший разрез осадочной толщи, близкий по составу к известняково-терригенной свите, известен по кл. Светлому, правому притоку р. Б. Растан, впадающему в р. Кию. Здесь наблюдается довольно четкий переход от вулканогенных отложений большекитатской свиты к существенно карбонатным отложениям известняково-терригенной (китатской) свиты. Углового несогласия между указанными свитами не отмечено. В низах осадочной толщи лежат зеленые глинистые сланцы и аргиллиты с прослоями кремнистых сланцев и туфов. Вверх по разрезу они сменяются светло-серыми грубослоистыми, а затем тонкоплитчатыми известняками и известковистой брекчией. Их перекрывает довольно мощная (около 400 *м*) пачка темно-серых плотных тонкоплитчатых известняков, в которых найдены водоросли, предварительно определенные как *Osagia* sp. Выше залегают темно-серые плотные слоистые, нередко окремненные известняки, а завершают разрез серые мятые известняки с водорослями.

В северо-западной части Кузнецкого Алатау (рр. Золотой Китат, Кожух, Улумунда) давно известна известняково-терригенная свита (500 *м*), установленная Д. В. Никитиным (1940 г.). О. К. Полетаева (1945 г.) выделила в ней отложения верхов верхнего кембрия и тремадокские отложения. С поправками Н. К. Ившина (1959 г.) можно считать, что вся нижняя половина этой свиты относится к верхнему кембрию: это зеленоватые и серые аргиллиты, песчаники и конгломераты с отдельными пластами серых и розовых известняков.

Н. К. Ившин (1960 г.) приводит список фауны из нижней части этой свиты: *Lotagnostus trisectus* var. *kouzneskiensis* Kasakevitch, *Lotagnostus* sp., *Agnostus hedini* Troeds., *Pseudagnostus* aff. *simplex* Lerm., *Peltura radugini* Ivshin, *Acerocare tullbergiformis* Ivshin., *Eurycare speranskii* Ivshin, *Acrocephalina laevigata* Ivshin, *Dikelosephalus longispinus* Ivshin, *Harpidurus zenkovae* Ivshin, *Leptoplastus kitatus* Ivshin, *Niobella khalfini* Ivshin, *Parabolinella sibirica* Kasakevitch, *Promegalaspides* aff. *pelturae* Westergard, *P. gorelovi* Ivshin, *P. elegantulus* Ivshin, *P. magnus* Ivshin, *Tomiaspis alatauensis* Ivshin.

В известняках этой свиты имеются *Batchatiella kitatensis* Polet., *Salairaspis kouzneskiensis* Polet., *Bellaspis laevigatus* Ivshin, *King-*

http://jurassic.ru/

*stonia globosa* Sivov. Это шидертинский ярус верхнего кембрия ($Cm_3^3$) — нижняя его часть (зона Peltura, Lotagnostus).

Средняя часть разреза известняково-терригенной свиты содержит, по Н. К. Ившину (1960), *Acrocephalina armata* Troeds., *Euloma* aff. *primordiale* Westergard, *Euloma* sp., *Haniwa* aff. *ambolti* Troeds., *Onchonotellus cinctus* Lerm. — это самые верхи $Cm_3^3$ (аналоги толсточихинской свиты Салаира) — слои, переходные к тремадокскому ярусу ордовика.

Выше согласно лежат отложения абатского горизонта нижнего тремадока с *Harpides, Paraceratopyge, Apatokephalus, Macropyge.*

Аналогом отложений известняково-терригенной свиты в Горной Шории является пестроцветная пачка глинистых сланцев и алевролитов, выделенная там под названием казской свиты. В ней найдена позднекембрийская фауна *Triarthroides cyclas* Raym., *Paraolenus papilionaceus* Lerm., *Pesaia* sp., *Harpides* sp., *Illaenurus* sp.

## *ГОРНАЯ ШОРИЯ*

Горная Шория, являющаяся южным продолжением Кузнецкого Алатау, сложена интенсивно дислоцированными, существенно кембрийскими отложениями. Значительный метаморфизм этих пород, обычно лишенных хорошо сохранившейся фауны и флоры, затрудняет изучение стратиграфии региона. Именно здесь, в пределах Горной Шории (по р. Мрас-су и другим), К. В. Радугин (1936 г.) выработал свою сложную стратиграфическую схему с большим количеством докембрийских и кембрийских стратиграфических формаций, разделенных между собой тектоно-денудационными перерывами.

Дальнейшие исследования Горной Шории (А. С. Калугин, В. М. Сенников, А. Л. Додин, Ю. Г. Щербаков, А. Г. Поспелов, В. И. Фоминский и другие) показали, что для кембрия Горной Шории вполне пригодна та же стратиграфическая схема, что и для Кузнецкого Алатау.

### НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Нижнекембрийские отложения широко развиты в пределах Горной Шории и расчленяются на две свиты — кондомскую и усинскую. Они слагают значительные площади в бассейне верхнего течения р. Мрас-су и на водоразделе Мрас-су и Кондомы.

Следует отметить, что сибирская группа стратиграфических формаций К. В. Радугина (1936 г.), объединяющая его кабырзинскую, западносибирскую, саговую стратиграфические формации, относится теперь к синийскому комплексу. А. Н. Чураков (1932 г.) объединял все эти карбонатные формации в одну енисейскую протерозойскую свиту. Нижнекембрийские известняки с фауной археоциат местами непосредственно налегают на сибирскую группу формаций Горной Шории.

**Кондомская свита.** Кондомская свита сложена здесь хлорито-серицитовыми сланцами, порфиритами и кератофирами с отдельными прослоями мраморов. Широкое развитие таких сланцев наблюдается в зонах тектонических нарушений Ташелгинского и Таштагольского районов. В районе пос. Темир-Тау и по рр. Тазу и Шалыму описываемая свита сложена породами эффузивного комплекса, граувакковыми песчаниками, сланцами, конгломератами и брекчиями. Подобные отложения развиты и в бассейне р. Мрас-су.

Возраст отложений кондомской свиты определяется достаточно точно в более северном районе (Кузнецком Алатау), где по р. Таеж-

http://jurassic.ru/

ной (Саралинский район) видно, что они залегают на известняках бельсинской свиты. Описываемая вулканогенная толща перекрывается карбонатными отложениями усинской свиты, содержащими богатую фауну археоциат и трилобитов конца раннего кембрия (ленского яруса).

Мощность кондомской свиты в разных районах Горной Шории испытывает значительные колебания; максимальная мощность ее достигает 3500 *м*.

**Усинская свита.** Стратиграфически выше отложений кондомской свиты залегают палеонтологически охарактеризованные известняки и мраморы, содержащие обильные археоциаты, часто в тесном сочетании с водорослями. Эти отложения слагают значительные площади в Горной Шории. Лучшие разрезы их с фауной установлены по р. Мрас-су. В среднем течении р. Мрас-су (ниже порогов) они слагают крылья Ташелгинской антиклинальной складки и представлены темно- и светло-серыми известняками, местами брекчиевидного облика. В известняках встречаются линзовидные прослои (или дайки?) порфиритов и отдельные слои кремнистых сланцев.

Известняки и мраморы усинской свиты вскрыты также по рр. Майзасу (приток р. Томи) и Китензасу, где они слагают западное крыло Ташелгинской антиклинали. Интересный разрез этих известняков вскрыт на правом берегу р. Китензаса, в 2 *км* выше впадения ее в р. Мрас-су. Здесь в крутых обрывах обнажаются сильно давленные белые мраморы, содержащие отдельные вытянутые линзовидные и округлые включения темно-зеленых амфиболитов и диоритов. Среди массивных известняков встречаются брекчиевидные белые мраморы, содержащие гальки кремнистых пород. Наличие конгломератовидных известняков является характерным для этих слоев. Здесь найдены водоросли и археоциаты плохой сохранности.

Наиболее полно усинские отложения, охарактеризованные фауной археоциат, представлены в районе верхнего течения р. Мрас-су. По кл. Енису (правый приток Мрас-су вблизи р. Карчиты) видны два горизонта археоциатовых известняков. Нижний горизонт, состоящий из светло-серого, массивного, иногда брекчиевидного известняка с фауной археоциат, является непосредственным продолжением (по простиранию) карчитского археоциатового рифа. Известняки с этими археоциатами непосредственно залегают здесь на бельсинских водорослевых мраморах и доломитах.

Выше по р. Мрас-су усинские карбонатные толщи широко развиты в районе р. Погунджи. По этой реке обнажается серый брекчиевидный известняк, в котором встречаются редкие кубки археоциат. Фаунистически охарактеризованные карбонатные отложения района верхнего течения р. Мрас-су отнесены К. В. Радугиным к карчитской свите из верхов нижнего кембрия. Мощность этих отложений достигает 2000 *м*.

К усинской свите относится также толща известняков, вскрытых на левом берегу р. Мрас-су у пос. Челот. В этих известняках обнаружены археоциаты, определенные П. С. Краснопеевой как *Ajacicyathus amplus* (Vologd.), *Labyrinthomorpha tolli* Vologd. и др.

Выше устья р. Колзас (там же), по данным В. И. Фоминского, обломочные доломиты бельсинской свиты перекрываются битуминозными известняками, кварцитами, доломитами, брекчиями и кварцитовыми брекчиями усинской свиты. Брекчии здесь фосфатоносны, мощность их 250 *м*.

В устье р. Кычака В. И. Фоминским собраны и А. Г. Поспеловым определены: *Ethmophyllum* cf. *abakanense* Vologd., *Coscinocyathus*

http://jurassic.ru/

*mollis* Vologd., *Archaeolynthus* sp., *Dolium* sp., *Renalcis* cf. *seriata* Korde и др.

Ниже устья р. Базаса, на правобережье р. Мрас-су Л. Н. Репиной в 1958 г. в известняках усинской свиты были найдены и определены трилобиты: *Laminurus inornatus* Repina, *Erbia granulosa* Lerm., *Amectphalina* sp., *Pagetina persubtilis* Repina, *Proerbia torgaschinica* Repina, *Mrassina submissa* Repina.

В 1960 г. в этих же обнажениях Л. И. Егоровой были найдены трилобиты обручевского горизонта: *Edelsteinaspis ornata* Lerm., *Chondragraulos minussensis* Lerm., *Erbia sibirica* Lerm., *Kootenia* sp., *Kooteniella* sp., *Gephuraspis* sp., *Glabrella mrassina* Jegor.

По левому борту долины р. Мрас-су (от устья р. Кубансу до устья р. Мазаса) разрез усинской свиты следующий (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Брекчиевидный розовый известняк . . . . . | 10 *м* |
| Белые массивные известняки с эпифитонами и археоциатами, среди которых А. Г. Поспеловым определены: *Ajacicyathus* cf. *tomicus* (Vologd.), *Ajacicyathus* sp., *Orbicyathus talovkensis* Krasn., *Loculocyathus* sp., *Protopharetra* sp. и другие . . . . | 150 „ |
| Белые известняки . . . . . | 200 „ |
| Белые полосчатые известняки с прослоями розовых . . . . . | 250 „ |
| Известняки и глинистые сланцы. | |

В них по правому берегу р. Мрас-су, в 1,5 *км* ниже устья р. Мазаса Л. Н. Репиной в 1958 г. собраны и определены трилобиты, аналогичные описанным выше. В них также встречаются желваки фосфоритов. Эти известняки К. В. Радугин описал под названием мазасской свиты.

У устья р. Карбулука В. И. Фоминским собраны, а А. Г. Поспеловым определены археоциаты—*Ajacicyathus* cf. *suchiensis* Krasn., *Ajacicyathus* sp., *Coscinocyathus* cf. *spinosus* Vologd., *Loculocyathus* sp., *Orbicyathus* sp., *Ethmophyllum* cf. *kourense* Krasn.

На водоразделе рр. Колзас — Талзак (система р. Мрас-су) фациальные изменения выражаются в появлении в разрезе черных кварцитов, песчанистых известняков, туфо-песчаников и основных и средних эффузивов и туфов. По данным Е. С. Шинкаревой, в кл. Пьянковском усинская свита имеет следующий разрез:

| | |
|---|---|
| Белые известняки с археоциатами *Ajacicyathus* cf. *laevigatus* (Vologd.), *A.* cf. *tenuis* Vologd., *A. proskurijakovi* (Toll), *Coscinocyathus* cf. *cornucopius* Born., *Thalamocyathus* cf. *howelli* Vologd. . . . . | 200 *м* |
| Брекчиевидные известняки . . . . . | 10 „ |
| Известняки и глинистые сланцы с желваками фосфоритов (отсюда Л. Н. Репиной определены трилобиты *Bonnia* sp., *Adiaksis* sp., *Protypus* sp.) | 200 „ |
| Кремнистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями известняков и пропластками желваковых фосфоритов . . . . . | 200 „ |
| Слоистые известняки с тонкими прослоями пестроокрашенных мергелей, по простиранию замещающихся известковыми конгломератами и брекчиями с археоциатами раннего кембрия . . . . . | 150 „ |

Хороший разрез усинской свиты вскрыт по р. Камзасу (левый приток р. Мрас-су). Здесь наблюдается частое переслаивание темно-серых известняков, песчаников и глинистых сланцев; местами встречаются фосфориты.

Карбонатные отложения усинской свиты слагают также район Ташелгинской группы железорудных месторождений. Литологически эти отложения представлены там темно- и светло-серыми тонкослоистыми известняками, которые переслаиваются с светло-серыми и белыми

http://jurassic.ru/

мраморами. Среди известняков, вскрытых вблизи пос. Ташелги на р. Мрас-су, обнаружена фауна археоциат.

По данным К. В. Радугина, в верховьях р. Мазаса (левый приток р. Мрас-су) залегает мощная (не менее 1 *км*) карбонатная толща, состоящая из белых, розоватых известняков и водорослевых доломитов (мазасская свита); в основании их залегает базальный конгломерат. В известняках собрана фауна археоциат; А. Г. Вологдиным определены отсюда *Tercyathus vermiculathus* Vologd., *Spirocyathus* sp. и другие. Выше лежат канымские (мундыбашские) эффузивы ($Cm_2^1$).

По р. Мрас-су, у впадения р. Заслонки, на мазасских известняках залегает толща среднекембрийских конгломератов, состоящих из галек белого мрамора и зеленых порфиритов, сцементированных известковистым и туфовым материалом. Наблюдаются выходы порфиритов, содержащих гальки белых мраморов. В конгломератах А. Л. Додиным найдены археоциаты плохой сохранности.

Те же карбонатные отложения широко распространены в бассейне р. Кондомы. На р. Амзасе (приток р. Кондомы) они описаны К. В. Радугиным под наименованием березовской свиты. Здесь развиты, главным образом, белые известняки с археоциатами: *Erbocyathus heterovallum* Vologd., *Ajacicyathus clarus* (Vologd.). Мощность толщи известняков этого района около 100 *м*.

## СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

**Мундыбашская (канымская) свита.** Стратиграфически выше карбонатно-сланцевой усинской свиты залегает зеленокаменная туфо-порфиритовая мундыбашская свита. Она состоит из покровов эффузивных пород, их туфов и туффитов. Встречаемые здесь пласты сланцев, граувакк, песчаников и известняков местами почти теряются среди массы пирокластических образований, но местами имеют значительное развитие.

Эта свита широко распространена в пределах Горной Шории, причем, в различных частях этой горной страны наблюдаются фациальные изменения ее. Кроме основных эффузивов в ней встречаются и кислые разности (кератофиры и прочие). Вероятно, сюда относится ряд свит К. В. Радугина, который выделял в Горной Шории самостоятельные эффузивно-вулканогенные стратиграфические формации: мунжинскую, усть-анзасскую, узасскую и другие.

В Мунжинском районе эта вулканогенная толща характеризуется преобладанием диабазовых порфиритов. Наряду с последними имеются песчаники и брекчии, состоящие из того же эффузивного материала, глинистые сланцы, известняки и кварциты. Для всех пород характерен грязно-зеленый тон окраски, обусловленный значительной примесью хлорита.

К этой же эффузивно-осадочной толще, по всей вероятности, относится усть-анзасская свита «верхнего протерозоя» К. В. Радугина. В районе пос. Усть-Анзас (система р. Мрас-су) обнажаются зеленокаменные амигдалофиры, диабазовые порфириты, сланцы, песчаники и конгломераты. Мощность этой толщи достигает здесь 1,5 *км* *. В районе р. Узаса на известняках с фауной усинских археоциат залегает толща пироксеновых порфиритов видимой мощностью до 500 *м*.

* Некоторые геологи считают, что разрезы, приведенные выше для Мунжинского и Усть-Анзасского районов относятся не к канымской, а к кондомской свите (*Ред.*)



http://jurassic.ru/

В правобережье р. Мрас-су выше впадения р. Сосновки, вскрыта эффузивно-осадочная толща, сложенная перемежающимися пачками голубовато-серых песчаников, темно-серых кремнистых сланцев и порфиритов.

В бассейне р. Кондомы, по р. Мундыбаш, а также близ рудника Темир-Тау и г. Таштагола широко развиты зеленовато-серые и лиловобурые плагиоклазовые и пироксеновые порфириты, порфиры, миндалефиры и их туфы. Эти эффузивы залегают стратиграфически выше фаунистически охарактеризованных усинских известняков. По данным К. В. Радугина, мундыбашская эффузивная толща залегает несогласно на археоциатовых известняках мазасской свиты. Мощность этой эффузивной толщи около 3 *км*.

В прослоях известняков, залегающих среди эффузивной толщи Мундыбашского района, найдены обильные среднекембрийские трилобиты. Среди последних определены: *Olenoides* (?) sp. и *Agraulos* sp.

Отложения большекитатской свиты ($Cm_2^2$) в пределах Горной Шории пока не установлены.

## ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

Верхний кембрий Горной Шории хорошо доказан палеонтологически. Окаменелости его изучены А. Г. Сивовым, Н. К. Ившиным, О. К. Полетаевой; геология — К. В. Радугиным. Это один из немногих районов достаточно полного развития верхнего кембрия в Западной Сибири.

Верхний кембрий Горной Шории представлен осадочными морскими породами. Доказанный верхний кембрий известен в районах ж. д. станции Амзас, по р. Амзасу; по р. Кондоме у пос. Суховского, в системе р. Мрас-су, по р. Большой Унзас и в других пунктах.

К. В. Радугиным здесь были найдены трилобиты, предварительно определенные им как верхнекембрийские. Среди них наблюдались формы, похожие на формы из толсточихинской свиты верхнего кембрия горы Орлиной (Салаир).

Последующее изучение этих трилобитов, найденных у ст. Амзас, проведенное А. Г. Сивовым (1955) показало наличие здесь следующих видов: *Pseudagnostus cyclopyge* (Tull.), *Agnostus pisiformis* Linn., *Kingstonia globosa* Sivov, *K. paichinensis* Sivov, *Hanivella primaeva* Sivov, *Schoriella schorica* Sivov, *Chuangiopsis sibirica* (Sivov), *Ch. batiaeformis* (Sivov), *Ch. speciosa* (Sivov), *Kazellina amsassiensis* (Sivov), *K. gigantea* Sivov, *K. tarta* Sivov, *Neoacrocephalites togensis* Sivov, *Talbotina* sp., *Maladiopsis* sp., *Dolgaiella* sp., *Emsurina* sp., *Acidaspides* sp., *Pesaia* sp., *Batchatiella schoriensis* Polet., *Subacrocephalus schoriensis* Polet., *S. amsassensis* Polet. Позже здесь была обнаружена и другая фауна верхнего кембрия.

А. Г. Сивов (1955) среди этих отложений выделил две подсвиты: верхнюю — с перечисленными выше видами трилобитов он отнес к вновь выделенному горношорскому ярусу ($Cm_3^2$), а нижнюю («дисковую») подсвиту — к нижнему салаирскому ($Cm_3^1$) ярусу верхнего кембрия, вопреки указаниям Е. В. Лермонтовой, которая рассматривала породы салаирской свиты на Салаире как верхи среднего кембрия*. В последнее время Н. К. Ившин установил здесь по двум видам (*Schoriella sulcata* Ivshin, *Promegalaspides* sp.) и самые верхи верхнего кембрия ($Cm_3^3$).

* На среднекембрийский возраст салаирской свиты (зона Lejopyge laevigata) указывал и Н. К. Ившин в 1959 г. (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

Стратиграфическая колонка верхнего кембрия (по К. В. Радугину) представлена на рис. 14. В стратотипическом разрезе по левому берегу р. Амзаса (приток р. Мундыбаша), где эти отложения залегают под базальными конгломератами ордовика, мощность верхнего кембрия превышает 500 *м*.

В состав горношорской свиты одноименного яруса ($Cm_3^2$) входят зеленоватые и красноватые сланцы, красноватый известняк с членами криноидей и красноцветные отложения, состоящие существенно из красных сланцев, косослоистых кварцевых песчаников и красноцветных конгломератов, а также пачка пород существенно карбонатного состава, представленная белым известняком с прослойками зеленоватого сланца.

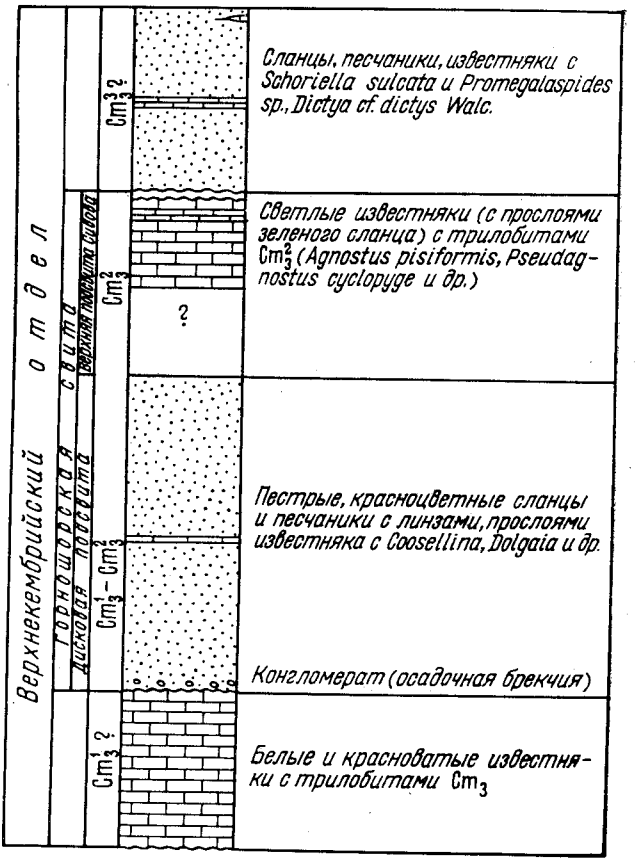



Рис. 14. Стратиграфическая колонка $Cm_3$ Горной Шории (составил К. В. Радугин)

Указанная выше фауна трилобитов горношорской свиты (с редкими брахиоподами) происходит именно из этой карбонатной пачки. К «салаирскому ярусу» ($Cm_3^1$), по А. Г. Сивову, относятся слои «дисковой подсвиты» с *Coosellina, Homagnostus, Orloviella, Eorthis*, а также (по Н. К. Ившину) с *Koldinia schoriensis* Ivshin, *Dolgaia* W. et R., *Orlovia* Walc. et Ress., *Orloviaspis truncata* Ivshin, *O. cyclofrons* Ivshin, *Anomocephalops gornoschorum* Ivshin. Хотя приведенные виды в большинстве своем новые, возраст свиты определяется (по Н. К. Ившину) примерно как середина $Cm_3$.

Конгломерат из низов верхнего кембрия обнажается на правом берегу р. Амзаса в 400 *м* выше рч. Н. Таинзы. В состав гальки конгломерата входят сероватые, белые и красноватые, часто мелкооолитовые известняки с высокоорганизованными археоциатами и строматопорами санаштыкгольского комплекса. Кроме того, имеются довольно обильные обломки полевошпатовых и пироксеновых порфиритов кембрия и их туфов, миндалефира, черного сланца, силицилита и мрамора (вероятно из синия) и, наконец, красной яшмы, жильного кварца (с зональной гематитизацией и с халцедоном по периферии) и др.

От нижнеордовикских (тремадокских) отложений верхний кембрий также отделен базальным конгломератом.

По Н. К. Ившину (1959 г.), на р. Амзас, притоку р. Мундыбаша, на осадочно-эффузивных отложениях нижнего кембрия (с археоциа-



http://jurassic.ru/

тами) несогласно залегает горношорская свита К. В. Радугина (1936 г.). Нижняя подсвита ее (аналог кульбичской свиты Горного Алтая) представлена красноцветными конгломератами и песчаниками с пластами темно-серых известняков (всего 220 *м*). В верхах этой подсвиты фауна с *Coosella* sp., *Butsia (Butsiaspis) gornoschorum* Ivshin, *Koldinia schoriensis* Ivshin, *Orloviaspis truncatus* Ivshin, *O. semicyclofrons* Ivshin. Это верхи $Cm_3^1$.

Выше с перерывом лежит собственно горношорская свита (286 *м*) из мощных пачек известняков, алевролитов и мелкозернистых зеленовато-серых темных песчаников с фауной *Bollaspis sibiricus* Ivshin, *B. billingsiformis* Ivshin, *Batchatiella lata* Ivshin, *B. schoriensis* Polet., *Richardsonella amzassensis* Ivshin, *R. megalophthalmus* Ivshin, *Schoriella schorica* Sivov, *Chuangiopsis sibiricus* Sivov, *Ch. batiaeformis* Sivov, *Ch. togensis* (Sivov), *Emsurina* sp., *Eoacidaspis* sp., *Kazellina amsassiensis* (Sivov), *K. tarta* Sivov, *Kingstonia gibbosa* Lerm., *K. globosa* Sivov, *K. kasachstanica* Ivshin, *Kobayashaspis kobajashi* Ivshin, *K. elegantula* Ivshin, *K. contenta* Ivshin, *Neoacrocephalites togensis* Sivov, *N. tuberculatus* Ivshin, *Pseudagnostus* aff. *absoletus* Lerm., *Salairaspis amzassensis* Polet., *Subacrocephalus schoriensis* Polet., *Quadrinurus schoricus* Ivshin, *Terranurus laevissimus* Ivshin, *T. quadratus* Ivshin, *Walcoturus walcotti* Ivshin. Это нижняя половина $Cm_3^3$ Н. К. Ившина — горношорский горизонт. В самых верхах этой свиты в сланцах, песчаниках и известняках известна фауна *Schoriella culcata, Promegalaspides* sp., *Dictya* cf. *dictys* Walc. Выше несогласно лежат базальные конгломераты амзасской свиты верхнего ордовика ($O_3$), местами (р. Таинза) — песчано-сланцевая алгаинская свита тремадока ($O_1^t$). В прослоях верхнекембрийских известняков из красноцветных песчано-глинистых отложений обнаружены оолитоподобные образования (возможно, водоросли). В тех же отложениях известны косая слоистость, свидетельствующая о мелководности, а также следы волнения и трещины усыхания. Следует, наконец, подчеркнуть кварцевый, нередко почти мономинеральный состав песчаников.

В других районах Горной Шории верхний кембрий палеонтологически не охарактеризован. В бассейне рр. Большой, Шалыма, Каза, может быть, Б. Таза и других наблюдаются типичные для верхнего кембрия Горной Шории кварциты, но там имеются и зеленоцветные, видимо, более глубоководные глинистые отложения.

Для верхнего кембрия в Амзасском районе характерны широтные складки с крутопадающими крыльями; они разбиты поперечными, а по краям обрезаны продольными дизъюнктивами. Метаморфизм пород слабый. Магматизм в верхнем кембрии не установлен.

### *ГОРНЫЙ АЛТАЙ*

Кембрийские отложения широко распространены в северо-восточной части Горного Алтая, главным образом в Катунском антиклинории (включая сюда и Бийский выступ). Менее значительно предположительно кембрийские образования развиты в южной, юго-восточной и северо-западной частях Горного Алтая, в частности, в Белухинском антиклинории, вероятно, в Теректинском горсте и в Ануйско-Чуйском синклинории (рис. 15).

Фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения были впервые установлены на Алтае в 1919—1923 гг. А. М. Кузьминым (А. Г. Вологдин, 1932 г.), затем в 1925—1926 гг. И. П. Комаровым по

http://jurassic.ru/

р. Сарасе, где им были собраны, а А. Г. Вологдиным описаны археоциаты, и в 1927—1928 гг. В. П. Нехорошевым по р. Ак-Соусканде. Геологическое строение этих участков в то время было почти не изучено. В 1930 г. К. В. Радугин, А. М. Ненахов и Л. Н. Краевская выделили большие поля предположительно кембрийских карбонатных и эффузивно-осадочных отложений по право- и левобережью р. Катуни. Фауны в них не было обнаружено. Позже, в 1935—1948 гг., площади этих отложений были значительно увеличены, главным образом в северо-восточной части Горного Алтая, Б. Ф. Сперанским, Ю. А. Кузнецовым, В. А. Кузнецовым, М. К. Винкман, С. Ф. Дубинкиным, А. А. Зенковой,

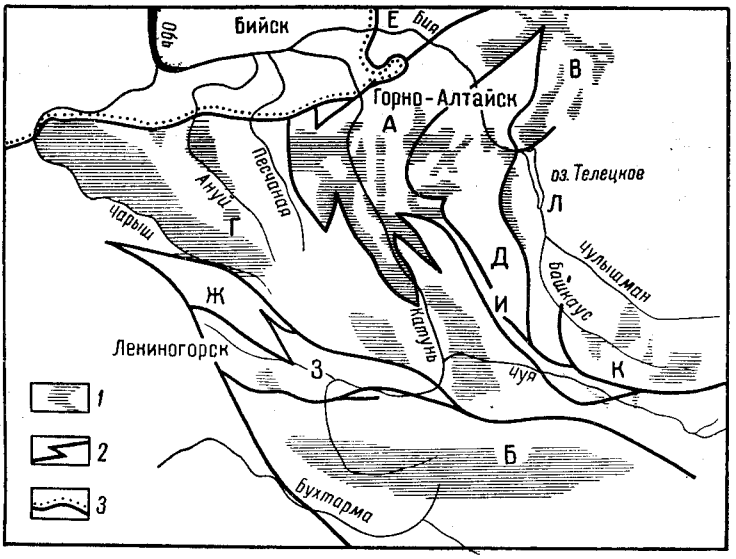



Рис. 15. Схема распространения отложений кембрийской системы в Горном Алтае (по М. К. Винкман)

*1* — площади преимущественного развития отложений кембрийской системы; *2* — главнейшие тектонические структуры (антиклинории: А — Катунский, Б — Белухинский, В — Горноншорский; синклинории: Г — Ануйско-Чуйский, Д — Уйменско-Лебедской, Е — Ненинско-Чумышский, Ж — Коргонский; горсты: З — Теректинский, И — Кадринский, К — Западно-Саянский, Л — Телецкий); *3* — фас Алтая

Г. А. Кургановым, А. Ф. Белоусовым, К. Д. Нешумаевой, З. П. Потаповой. В 1940 г. А. А. Зенкова в бассейне р. Сара-Кокши выявила среднекембрийские (?) отложения с фауной; археоциаты были изучены П. С. Краснопеевой, а трилобиты О. К. Полетаевой. В 1941 г. К. В. Радугиным была опубликована интересная работа по сопоставлению кембрия Алтая (у с. Чемал) и Горной Шории. В 1946 г. М. К. Винкман и Л. Н. Краевская, а затем О. К. Полетаева, найдя фауну трилобитов и археоциат нижнего кембрия по р. Катуни в устье р. Сёмы (в опорном разрезе древнейших отложений Алтая), обосновали стратиграфию кембрийских эффузивно-осадочных и карбонатных отложений.

Позже изучение кембрия Алтая сделало возможным составление палеонтологически обоснованной стратиграфической схемы. В этом направлении было много сделано геологами К. Д. Нешумаевой (1959 г.), А. Ф. Белоусовым (1960 г.), М. К. Винкман (1948, 1959 гг.), В. М. Сенниковым (1960 г.), В. В. Студеникиным (1960 г.) и палеонтологами О. К. Полетаевой, П. С. Краснопеевой, Л. И. Егоровой и

http://jurassic.ru/

С. В. Чернышевой. В последние годы эту работу продолжили в северной половине Горного Алтая А. И. Алюсов (1959 г.), М. Ф. Романенко (1960 г.), А. Б. Гинцингер (1959, 1961 гг.). Работающие в южной части Горного Алтая геологи М. Б. Шарковский (1959 г.), Ю. С. Перфильев (1959 г.), Ю. Б. Алешко (1959 г.), М. Н. Ланда (1959 г.), В. К. Дмитриева, Е. С. Левицкий (1959 г.), К. Л. Волчкович (1960 г.), В. И. Тихонов (1958 г.), И. Ф. Пожариский (1960 г.) и другие уверенно выделили кембрийские отложения только в 1958—1959 г., после сопоставления синхронных отложений на юге и на севере Алтая. До этого времени метаморфизованные существенно терригенные и в небольшом количестве эффузивные образования в Белухинском антиклинории, Теректинском горсте и Ануйско-Чуйском синклинории относились к ордовику.

Кембрийские отложения, охватывающие нижний, средний и верхний отделы этой системы, представлены эффузивно-туфовыми образованиями, а также разнообразными осадочными породами. В разрезах северо-восточной части Горного Алтая все отделы кембрийской системы охарактеризованы фауной трилобитов, археоциат, брахиопод. Весь комплекс этих отложений распадается на ряд четко обособляющихся свит и подсвит (рис. 16).

## НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Наиболее древняя из кембрийских свит в легенде для Алтайской серии карт названа манжерокской, и условно отнесена к синию — нижнему кембрию. Залегает она с несогласием на породах баратальской серии синийского комплекса и также несогласно (не везде) перекрывается каянчинской серией с фауной второй половины раннего кембрия. Развита она в пределах Катунского антиклинория и частично в Теректинском горсте.

**Манжерокская свита** представлена подводными излияниями базальтовых порфиритов. Свита в преобладающей массе состоит из зеленокаменных диабазовых порфиритов, авгитовых порфиритов, редко кератофиров. Эффузивные образования чередуются с туфогенными породами и осадочными отложениями. Породы свиты испытали значительный региональный метаморфизм и интенсивно рассланцованы. Мощность свиты на севере Катунского антиклинория (по данным М. К. Винкман) около 2000 *м*, на юге Катунского антиклинория (по А. Ф. Белоусову) — 3800 *м*, на востоке этого антиклинория (по В. М. Сенникову) 2500—3000 *м*.

В пределах Катунского антиклинория она делится на две подсвиты с изменчивыми мощностями. Хорошие разрезы ее представлены по р. Катуни у дд. Манжерок, Чепош и Еланда. В нижней подсвите наряду с лавовыми породами подводных излияний развиты песчаники, туффиты, сланцы, известняки, доломиты. В верхней подсвите преобладают миндалекаменные диабазовые и пироксеновые порфириты, спилиты и их пирокласты. Местами в самых верхах подсвиты появляются сланцы, известняки, доломиты.

Органическими остатками манжерокская свита бедна, что затрудняет определение ее возраста; имеющиеся в ней водоросли не изучены. Ее возраст устанавливается стратиграфическим положением; с отложениями баратальской серии породы манжерокской свиты в Катунском антиклинории тесно пространственно ассоциируют, участвуют совместно в напряженной линейной складчатости, испытали почти равный метаморфизм. Вместе с тем между отложениями этих двух свит местами был перерыв. Существуют местные перерывы и в кровле отло-

http://jurassic.ru/

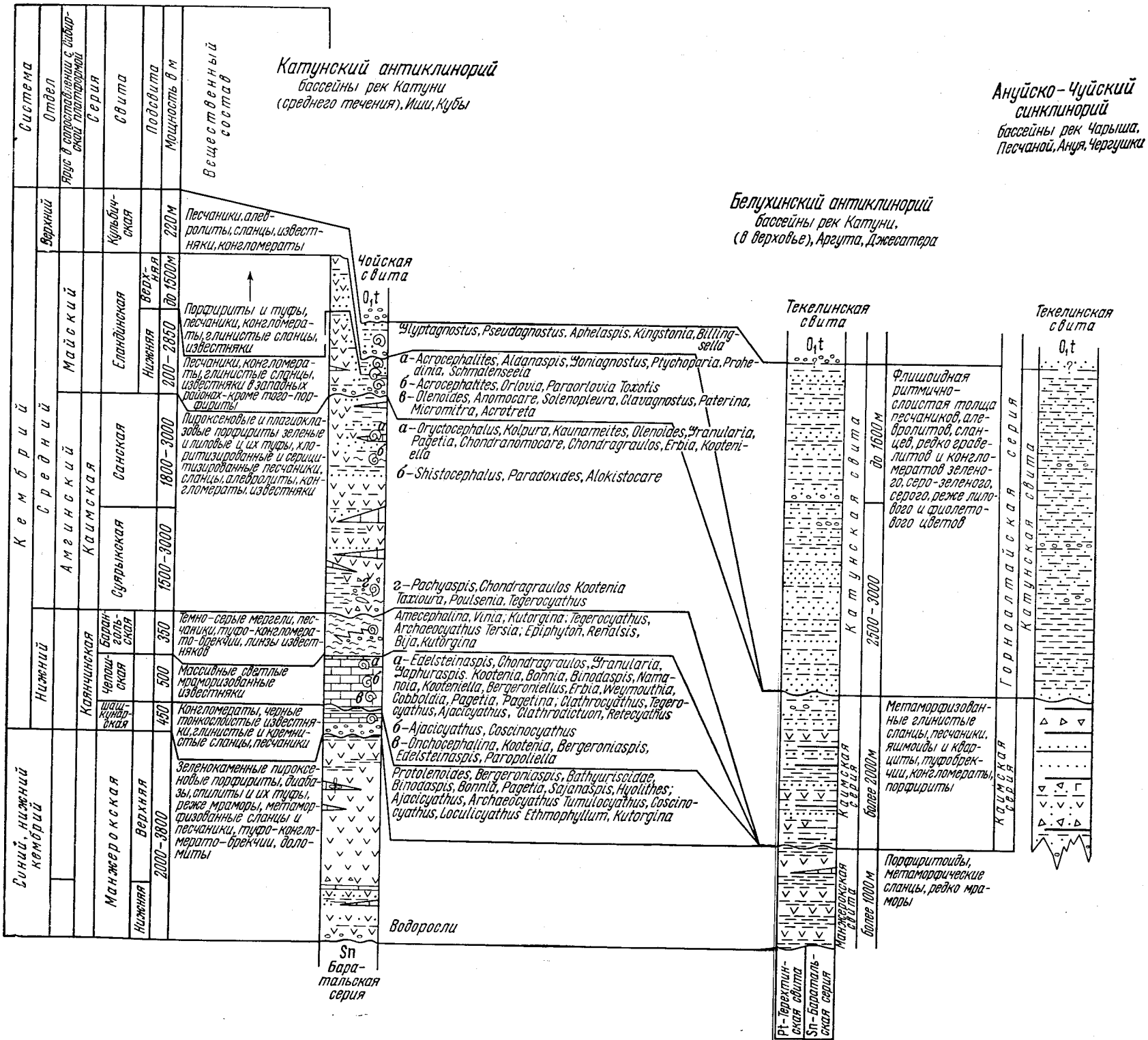



Рис. 16. Схема сопоставления разрезов кембрийских отложений Горного Алтая (составила М. К. Винкман)

http://jurassic.ru/

жений манжерокской свиты (перед накоплением осадков каянчинской серии).

Возможно к манжерокской свите относятся отложения центральной части Горного Алтая на юге Теректинского горста (см. рис. 16)— по рч. Черной, описанные в 1955 г. Е. С. Левицким и другими под названием чернореченской свиты. В состав их входят темно-серые с шелковистым блеском, интенсивно плойчатые филлиты (в низах), зеленокаменные эффузивы и туфы основного и среднего состава, реже лавы кислого состава, которым подчинены песчаники, туфопесчаники, линзы кварцитов. Мощность свиты более 1000 *м*. По мнению Е. С. Левицкого, эти отложения лежат с перерывом и угловым несогласием на протерозойских кристаллических сланцах и несогласно перекрываются эффузивно-осадочной толщей, условно отнесенной к среднему кембрию.

**Каянчинская свита,** относящаяся к верхней половине нижнего кембрия, представлена терригенно-карбонатными породами. В основании ее преобладают терригенные осадки (при ведущей роли грубокластических), в средней части доминируют известняки: как массивные рифогенные, так и тонкослоистые, загрязненные пелитовым и песчанистым материалом. В верхах свиты известняки и мергели содержат тонкие сланцеватые прослои, которые в нижнем течении р. Катуни (в контактовых ореолах гранитоидов) превращены в дистеновые гнейсы.

Отличительной чертой рассматриваемой свиты по сравнению со сходной по составу баратальской серией, относимой к синию, является резко пониженное содержание в ней кремнистых осадков. Кроме того, имеющиеся в каянчинской свите кварциты обычно метасоматического происхождения и залегают в виде тел неправильной формы, тогда как в баратальской серии преобладают кремнистые хемогенные осадки, переслоенные тонкими или мощными слоями карбонатных отложений.

Каянчинская свита впервые выделена по р. Каянче, левому притоку р. Катуни, но хороший разрез ее с фауной установлен позже по р. Катуни близ устья р. Семы. По данным М. К. Винкман и А. Б. Гинцингера (1959 г.), она делится на три подсвиты (снизу): шашкунарскую, чепошскую и барангольскую. Несмотря на небольшие мощности, эти подсвиты имеют широкое площадное распространение в Горном Алтае. По р. Катуни, выше устья р. Семы, разрез свиты (снизу вверх) следующий:

Шашкунарская подсвита несогласно залегает на породах манжерокской свиты и местами баратальской. В основании ее лежат базальные конгломераты с хорошо окатанной и плохо сортированной галькой мраморизованных известняков, доломитов, кварцитов, конгломератов, диабазов, черных углеродистых филлитизированных сланцев, пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов, спилитов, кератофиров, хлоритизированных сланцев и песчаников, диорит-порфиритов, габбро-диабазов, пироксенитов. Цемент конгломератов большей частью известковистый, в отдельных слоях полимиктовый и граувакковый. Мощность этого горизонта достигает 260 *м*.

Выше залегают тонкослоистые (слои толщиной 2—4 *см*), местами косослоистые серые пелитоморфные и песчанистые известняки, мергели и кое-где в низах подсвиты темно-серые, почти черные известковистые песчаники и сланцы. В самом основании пачки тонкослоистых известняков собраны археоциаты, трилобиты и водоросли. По предварительным определениям Л. Н. Репиной трилобиты представлены родами *Serrodiscus, Calodiscus, Bergeroniellus* и др.

Породы, вскрытые на р. Б. Ише (правый приток р. Катуни) ниже рч. Шиловки, в тектоническом клине, являются аналогами шашкунарской подсвиты (Винкман, 1959 г.). Они представлены пачкой черных

http://jurassic.ru/

глинистых сланцев, в верхах тонко переслаивающихся (слои 2—5 *см*) с черными мергелями и известняками серого цвета. Прослои мергелей содержат фауну трилобитов, брахиопод, гиолитов и единичные экземпляры остракод и гастропод. Н. П. Суворовой и О. К. Полетаевой определены трилобиты, характеризующие рассматриваемые слои каянчинской свиты как наиболее древние фаунистически охарактеризованные образования из известных в Горном Алтае. Здесь установлены: *Protolenoides peculiaris* Polet., *Bergeroniaspis* sp., *Palaeolenus* sp., *Palaeolenella artifexa* Rep., *Resimopsis ischinica* Polet., *Sajanaspis pokrovskaja* Rep., *Miomacca* sp., *Pagetia*? sp., *Jakutidae* sp., *Hyolithes* sp.

В разрезе по р. Ише, выше устья р. Шиловки, в отложениях этой подсвиты содержатся трилобиты (определения О. К. Полетаевой): *Serrodiscus pokrovskaja* Polet., *Calodiscus inflatus* Polet., (ex gr. *C. helenae* Walc.), *Conocoryphidae* sp. Прослои песчанистых известняков в отложениях, обнаженных ниже устья р. Шиловки, содержат небогатую фауну археоциат. П. С. Краснопеевой и С. В. Чернышевой определены из них *Ajacicyathus neoacutus* (Vologd.), *A.* cf. *uricus* (Vologd.), *Archaeolynthus* (?) *sibiricus* Toll, *Tumulocyathus* sp., *Coscinocyathus* cf. *bedfordi* Vol., *Loculocyathus tuberculatus* Vol., *Ethmophyllum* sp.; брахиоподы представлены *Kutorgina* sp.

Средняя мощность шашкунарской подсвиты в разрезе по р. Катуни у устья р. Семы 450 *м*.

Чепошская подсвита. На тонкослоистые карбонатные породы шашкунарской подсвиты ложатся, по данным А. Б. Гинцингера (1959 г.), несогласно массивные светло-серые и голубоватые мраморизованные известняки с фауной археоциат, водорослей и трилобитов. Мощность подсвиты по р. Катуни в устье р. Семы равна 500 *м*.

В низах чепошской подсвиты имеется фауна трилобитов, из которой Л. И. Егоровой предварительно определены *Onchocephalina* sp., *Kootenia* sp., *Bergeroniaspis* sp., *Edelsteinaspis ornata* Lerm., *Parapoliella* sp. и ряд новых форм.

Трилобиты из верхней части разреза чепошской подсвиты изучены Л. И. Егоровой и О. К. Полетаевой. Ими определены: *Edelsteinaspis ornata* Lerm., *E. gracilis* Lerm., *Chondragraulos minussensis* Lerm., *Granularia obrutchevi* Polet., *Gaphuraspis aperta* Jegor., *Bonnia* sp., *Binodaspis laboroisa* Jegor., *Namanoia* sp., *Kootenia magniformis* Jegor., *Bergeroniellus certus* Jegor., *Erbia granulosa* Lerm., *Weymouthia minor* Jegor., *Neocobboldia altaica* Polet., *Pagetia katunica* (Polet.), *Neopagetina infirma* Jegor.

По фауне трилобитов эти слои можно сопоставить со слоями еланского горизонта ленского яруса Восточной Сибири. Из этих же слоев П. С. Краснопеевой и С. В. Чернышевой определены археоциаты *Clathrocyathus fosseangulatus* Vologd., *Tegerocyathus abakanensis* (Vologd.), *T. edelsteini* (Vologd.), *Ajacicyathus immanis* (Vologd.), *A. arteintervallus* (Vologd.), *Clathrocyathus fosseangulatiformis* Tschern., *Retecyathus grandis* Tschern., *Clathrodictyon notabilis* Vologd.

Барангольская подсвита. В разрезе по р. Катуни выше чепошской подсвиты залегают породы верхов каянчинской свиты, выделенные в барангольскую подсвиту. Последняя состоит из слоистых мергелей темно-серого, почти черного цвета (мощность слоев по 5—10 *см*). На границах слоев мергелей видны очень тонкие (1—2 *мм*) пропластки песчанистых и алевритовых мергелей и известковистых сланцев. Местами породы имеют косую слоистость. В средней части подсвиты залегает двухметровый пласт конгломератов с граувакковыми и туфогенным цементом, а также гальками и обломками известняков, реже пор-

http://jurassic.ru/

фиритов, кварцитов, габбро-диабазов. Мергелистые породы в нижней половине разреза сменяются черными и серыми известняками, среди которых залегают неправильной формы скопления конгломерато-брекчий, в которых гальки и крупные обломки представлены преимущественно известняками, а цемент— песчанистый известково-граувакковый. Вблизи основания подсвиты под известняками залегают темно-серые мергели и известняковые конгломерато-брекчии. Характер налегания барангольской подсвиты на чепошскую до сих пор не выяснен. В известняках и обломках известняков из конгломерато-брекчий барангольской подсвиты собраны археоциаты, трилобиты и брахиоподы.

О. К. Полетаевой отсюда определены трилобиты — *Amecephalina* sp. и новая форма *Vinia altaica* gen. et sp. n., а Н. А. Аксариной — брахиопода *Kutorgina* B i l l. Из археоциат С. В. Чернышевой определены *Tegerocyathus* cf. *edelsteini* (V o l o g d.), *T. diploperforatum* (V o l o g d.), *Archaeocyathus* aff. *latus* V o l o g d., *Archaeocyathus* sp., *Tersia* cf. *nodosa* V o l o g d.; из них два вида — общих с археоциатами санаштыкгольского комплекса и два вида из обручевского комплекса.

В целом барангольская подсвита относится к самым верхам нижнего кембрия. Мощность подсвиты в разрезе по р. Катуни 300—350 *м*.

На мергели барангольской подсвиты в разрезе по р. Катуни ложатся туфо-конгломерато-брекчии и лавобрекчии каимской свиты среднего кембрия.

На крайнем северо-востоке Катунского антиклинория (в Бийской гриве), по рр. Бии и Ульменю, согласно данным В. В. Студеникина и А. И. Смирновой (1959 г.), каянчинская свита представлена терригенно-карбонатными породами, залегающими несогласно на манжерокской свите, и перекрытыми пестроцветными терригенными отложениями неясного возраста. Известняки содержат здесь фауну следующих археоциат: *Thalamocyathus (Cyclocyathus) polyseptatus* (V o l o g d.), *Th. howelli* (V o l o g d.), *Th. kuznetzovi* (V o l o g d.), *Ethmophyllum* sp., *E.* cf. *ratum* V o l o g d., *E.* cf. *obrutchevi* V o l o g d., *Syringnocnema* sp., *Erbocyathus ussovi* (V o l o g d.), *Densocyathus sanasohtycolensis* V o l o g d., *Ajacicyathus immanis* (V o l o g d.). Эти известняки сопоставляются с чепошской подсвитой. Вышележащая толща кремнисто-глинистых сланцев, песчаников, алевролитов, гравелитов мощностью около 1040 *м*, по М. К. Винкман, является аналогом барангольской подсвиты.

В области перехода Катунского антиклинория в Уйменско-Лебедской синклинорий разрез кембрийских отложений описан В. М. Сенниковым, Р. Ф. Колпаковой и В. П. Студеникиным (1960 г.), которые выделили их в 1959 г. под названием каимской свиты. Она и отнесена к среднему кембрию. Нижняя подсвита представлена зеленокаменными пироксеновыми, пироксен-плагиоклазовыми, амфибол-плагиоклазовыми порфиритами (часто миндалекаменными), вулканическими брекчиями, туфами, туффитами, местами спилитами, мощностью 1400—1500 *м*. А. Ф. Белоусов и В. М. Сенников (1960 г.), пересмотрев разрез «каимской свиты» этого района, отнесли его к нижнему кембрию и расчленили на сарызакскую и тырганскую свиты.

**Верхняя (тырганская) свита** характеризуется в этом районе резким преобладанием осадочных пород. Показателен в этом отношении разрез по рч. Ложа (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| На пироксеновых порфиритах согласно лежат туффиты, туфоконгломераты и агломераты . . . . . | 160 *м* |
| Чередующиеся полимиктовые, кварцевые и хлорито-известковистые песчаники средне- и грубозернистые зелено-серого, редко лилового цвета, туффиты и глинистые сланцы . . . . . | 280 „ |
| Кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, полимиктовые песчаники и тонкие прослои известняков . . . . . | 200 „ |

http://jurassic.ru/

Мелкозернистые полимиктовые песчаники зеленого цвета . . . . . 60 *м*
Известняки серые . . . . . 90 „
Ритмично-слоистые кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, туфогенные песчаники и гравелиты зеленого цвета, алевролиты бордового цвета . 200 „
Суммарная мощность свиты . . . . . 990 „

М. К. Винкман считает, что описанные породы по стратиграфическому положению сопоставимы с шашкунарской подсвитой. Появление в них большого количества грубокластического материала является вполне закономерным, так как по мере движения из Горного Алтая на северо-восток к району Горной Шории, где подобного типа породы (прииск Камзас, мрасская свита) охарактеризованы фауной *Bulaiaspis* sp., наблюдается погрубение гранулометрического состава обломочных пород.

Стратиграфически выше, по разрезу рч. Ложи, залегают мраморизованные известняки белого и серого цвета. Мощность их колеблется от 160 до 1000 *м* и равна в среднем 500—600 *м*.

В аналогичных (?) известняках рч. Тырган (системы р. Чемала—на северо-востоке Горного Алтая) С. В. Чернышевой установлены *Ajacicyathus patulus* (Vologd.), *A. grandis* (Vologd.), *A. speranskii* (Vologd.), сопоставляющиеся с археоциатами гавриловской свиты на Салаире. Верхнюю известняковую толщу бассейна рр. Ложи и Тыргана М. К. Винкман сопоставляет с чепошской подсвитой на р. Катуни. А. Ф. Белоусов и В. М. Сенников (1960 г.) включают эти известняки в состав выделенной ими тырганской свиты нижнего кембрия.

Нижний кембрий в Ануйско-Чуйском синклинории, в частности, в Талицкой антиклинали, точно не известен, но не исключена возможность, что сланцевые толщи маралихинской свиты могут быть нижнекембрийскими.

## СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Среднекембрийские отложения представлены каимской свитой ($Cm_2^1$) и вышележащей еландинской свитой ($Cm_2^2$).

**Каимская свита** широко развита (см. рис. 16) в Катунском антиклинории, кое-где встречается на юго-востоке Кадринского горста, в Белухинском антиклинории, в Теректинском горсте, а в 1956 г. была обнаружена и в Ануйско-Чуйском синклинории. Впервые отложения свиты были выделены по притокам рр. Устюбы и Каменки в Катунском антиклинории.

Фациальный профиль свиты чрезвычайно пестрый. В одних участках Катунского антиклинория происходила интенсивная эффузивная деятельность, в других — концентрировался кластический материал. Зоны распространения эффузивных излияний и отложений других фаций перемещались в пространстве и во времени. Неоднородность стратиграфических разрезов в разных частях Катунского антиклинория послужила основанием тому, что на ранних этапах изучения здесь выделялись две разновозрастные свиты (подсвиты): нижняя — каимская с резким преобладанием осадочных пород и верхняя — усть-семинская, с преобладанием в разрезе эффузивов (Винкман, 1948, Белоусов, 1954). Мощность свиты в разных частях Алтая колеблется от 2000 до 5000 *м*.

Каимская свита делится на две подсвиты. М. Ф. Романенко (1960) предлагает нижнюю назвать суярыкской, а верхнюю — чергинской. М. К. Винкман верхнюю подсвиту называет санской. Граница между подсвитами проводится условно по маркирующему пласту известняка; на юге и востоке Катунского антиклинория разрезы их несколько

http://jurassic.ru/

отличны, и граница между ними проводится по смене эффузивного комплекса туфо-терригенным. Породы подсвит интенсивно дислоцированы и метаморфизованы.

Из известняковой глыбы, залегающей в конгломератах суярыкской подсвиты, Е. В. Романенко собраны и определены трилобиты: *Taxioura sibirica* E. Romanenko, *T. altaica* E. Romanenko, *T.* cf. *magna* Resser, *Chondragraulos minussensis* Lerm., *Pachyaspis*? *valida* E. Romanenko, *Erbia inflata* E. Romanenko, *Kootenia* sp., *Bedlirella granosa* E. Romanenko.

По данным М. Ф. Романенко (1960 г.), этот своеобразный «впервые встреченный на территории Сибири комплекс трилобитов» сопоставляется с трилобитами зоны Ptarmigania северо-американского разреза среднего кембрия. Кроме трилобитов, здесь есть и археоциаты рода *Tegerocyathus*.

Разрез каимской свиты в Катунском антиклинории, составленный М. К. Винкман по р. Мыюте (правый приток р. Семы), показывает (в отличие от других разрезов) существенно эффузивный состав в нижней подсвите и терригенный — в верхней. Фауна в этих отложениях не обнаружена. Последовательность отложений следующая (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Туфоконгломераты, переслаивающиеся с мраморизованными известняками, порфиритами | 130 *м* |
| Пироксеновые и плагиоклазовые порфириты, спилиты с сопутствующими граувакковыми песчаниками (хлоритизированными, серо-зеленого цвета) и кремнистыми сланцами | 300 „ |
| Пачка осадочных мраморизованных пород, состоящая из перемежающихся глинистых хлоритизированных и серицитизированных сланцев зеленых, серых, лиловых тонов, местами кремнистых сланцев, маломощных линз известняков и тонких покровов порфиритов | 380 „ |
| Пироксеновые и плагиоклазовые порфириты, спилиты зеленой и серо-зеленой окраски, местами с туфоконгломератами, туфобрекчиями, лавобрекчиями, туфосланцами | 400—500 „ |
| Мраморизованные известняки (линзы) | до 100 „ |
| Пироксеновые и диабазовые порфириты, спилиты, сопровождаемые глинистыми серицитизированными и хлоритизированными сланцами зеленого и серо-зеленого цвета и кремнистыми сланцами | 325 „ |

Мощность вскрытой части нижней подсвиты (суярыкской) в разрезе по р. Мыюте равна 1535—1635 *м*.

Верхняя подсвита по р. Мыюте представлена хлоритизированными глинистыми сланцами и хлоритизированными граувакковыми и полимиктовыми песчаниками, кремнистыми сланцами и единичными пластами мраморизованных известняков. Мощность ее превышает 2000 *м*.

Санская подсвита описана по правому борту р. Катуни. О. К. Полетаевой в этих отложениях были обнаружены и определены среднекембрийские трилобиты — *Schistocephalus* sp., *Paradoxides* sp., *Alokistocare* sp. и другие, указывающие, что эти отложения занимают более высокое стратиграфическое положение, чем отложения суярыкской подсвиты. Полный разрез каимской свиты на этом участке неизвестен. Вскрытая часть разреза представляется в следующем виде (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Нижняя пачка пород представлена пироксеновыми порфиритами; возможно, что это верхи суярыкской подсвиты | 80 *м* |
| Выше лежат переслаивающиеся песчаники и туфопесчаники, алевролиты, конгломераты, известняки, имеются мергели черного цвета мощностью 2,5—3 *м*. Прослои известняков средней мощностью 2—3 *см*, достигают в одном случае 2 *м*. В этом слое собраны вышеперечисленные трилобиты | 60 „ |
| Туфопесчаники, туфобрекчии эффузивов основного состава и тонкие покровы порфиритов | около 40 „ |
| Пироксеновые порфириты | около 70 „ |

http://jurassic.ru/

| | |
|---|---|
| Туфопесчаники с пачкой переслаивающихся лиловых сланцев, туфопесчаников и миндалефиров | 50 *м* |
| Пироксеновые порфириты с прослоями туфопесчаников зелено-серого цвета | 200 *м* |
| Лавобрекчии пироксеновых порфиритов, переслаивающиеся с туфобрекчиями | 40 „ |

Породы вскрыты на 540 *м* и по дизъюнктивному контакту граничат с отложениями чепошской подсвиты.

По р. Ише (почти против слияния рр. Бол. и Мал. Иши), выше впадения р. Киски, на площади развития эффузивно-конгломератовых образований каимской свиты обнажаются зеленоватые песчаники с прослоями алевролитов и известняков (слои по 5—10 *см*) с богатой фауной трилобитов. Среди песчаников залегают биогермы известняков также с фауной трилобитов и брахиопод. Трилобиты, собранные из тонких прослоев известняков, по определению О. К. Полетаевой, представлены: *Oryctocephalus* sp., *Kolpura* sp., *Kounamkites* sp., *Olenoides* sp., *Granularia* sp., *Pagetia* sp., *Chondranomocare* sp., *Chandragraulos* sp., *Gaphuraspis* sp., *Erbia* sp., *Kooteniella* sp., *Shistocephalus* sp.

Весь комплекс трилобитов указывает на среднекембрийский возраст рассматриваемых отложений (это аналоги амгинского яруса Сибирской платформы) и сопоставим с трилобитами санской подсвиты каимской свиты.

А. Ф. Белоусовым (1957 г.) отмечалось, что в составе каимской свиты по р. Бийке, правому притоку р. Катуни, имеется тонкая линза известняков с фауной *Micmaccopsis* gen. nov., *Amecephalina* sp., *Kutorgina* sp., указывающей на принадлежность каимской свиты к самым верхам нижнего кембрия.

Как видно из выше приведенных списков фаун, нижняя суярыкская подсвита каимской свиты содержит формы, переходные от нижнего к среднему кембрию и среднекембрийские; в верхней — санской подсвите имеются только среднекембрийские трилобиты.

Отложения каимской свиты известны и в северо-западной части Алтая, по правым притокам р. Чарыша (рр. Березовка, Маралиха, Пустынка). Здесь они являются наиболее древними образованиями Талицкого антиклинория. Они представлены комплексом пестроцветных пород: преобладают тонкослоистые кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, преимущественно красноцветные, реже встречаются зеленые и серо-зеленые хлоритизированные песчаники, сланцы, филлиты, алевролиты, туфобрекчии, порфиритоиды по пироксеновым порфиритам, мраморизованные известняки (район дд. Молчанихи, Михайловки). Эти породы близки к породам каимской свиты бассейна р. Улуч-Черги (приток р. Семы), но менее похожи на отложения по правобережью р. Катунь в Катунском антиклинории. В обоих районах они залегают под кембро-ордовикскими отложениями горноалтайской серии. Под названием маралихинской свиты часть комплекса метаморфизованных сланцев Талицкого антиклинория С. Ф. Дубинкин отнес в 1945 г. к среднему кембрию.

На крайнем юго-востоке Ануйско-Чуйского синклинория в области сопряжения его с Западно-Саянским горстом отмечаются незначительные поля эффузивно-осадочного кембрия, которые могут сопоставляться с каимской свитой, а возможно, являются и более древними образованиями.

Аналоги каимской свиты в последние годы выявлены на территории Теректинского горста и Белухинского антиклинория. В первом районе они несогласно залегают на сильно метаморфизованных основных эффузивах и их туфах, сопоставляемых с манжерокской свитой, и по-

http://jurassic.ru/

крываются мощной флишоидной кембро-ордовикской толщей осадков. В Белухинском антиклинории (гора Белуха, Катунские Альпы) рассматриваемые отложения слагают ядро структуры, на крыльях которой лежит та же кембро-ордовикская толща флишоидных отложений горноалтайской серии. Каимская свита в этом районе представлена порфиритоидами, глинисто-кремнистыми сланцами, яшмоидами, метаморфическими сланцами и песчаниками.

**Еландинская свита,** залегающая с несогласием на каимской, а местами на манжерокской свите, в Катунском антиклинории развита незначительно. Она представлена преимущественно терригенными морскими и частично континентальными отложениями с отдельными пачками известняков и порфиритов.

В разрезе по рч. Еланде (приток р. Катуни), в центральной части Катунского антиклинория, свита представлена сравнительно слабо метаморфизованными известняками с фауной трилобитов и брахиопод, известковистыми песчаниками, загрязненными глинистым материалом, песчано-глинистыми сланцами серого и зеленовато-серого цвета, песчаниками пестроцветными. Мощность свиты около 300 *м*. По данным М. Ф. Романенко (1959 г.), еландинская свита по речкам В. и Н. Еландам перекрывается с резким угловым несогласием конгломератами, пестроцветными флишоидными песчаниками и сланцами, отнесенными им по литологии и стратиграфическому положению к кульбичской свите верхнего кембрия.

Комплекс трилобитов еландинской свиты состоит из местных форм, но несмотря на это, стратиграфическое положение фаунистических слоев устанавливается в довольно узких пределах — как самые верхние горизонты среднего кембрия. Они могут быть сопоставлены с верхней частью зоны Paradoxides forchhammeri (Л. И. Егорова, 1955 г.). На принадлежность свиты к верхам среднего кембрия указывают такие формы трилобитов, как *Acrocephalites elandensis* Jegor., *Orloviella primaeva* Lerm., *O. elandensis* Jegor., *Paraorlovia curta* Jegor., *P. procera* Jegor., *Toxotis? rarus* Jegor., *Peronopsis fallax* var. *similis* Jegor., *Inoyellaspis insolens* Jegor., *Metanomocare adversus* Jegor., *Catuniella digna* Jegor., *Elandaspis parva* Jegor., *Raduginella pura* Jegor. Здесь же встречены брахиоподы *Micromitra* sp., *Obolus* sp., *Acrothele* sp.

В северо-восточной части Катунского антиклинория выделяются сравнительно маломощные (400—450 *м*) толщи слабо метаморфизованных пород, которые по палеонтологическим данным сопоставимы с еландинской свитой. В разрезе по р. Бол. Ише, выше устья рч. Шиловки, еландинская свита залегает с несогласием на известняках с археоциатами. По К. Д. Нешумаевой разрез еландинской свиты здесь следующий (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Конгломераты с гальками известняков (с археоциатами) и порфиритов | 8 *м* |
| Известковистый песчаник | 1 „ |
| Гравелит с обломками кварца, порфиритов, известняка | 5 „ |
| Глинистый известняк серого цвета оолитового сложения | 1,2 „ |
| Желтовато-розоватый оолитовый известняк массивной текстуры | около 200 „ |
| Серый глинистый мелкоолитовый известняк с тонкими глинистыми прослойками (с трилобитами) | 3 „ |
| Пачка слоистых глинисто-мергелистых пород (слои по 3—5 *м*) темно-серого цвета. Обильная фауна трилобитов, брахиопод, гастропод | 70 „ |

Вышележащие отложения свиты размыты.

Из описанного разреза Л. И. Егоровой собраны и определены трилобиты — *Olenoides convexus* var. *altaica* Jegor., *Anomocare gravis*

http://jurassic.ru/

Jegor., *Solenopleura djainensis* Lerm., *Clavagnostus* sp., и брахиопод — *Paterina* sp., *Acrotreta* sp., *Micromitra* sp., а также другие формы верхов зоны Paradoxides forchhammeri.

Сходные отложения изучены А. А. Зенковой, С. Ф. Дубинкиным и К. Д. Нешумаевой в бассейнах рр. Сара-Кокша и Ынырга (левые притоки р. Бии). По данным О. К. Полетаевой, изучившей фауну трилобитов, эти отложения относятся к самым верхам среднего кембрия. Ведущими родами трилобитов здесь являются *Acrocephalites* и *Aldanaspis*.

К еландинской свите условно относится мощная толща фаунистически не охарактеризованных терригенных и эффузивных отложений, широко развитая на западе Катунского антиклинория в бассейне р. Черги, где она залегает на вышеописанном разрезе, условно отнесенном к каимской свите. По данным М. К. Винкман (1959 г.) А. Б. Гинцингера и В. В. Волкова, она делится там на две подсвиты: нижнюю изменчивой мощности (от 250 до 2850 *м*) и верхнюю (более 1500 *м*).

В разрезе нижней подсвиты по рч. Мухур-Черге (бассейн р. Семы) преобладающим распространением пользуются грубокластические породы. Суммарная мощность подсвиты в этом разрезе 2830—2850 *м*. В других разрезах в верхах подсвиты имеются маломощные покровы пироксеновых порфиритов.

Верхняя подсвита по левобережью р. Черги состоит из мощной толщи плагиоклазовых, реже пироксеновых порфиритов и их туфов, зеленой и лиловой окраски (не полностью прошедших зеленокаменное преобразование); в других разрезах — в бассейне р. Улус-Черги покровы порфиритов маломощные и чередуются с покровами кератофиров, залегая в основании свиты. Выше они сменяются граувакковыми песчаниками и туффитами, чередующимися с глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами.

Мощность верхней подсвиты до 1500 *м*.

## ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

**Кульбичская свита.** Фаунистически охарактеризованные верхнекембрийские отложения впервые для Горного Алтая были отмечены в северо-восточном Алтае в бассейне р. Иши, по рч. Кульбичу в Юзели (в пределах Катунского антиклинория). Разрез очень плохо обнажен. Основание свиты не вскрыто; перекрывают ее отложения среднего девона.

Сложена свита прибрежно-морскими осадками. Нижние слои кульбичской свиты состоят из слабо метаморфизованных глинистых и алевролитовых сланцев табачно-желтого цвета и оолитового известняка. Выше залегают красноцветные конгломераты и аркозовые песчаники с известковистым и железисто-известковистым цементом. В конгломератах имеется галька гранитоидов. Местами в свите увеличивается роль глинистых сланцев, а цвет их становится светло-серым и зеленовато-серым. Видимая мощность свиты около 220 *м*.

В приустьевой части р. Кульбича в свите собрана фауна трилобитов, из которой В. С. Семеновой и О. К. Полетаевой определены верхнекембрийские *Kingstonia* sp., *Dikelocephalus* sp., *Leiostegidae, Glyptagnostus* sp. По данным Н. К. Ившина (1959), кульбичская свита охватывает нижнюю часть верхнего кембрия, в частности, выделенные им салаирский ярус ($Cm_3^1$) и нижнюю часть куяндинского яруса ($Cm_3^2$). В разрезе свиты Н. К. Ившиным выделены горизонты: кульбичский — с *Olenus, Gliptagnostus, Clavagnostus,* ариничевский — с *Coosella, Marywillia, Crepicephalus* и христиновский — с *Aphelaspis*.

http://jurassic.ru/

В 1959 г. В. П. Студеникин на северо-востоке Катунского антиклинория (Бийский выступ), в левом борту р. Бии близ рч. Бава, впервые для этого района обнаружил известняково-терригенные отложения с фауной трилобитов верхнего кембрия (определения Е. В. Романенко): *Kingstonia* sp., *Aphelaspis* sp., *Crepicephalus* sp., *Orloviella* sp. Отложения эти по фауне относятся к кульбичской свите. Обнаженность района плохая. Подстилающими породами, судя по отдельным обнажениям, являются известняки нижнего кембрия. Кульбичская свита несогласно перекрывается терригенными породами, по литологии сопоставляющимися с чойской свитой тремадокского возраста.

В северо-западной, центральной и юго-восточной частях Горного Алтая (Ануйско-Чуйском синклинории, Белухинском антиклинории и Западно-Саянском горстовом выступе) широко развиты мощные немые флишоидные толщи терригенных отложений, именуемые на Алтае горноалтайской серией. До сих пор эти отложения условно относились к верхнему кембрию — ордовику. В последние годы горноалтайская серия разделена на две свиты, с условным отнесением нижней к верхнему кембрию и верхней к тремадоку. При этом нижняя свита, принятая в серийной легенде с названием катунская (Перфильев, 1959 г.), стратиграфически сопоставляется с кульбичской свитой, а верхняя — текелинская — рассматривается как возрастной аналог чойской свиты, охарактеризованной на северо-востоке Алтая фауной тремадока.

**Катунская свита** ($Cm_3$) мощностью около 3000 *м* представлена мелкозернистыми песчаниками с прослоями серых, зеленых и черных слайцев; **текелинская** ($O_1$) мощностью до 1600 *м* сложена часто переслаивающимися серыми, серо-зелеными, реже серо-лиловыми мелкозернистыми песчаниками, алевролито-глинистыми сланцами и филлитами. Некоторые исследователи Белухинского антиклинория на более восточных территориях его (Шарковский, Гостева, 1959; Дмитриева, Волочкович, Савосина, Шмидт, 1959) выделяют из нижней — катунской свиты горноалтайской серии три подсвиты (снизу вверх): первую (мощностью до 2500 *м*) — состоящую из серо-зеленых кварцево-полевошпатовых и полимиктовых песчаников, алевролитов, кое-где гравелитов, филлитов и хлоритизированных и филлитизированных сланцев; вторую (мощностью до 1500 *м*) — состоящую из серых известняков, алевролитов, редко гравелитов и серых, лилово-серых, зеленых филлитов и хлоритизированных и серицитизированных сланцев; третью (мощностью 1000—1700 *м*) — представленную пестроцветными и красноцветными алевролитами, сланцами, песчаниками, реже гравелитами.

Не исключена возможность, что третья (пестроцветная) подсвита, будет относиться уже к тремадокским отложениям и в этом случае должна входить в состав текелинской свиты горноалтайской серии. Несогласие между свитами горноалтайской серии выражено не отчетливо.

## *ОБЩАЯ СВОДКА*

На стратиграфической схеме (см. табл. 3) дано сопоставление разрезов кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области.

Под нижним кембрием здесь залегают свиты существенно карбонатно-кварцитового состава (кивдинская, баратальская, енисейская), относимые большинством геологов к синию, а некоторыми, как, например, К. В. Радугиным, к более раннему протерозою.

В синийское время на обширной территории западной части Алтае-Саянской области создались условия, благоприятные для отложения мощных карбонатных толщ разного состава: известняков, доломитов,

http://jurassic.ru/

местами с марганцем и фосфором. Только в Горном Алтае были отдельные очаги вулканической деятельности, за счет которых образовались основные эффузивы и их пирокласты. Синийские отложения не содержат фауны, но в них имеется масса водорослей, в том числе и *Newlandia*.

Разрезы низов нижнего кембрия на Алтае, Салаире, в Горной Шории и Кузнецком Алатау имеют более значительные фациальные отличия друг от друга, чем разрезы синия, но тем не менее некоторые свиты сохраняют отчетливое литологическое сходство.

К древнейшим образованиям нижнего кембрия с известной долей условности относят подводно-вулканогенные толщи преимущественно базальтовых лав. Осадочные породы здесь играют подчиненную роль и представлены конгломератами, песчаниками, сланцами, яшмами, кварцитами, известняками и доломитами. Археоциаты и трилобиты в них не найдены. Содержащиеся же в известняках водоросли сходны с синийскими. Основанием для отнесения этих вулканогенных образований к нижнему кембрию служит их залегание на синийских после перерыва, местами с угловым несогласием, и налегание на них пород с фауной ленского яруса (второй половины нижнего кембрия). Следовательно, подстилающая вулканогенная толща может отвечать по возрасту алданскому ярусу.

На Алтае вулканогенные образования низов нижнего кембрия (преимущественно порфириты) выделяются в манжерокскую свиту, в Горной Шории и Кузнецком Алатау — в кондомскую свиту. На Салаире в это время изливались спилито-кератофировые лавы, относящиеся к золотоуховской свите, основные лавы гурьевской и аламбаевской свит.

В начале второй половины раннекембрийской эпохи кембрия вулканическая деятельность стихает, вулканические постройки размываются и отлагаются фациально разнообразные, главным образом карбонатные и терригенные толщи: конгломераты, песчаники, черные глинистые и серые кремнистые сланцы, известняки, зачастую темные, плитчатые, хорошо слоистые. Кое-где изливаются основные и средние лавы.

Так формировались местами несогласно залегающая на нижележащих отложениях шашкунарская подсвита на Алтае, мрасская подсвита в Горной Шории и Кузнецком Алатау, нижняя часть гавриловской свиты на Салаире. В них встречаются трилобиты и археоциаты. В Горной Шории в мрасской подсвите залегают слои с *Bulaiaspis* sp. (р. Мрас-су у прииска Камзас), *Hebediscus* sp., *Palaeolenus* sp., *Neopagetina* sp., *Pagetia* sp., *Kootenia* sp., *Bagenovia* sp., *Cambridium* sp. (кл. Пьянковский) и археоциатами. На Алтае (район р. Катуни у устья р. Семы) породы шашкунарской подсвиты охарактеризованы *Bergeroniellus, Serrodiscus, Ladadiscus, Calodiscus, Edelsteinaspis*?, *Pagetia, Kootenia* и в других разрезах (р. Иша, вблизи устья р. Шиловки) — *Protolenoides, Resimopsis, Palaeolenus, Sajanaspis, Palaeolenella, Jakutidae, Bergeroniaspis, Serrodiscus, Calodiscus, Eodiscus, Ladadiscus, Conocoryphidae* и археоциатами.

На Салаире в нижней части гавриловской свиты найдены трилобиты *Eodiscus*?, пелециподы и *Palaeospongia*.

Насколько разнообразны фации рассмотренных свит нижней половины нижнего кембрия, настолько фациально однородны осадки верхней половины нижнего кембрия в тех же регионах. Это по преимуществу массивные рифогенные известняки чепошской подсвиты на Алтае, средней части гавриловской (листвянской) свиты на Салаире и средней подсвиты усинской свиты в Горной Шории и Кузнецком Алатау. На Алтае в чепошской подсвите имеется фауна археоциат, трилобитов,

http://jurassic.ru/

брахиопод, пелециpод. В низах ее встречены трилобиты *Parapoliella, Bergeroniaspis, Kootenia, Onchocephalina* и др. (р. Катунь в устье р. Семы), в средней подсвите усинской свиты Горной Шории — *Bonnia, Protypus, Adiaksis* совместно с археоциатами, а на 400 *м* стратиграфически выше, в том же разрезе по кл. Пьянковскому (Кайзасскому), притоку р. Мрас-су, — *Poliellina, Tungusella, Pagetia* совместно с археоциатами.

В верхней части массивных известняков чепошской подсвиты содержится фауна трилобитов и археоциат санаштыкгольского или обручевского комплексов. Светлые массивные известняки средней подсвиты гавриловской свиты охарактеризованы только археоциатами, комплекс которых А. Г. Поспелов (1959 г.) считает несколько более древним, чем комплекс археоциат усинской свиты Горной Шории*.

Разрез нижнего кембрия в Горном Алтае заканчивается карбонатно-мергелистой и брекчиево-конгломератовой барангольской подсвитой с археоциатами, новыми родами трилобитов и брахиоподами *Nisusia, Kutorgina, Matutella* (верхи каянчинской свиты). В Горной Шории и Кузнецком Алатау ей соответствует, по-видимому, ритмично слоистая верхняя подсвита усинской свиты. В Горной Шории и на Алтае указанные отложения содержат нижнекембрийские трилобиты и налегают на свиты, содержащие в верхах санаштыкгольскую фауну.

На Салаире, по представлениям В. Д. Фомичева, в это время был перерыв.

Начало среднего кембрия знаменуется новой вспышкой вулканической деятельности. В низах амгинского яруса обильны несогласно залегающие грубокластические образования; причем во многих местах в них содержатся раннекембрийские гальки гранитоидов (и габброидов). Интрузивные гранитоидные и габброидные тела раннекембрийского возраста известны в Горной Шории, Кузнецком Алатау, частью на Салаире.

В Горном Алтае средний кембрий начинается несогласно залегающей на более древних образованиях мощной каимской свитой эффузивно-осадочного состава. В нижней части свиты (суярыкская подсвита) М. В. Романенко в глыбах известняка из конгломератов найдены трилобиты (*Taxioura, Chondragraulos, Erbia, Pachyaspis, Kooteniella, Poulsenia, Beldirella*) и археоциаты (*Tegerocyathus*), сходные с формами из зоны Ptarmigania северо-американского разреза низов среднего кембрия. В верхней санской подсвите каимской свиты количество эффузивного материала заметно убывает. Фауна в мергелях и известняках, залегающих среди песчаников, сланцев и конгломератов санской подсвиты, указывает на амгинский ярус среднего кембрия. Эта фауна охарактеризована видами родов *Olenoides, Granularia, Chondranomocare, Oryctocephalus, Chondragraules, Schistocephalus, Paradoxides* и *Alokistocare*. Низам каимской свиты на Салаире (см. табл. 3 ) соответствует печеркинская свита с раннеамгинскими трилобитами; выше там залегает бачатская свита пестроцветных эффузивно-осадочных отложений с *Paradoxides* ex gr. *oelandicus* W e s t.

В Горной Шории сопоставляемая с бачатской мундыбашская (канымская) свита залегает также резко несогласно на нижележащих отложениях. Она терригенная с небольшим количеством эффузивов, с трилобитовой фауной амгинского яруса — *Paradoxides suboelandicus,*

* По И. Т. Журавлевой и К. Н. Конюшкову (1961 г.) это ранние представители археоциат камешковско-санаштыкгольского комплекса. Более молодые известняки с собственно санаштыкгольской фауной здесь почти всюду размыты и встречены лишь в гальках базальных конгломератов среднего кембрия (*Ред.*).



http://jurassic.ru/

*Dinesus, Schistocephalus, Chondraulos, Kounamkites, Peronopsis, Solenopleura, Chondranomocare, Erbia* и др.

В центральной части Кузнецкого Алатау и на его западном склоне среднекембрийские (амгинские) отложения представлены мундыбашской свитой, преимущественно вулканогенного кератофиро-порфиритового состава; на крайнем северо-востоке хребта имеются и туфо-терригенные осадки с фауной амгинских трилобитов.

Отложения майского яруса лежат несогласно, после тектоно-денудационного перерыва, на более древних отложениях. До отложений майского яруса внедрились интрузии гипербазитов и гранитоидов. Для отложений майского яруса характерны эффузивные, терригенные и местами известняковые толщи с фауной трилобитов зоны Paradoxides forchhammeri. На Алтае сюда относятся карбонатно-терригенные отложения еландинской свиты; в Кузнецком Алатау — туфо-терригенно-известняковая большекитатская свита; на Салаире — орлиногорская свита. На Салаире в разрезах орлиногорской свиты широко развиты, кроме терригенных пород, основные и средней основности эффузивы и их туфы. Как было установлено В. А. Асташкиным и О. К. Полетаевой (1961 г.), низы майского яруса на Салаире у г. Гурьевска (по кл. Каменному броду) содержат фауну с *Hypagnostus* sp., *Goniagnostus* sp., *Clavagnostus* sp., *Diplagnostus* sp., *Gentropleura oriens* Tscherп., *Ptychagnostus*(?) sp., *Ptychoparia* sp., *Orlovia*(?) sp., *Acrocephalites* sp. На горе Орлиной (восточнее г. Гурьевска) известна фауна и из наиболее молодых отложений майского яруса (зона Lejopyge laevigata). Сводный список фауны орлиногорской свиты приведен в очерке по Салаиру.

Перерыв и несогласие местами отделяют отложения майского яруса от верхнекембрийских. В мелководных бассейнах этой эпохи, при наличии островов, формировались терригенные, местами грубообломочные осадки, кое-где с линзами известняков, и только слабая вулканическая деятельность (в основном туфы) продолжалась на Салаире. Разрез $Cm_3$ отличается на Салаире большой полнотой. Здесь отлагались породы ариничевской свиты, отвечающей нижней половине верхнего кембрия (салаирскому и нижней половине куяндинского яруса). Отложения этих ярусов Н. К. Ившиным (1959 г.) разделены по трилобитам на горизонты: наиболее древний — кульбичский с *Acrocephalites, Glyptagnostus, Agnostus pisiformis* Linn., выше — ариничевский с *Crepicephalus, Tricrepicephalus* и христиновский — с *Aphelaspis, Protopeltura, Raashella, Acrocephalaspis*. Отложения ариничевской свиты заканчиваются кокуйским горизонтом с *Irvingella*. Затем на Салаире следует перерыв в осадконакоплении и возможна фаза складчатости, имевшая место в начале шидертинского века ($Cm_3^3$). Во второй половине этого века отложились известняки толсточихинской свиты с богатой фауной.

В северо-восточной части Горного Алтая к верхнему кембрию относится фаунистически охарактеризованная кульбичская свита малой мощности, в отдельных выходах которой Н. К. Ившин (1959 г.) нашел фауну кульбичского, ариничевского и христиновского горизонтов. Кроме того, большие площади Горного Алтая заняты мощными флишоидными породами, объединяемыми в нерасчлененную катунскую свиту (нижнюю из горноалтайской серии). К верхнему кембрию она относится по общим стратиграфическим данным.

В Горной Шории к верхнему кембрию относится несогласно залегающая на нижележащих отложениях горношорская свита К. В. Радугина (известняково-терригенная в серийных легендах); она терригенная внизу, пестроцветная и терригенно-карбонатная в верхней части.

http://jurassic.ru/

В нижней терригенной толще содержится фауна ариничевского горизонта (начало позднего кембрия); в верхней терригенно-карбонатной — фауна низов шидертинского яруса.

В Кузнецком Алатау несогласно залегающая пестроцветная терригенная, с прослоями известняков, китатская свита охватывает только шидертинский ярус верхнего кембрия. В начале и середине позднего кембрия в Кузнецком Алатау существовали континентальные условия; мелководный бассейн с фауной Euloma-Niobe трансгрессировал только в конце позднего кембрия.

В тремадоке почти во всех рассмотренных регионах условия были близки с позднекембрийскими; тремадокские породы содержат фауну и почти всюду (кроме Кузнецкого Алатау) ложатся на верхнекембрийские с перерывом.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

### *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

О силуре (готландий) Западной Сибири писали еще в середине прошлого века Э. И. Эйхвальд, П. Чихачев, Г. Е. Щуровский, Г. Гельмерсен. Наличие собственно ордовика было установлено только в 20-х годах текущего века. В это время ордовикские окаменелости были открыты на Салаире (В. Н. Вебер, по сборам П. И. Бутова и В. И. Яворского), на Алтае — в бассейне р. Лебедь, в Горной Шории и в Кузнецком Алатау (В. Н. Вебер, по сборам Д. В. Никитина). В настоящее время в значительной мере уже изучена биостратиграфия и палеонтология ордовика Западной Сибири (главным образом трилобиты, менее граптолиты, брахиоподы и другие группы).

Изучением ордовика Салаира, кроме указанных выше лиц, занимались К. В. Радугин, Б. Ф. Сперанский, А. М. Кузьмин, А. А. Зенкова, М. П. Нагорский, Г. И. Кириченко, Н. Л. Бубличенко, А. Г. Вологдин и А. А. Предтеченский, В. Д. Фомичев и др. В Кузнецком Алатау и Горной Шории работали Д. В. Никитин, О. К. Полетаева, К. В. Радугин, А. Л. Додин, А. Г. Поспелов, Г. Ф. Горелов и др. По Алтаю известны работы В. П. Нехорошева, Б. Ф. Сперанского, М. К. Винкман, А. Б. Гинцингера и многих других. Фауны ордовика Западной Сибири изучали М. П. Ломовицкая, Л. Г. Севергина, Н. Н. Демурова, С. К. Черепнина, Е. С. Федянина, В. С. Семенова, П. С. Дзюбо, А. М. Обут и др.

Объем отложений ордовика в Западной Сибири не везде достаточно выявлен. Это вызвано тем, что здесь еще фаунистически не доказан ашгиллий и недостаточно изучены окаменелости из пограничных слоев. Что касается нижней границы ордовика, то тут дело обстоит лучше. В связи с определениями тремадокских и верхнекембрийских фаун на Салаире и в Горной Шории из употребления геологов Алтая исчез термин «кембро-силур». Только в северо-западной части Кузнецкого Алатау остаются недостаточно изученными горизонты, близкие по возрасту к слоям «Euloma—Niobe», для которых не вполне ясно, относятся ли они к кембрию или к ордовику (китатская свита). Н. К. Ившин (1960 г.) недавно уточнил положение этой границы. Тремадокские фауны в Горном Алтае установлены в чойской свите — из пограничных (Cm—O) отложений, представленных мощной терригенной горноалтайской серией, обычно лишенной фауны.

Что касается такого подразделения, как «верхний кембрий—тремадок», то этот термин отражает не столько трудности расчленения или состояние изученности ордовика в том или ином районе Горного Алтая, сколько свидетельствует о недоучете важных тектонических событий на



http://jurassic.ru/

границе кембрия и ордовика. В связи с последними верхний кембрий в Западной Сибири почти не сохранился; его находки после открытий 1924—1925 гг. все еще единичны *.

Разрез ордовика в Западной Сибири достаточно полный: здесь известны отложения всех его отделов и ярусов. Что касается объема и границ его подразделений (особенно ярусов), то в связи с возведением ордовика в ранг системы и с введением новых его отделов ($O_1$, $O_2$ и $O_3$) эти вопросы с настоящее время только поставлены и разрешены лишь в первом приближении. Поэтому в схеме корреляции границы отделов и ярусов довольно приближенны.

В настоящем томе принято следующее подразделение ордовикских отложений Западной Сибири: нижний ордовик ($O_1$) в составе двух ярусов — тремадокского и аренигского; средний ордовик ($O_2$) — лландейльский ярус и верхний ордовик ($O_3$) — в сосатве карадокского яруса ** и ашгиллия. Корреляция этих общепринятых стратиграфических единиц с местными дана в табл. 6. Слои «Euloma—Niobe» отнесены к ордовику (верхняя часть китатской свиты) и частью к верхнему кембрию (нижняя часть китатской свиты — без Niobe, по Н. К. Ившину).

### *КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ*

Ордовик Кузнецкого Алатау уже давно обоснован палеонтологически: начиная со времени определения В. Н. Вебером (1923 г.) трилобитов «нижнего силура», собранных Д. В. Никитиным по р. Золотому Китату. Он известен лишь в северной части Кузнецкого Алатау (в системе рр. Золотого Китата, Кожуха и Тайдона) и установлен главным образом по исследованиям Д. В. Никитина, А. С. Егорова, П. С. Краснопеевой, Ю. П. Казакевич, О. К. Полетаевой, А. А. Зенковой, А. Л. Додина, Г. Ф. Горелова и др.

Это отложения с большой долей участия прибрежных осадков. Если учесть, что к востоку и северо-востоку от Кузнецкого Алатау ордовикских отложений нет вплоть до Сибирской платформы, то можно думать, что здесь они отвечают краевой зоне бассейна каледонской геосинклинали.

Ордовик в Кузнецком Алатау представлен отложениями тремадока (китатская свита, верхняя ее часть) и менее широко — отложениями более молодых ярусов (кожуховская свита $O_1t$—$O_2$).

В бассейне р. Золотого Китата к ордовику были отнесены К. В. Радугиным розовые, темно- и светло-серые, нередко оолитовые с песчинками кварца известняки по кл. Мышкину (р. Таловка), в бассейне р. Золотого Китата (с фауной гастропод, трилобитов, брахиопод и криноидей), а также зеленые и фиолетовые филлитовидные сланцы с прослойками известняка. Кроме того, самые низы ордовика (тремадок, слои «Euloma—Niobe») в тесной связи с верхним кембрием были изучены в 1937 г. А. А. Зенковой в Кожуховском районе северной части Кузнецкого Алатау. Они представлены конгломератами, зеленоватыми и красноватыми слюдистыми песчаниками, аргиллитами, зеленоватыми и красноватыми глинистыми сланцами и пестрыми известняками и были выделены ею под названием «аргиллитовой» **(китатской)** свиты.

Среди этих отложений установлены: базальный горизонт с *Euloma*

* Теперь установлено, например, на Салаире, что фации верхнекембрийских отложений разнообразны (эффузивно-серригенные, карбонатные и др.), а поэтому площади развития их дальнейшими исследованиями несомненно будут расширены (*Ред.*).

** В последнее время карадок предлагается расчленять на нижний и верхний, причем нижний относить к среднему ордовику. В Западной Сибири такого расчленения еще не проведено (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

sp., *Solenopleura cincta* (L e r m.), *Shpilecephalites* sp. nov. (р. Улуманда); цератопигиевый горизонт с *Ceratopyge* sp., *Niobe* sp. и *Dikelocephalidae* (второй правый приток р. Улумонды выше горы Абат) и апатокефаловый горизонт с брахиоподами, цистоидеями, криноидеями и формами, близкими к *Apatokephalites* (рч. Ател). По сборам Д. В. Никитина с р. Золотого Китата в аналогичных отложениях В. Н. Вебер установил наличие *Euloma* и *Ceratopyge*. Выше залегают песчаники, сланцы и известняки кожуховской свиты с *Megalaspis, Ceratopyge, Ampyx obtusatus* M o b., брахиоподами и гастроподами. Верхний ордовик представлен конгломератами, алевролитами и известняками (изасская свита) с *Cheirurus* и *Cybele*.

Для ордовика северной части Кузнецкого Алатау характерна повышенная известковистость осадков и обилие в них типичной морской фауны (обычно трилобитовой, реже смешанной — с участием брахиопод, гастропод и цистоидей). Отложения характеризуются частой сменой слоев различного состава и окраски, нередко с тонкой косой слоистостью. Господствуют мелко- и тонкозернистые отложения. Интересно, что мощность отложений невелика. В целом ордовик из северной части Кузнецкого Алатау весьма близок фациально к тремадоку Горной Шории.

Метаморфизм этих отложений слабый и выражен в рассланцовке пород (с превращением аргиллитов в глинистые и известково-глинистые сланцы); при уменьшении степени рассланцовки сланцы переходят в аргиллиты.

В последние годы К. В. Радугиным и А. Г. Сивовым (по брахиоподам, найденным Г. М. Еханиным) ордовик установлен в Саралинском районе Кузнецкого Алатау (на границе с Красноярским краем). Район впадин сложен здесь в основном девонскими эффузивами и кластическими отложениями, но на западе, у контакта их с главстанской свитой черных мраморов верхнего протерозоя(?) из-под девона обнажаются зеленоватые аргиллитоподобные глинистые отложения, зеленовато-серые песчаники и конгломераты с весьма обильной галькой светлых известняков, доломитов, яшм и других пород кембрия. В них найдены трилобиты, брахиоподы и кораллы, по предварительным заключениям, повидимому, относящиеся к верхней части ордовика. По Т. Н. Алиховой (1958 г.), в этой изасской эффузивно-осадочной свите (1000—1200 *м*) встречены *Cybele* sp. и *Cheirurus* sp. низов верхнего ордовика.

Отложения ордовика здесь лежат параллельно или почти параллельно девонским, без следов проявления каледонских складчатых движений.

Геологами ВСЕГЕИ в 1954 г. к ордовику отнесены серпентинитовые конгломераты, расположенные к северу и северо-западу от Саралинского рудника. Возраст их, во всяком случае, не моложе ордовика.

В 1945 г. О. К. Полетаева расчленила разрез китатской свиты и изучила найденных в ней трилобитов. Верхнюю половину этой свиты она отнесла к тремадоку, нижнюю — к верхнему кембрию ($Cm_3^3$). Н. К. Ившин (1960 г.) показал, что тут может быть проведена отчетливая граница между этими двумя системами *.

### *ГОРНАЯ ШОРИЯ*

Ордовик Горной Шории хорошо обоснован палеонтологически (основная роль в его изучении принадлежит К. В. Радугину и другим). Ордовикские отложения представлены морскими фациями (прибрежной

* По Г. Ф. Горелову, китатская свита несогласно залегает на тайдонской; отношение кожуховской свиты к китатской точно не установлено (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

и неритовой), образовавшимися в краевой зоне геосинклинали; породы имеют некоторые общие черты с ордовиком Салаира, бассейна р. Лебедь (Алтай) и северной части Кузнецкого Алатау.

В настоящее время ордовик известен в следующих районах Горной Шории: в бассейне р. Амзаса (здесь находятся стратотипы амзасской и алгаинской свит); в бассейне р. Б. Таза; в бассейне р. Шимзас, притока р. Большой; по р. Большой, близ прииска Викторьевского; в бассейне р. Каза; по р. Кондоме у пос. Суховского и др.

Разрез ордовика Горной Шории начинается базальным конгломератом **алгаинской свиты,** залегающим в основании отложений тремадокского яруса (табл. 4). Конгломерат широко развит в указанных выше районах. Синхронные(?) конгломераты есть и по северной оконечности Кузнецкого Алатау и, видимо, на Салаире и Алтае. Таким образом, трансгрессия ордовикского моря в Западной Сибири знаменует начало нового этапа ее геологической истории.

Таблица 4

**Схема стратиграфии ордовика Горной Шории**

| Система | Отделы | Свиты | Подсвиты и толща | Состав |
|---|---|---|---|---|
| Ордовикская | $O_3$ | Амзасская | Известняки (150 *м*)<br>Мергелистые сланцы (500 *м*)<br>Конгломераты (270 *м*) | Черные и зеленовато-серые глинистые сланцы, известняки, песчаники и конгломераты с богатой фауной кораллов (*Calapoecia* и др.), брахиопод (*Orthocea* и др.), мшанок и губок |
| | $O_2$ | | Отложения отсутствуют | |
| | $O_1$ | Алгаинская | Толща песчаников и сланцев (300—400 *м*) | Зеленоватые песчаники и глинистые сланцы с брахиоподами и трилобитами. Известняки с *Maja, Promegalaspides, Parabolinella argentinensis* |
| | | | Толща конгломератов (70—150 *м*) | Конгломераты и песчаники с галькой кембрийских интрузивных пород |

Конгломераты (вместе с прослоями песчаников) выделяются здесь в нижнюю толщу или подсвиту алгаинской свиты, мощностью 70—150 *м*. В состав их галек входят прежде всего породы кембрийских интрузий (различные гранитоиды, габбро-диабазы и габбро-диориты, микродиориты, сиениты, сиенит-порфиры, кварцевые порфиры, альбитит-порфиры), мраморы кембрия, измененные кембрийские пироксеново-плагиоклазовые порфириты и их производные и др. Кроме того, в гальках представлены лиловый и белый ленточный фельзит, розовый и белый кварцевый порфир, зеленоватый миндалефир, лабрадоровый порфирит, конгломерат, аркозовый песчаник, красный сланец и песчаник, жильный кварц, сургучная яшма, черные мраморы и силицилиты.

В некоторых горизонтах конгломератов возрастает количество галек кембрийских известняков, в других они почти отсутствуют. Вообще конгломераты как по составу, так и по мощности весьма изменчивы. Диаметр галек местами достигает 0,4 *м*; степень окатанности их — хорошая. Крупные плоские валуны и гальки расположены параллельно наслоению, остальные залегают как будто без особого порядка. Гальки обычно соприкасаются друг с другом; реже в конгломерате много

http://jurassic.ru/

цемента и гальки рассеяны в нем. Некоторые гальки несут ясные следы древнего выветривания: наблюдаются светлые каемки вокруг галек темного известняка или мрамора, красные (от гематита) периферические полоски вокруг силикатных галек, реликтовые тектонические трещины и т. п. Над конгломератами залегают породы собственно алгаинской свиты: сначала зеленоватые песчаники и сланцы мощностью 140 *м*, затем белые, зеленоватые и красноватые известняки (с редкими трилобитами), мощностью 50—100 *м* и, наконец, зеленовато-серые (изредка красновато-серые) песчаники и глинистые сланцы, мощностью 335 *м*. Последняя толща содержит фауну мшанок, брахиопод и трилобитов, в слоях, расположенных в 75—95 *м*, 205—210 *м* и 250 *м* ниже ее висячего бока.

В этой свите, в 1,5 *км* восточнее пос. Н. Таинзы (в горизонте темно-серых и зеленоватых глинистых сланцев), имеются трилобиты, монографически изученные О. К. Полетаевой, а также беззамковые брахиоподы и эхиносфериды. Отсюда определены (О. К. Полетаевой, М. П. Ломовицкой и др.) следующие виды, указывающие на тремадокский возраст слоев, в частности: *Parabolinella argentinensis* Kob., *Promegalaspides robustus* Lomov., *P. angelini* Lomov., *P. myjuculus* Lomov., *P. elongatus* Lomov, *Solenopleura amsassensis* Polet., *Dikelocephalopsis amsassensis* Polet., *Maja subsulcata* Lomov., *M. sulcata* Lomov., *M. venusta* Lomov., *M. cylindrica* Lomov., *Clavatellus globosus* Polet., *C. amsassensis* Polet., *Orometopus subpraenuntius* Polet. и др. Послойный разрез алгаинской свиты приведен в работе К. В. Радугина (1936).

Верхняя часть алгаинской свиты относилась К. В. Радугиным (1936 г.) к среднему отделу ордовика на основании фауны брахиопод и мшанок*.

Общий облик алгаинской свиты близок к облику горноалтайской («зелено-фиолетовой») серии и выдерживается до р. Большой. Над алгаинской свитой с фауной тремадока с несогласием залегает **амзасская свита** с фауной верхней части ордовика, сложенная конгломератами (до 270 *м*), зеленовато-серыми песчаниками, серыми оолитовыми и песчанистыми известняками, черными глинистыми и мергелистыми сланцами и аркозовыми песчаниками. Общая мощность этой свиты не менее 920 *м*.

Почти во всех пачках амзасской свиты есть окаменелости, местами обильные. Фауна здесь разнообразная, богатая, хорошей сохранности. В ней известны трилобиты (в частности, *Amphilichas* sp.), похожие на формы из веберовского известняка Салаира, гастроподы, многочисленные брахиоподы и в большом количестве кораллы и строматопоры; найдены известковые губки. Среди изученных кораллов К. В. Радугиным (1937 г.) описаны *Columnaria*(?) *halysitoides* Rad., *Calapoecia* sp., *Halysites escharoides* Lam. var., *Tetradium halysitoides* Rad., *Lyopora nicholsoni* Rad., *Pseudolabechia prima* Rad., *Rosenella*(?) *sibirica* Rad., *Rosenellina wellenformis* Rad. и др., указывающие на верхний ордовик.

В последние годы обнаружены и другие формы, в частности характерный для $O_3$ вид *Clathrodictyon kirghisicum* Riab.

Верхнеордовикский возраст амзасской свиты был подтвержден

* По Л. Г. Севергиной, для алгаинской свиты характерны: *Apatokephalus serratus* (Boeck.), *Orometopus subelatifrons* Polet., *Ceratopyge* sp., *Macropyge* sp., *Promegalaspides robustus* Lom., *Parabolinella argentiensis* Kob. Западнее — по р. Кондоме в этой свите обнаружены *Apheoorthis vicina* (Walc.), *Nanorthis shoriensis* Severg., *Palaeostrophia* cf. *orthia* (Walc.), *Shumardia* sp. Все это тремадокская фауна (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

также Л. Л. Халфиным, М. П. Ломовицкой и А. Г. Сивовым по брахиоподам и трилобитам. Среди брахиопод определены: *Orthis vespertilia* Sow., *O. ellipsoidea* Barr., *O. turgida* Mc. Coy, *Dalmanella testudinaria* Dalm., *Rhynchotrema ainsliei* Winch. и др. Некоторые геологи предполагали, что нижние слои амзасской свиты относятся к среднему ордовику, однако наличие в них *Columnaria halli* Nich. противоречит этому мнению *. Большая часть пород свиты представлена мелководными образованиями.

Описанные породы собраны в довольно напряженные складки восток-северо-восточного (в районе рр. Амзаса — Б. Таза) и север-северо-восточного (вдоль р. Большой) простираний при углах падения на крыльях не менее 50—60°. В Амзасском районе они разбиты поперечными разрывами.

Метаморфизм пород ордовика Горной Шории — слабый, на р. Большой они местами хлоритизированы; эффузивы отсутствуют.

### *САЛАИР*

Ордовикская (карадокская) фауна была впервые найдена на Салаире, у г. Гурьевска, в 1922 г. П. М. Бутовым и В. И. Яворским и изучена В. Н. Вебером (1923 г.).

Долго считали, что ордовикские отложения на Салаире широко распространены. Их выделяли под названием «зелено-фиолетовой формации» (Б. Ф. Сперанский, А. А. Зенкова, А. Л. Матвеевская и др.) и относили к ней все древние толщи с зелеными и фиолетовыми породами.

В. Д. Фомичев в 1953—1955 гг. установил, что распространение этой свиты, названной А. Г. Вологдиным и А. А. Предтеченским в 1935 г. урской, более ограниченно. Она известна в антиклинали горы Орлиной у г. Гурьевска; широкими полосами протягивается с юга на север от с. Старо-Тогула и пос. Вятского (на р. Уксунае) до г. Гурьевска и пос. Козинска; прослеживается в районе р. Чумыша — от с. Черемшанки до пос. Сингилеп; в районе ж.-д. станции Тягун и далее на север до р. Лесного Аламбая; у с. Ларионова на р. Чумыше на юге, откуда она протягивается к верховьям р. Берди и дальше в район сс. Суенга, Петени, Мочеги, Дражные Тайлы. Выходы свиты имеются также у дд. Серебрениковой, Петропавловки, Гусельниковой и др.

Стратотипом для свиты считается разрез западнее пос. Урска — вдоль р. Ура, хотя он неполный и плохо обнажен. Породы здесь интенсивно метаморфизованы (зеленые сланцы) и лишены фауны; хорошие обнажения наблюдаются тут между устьем р. Звончихи (пос. Урск) и д. Дмитриевкой; разрез свиты сложен почти исключительно осадочными породами: конгломератами, песчаниками и алевропелитами. Песчаники состоят преимущественно из зерен кислых пород: фельзита, альбита, плагиоклаза; реже встречаются зерна плагиопорфирита, кератофира; довольно обычны зерна микрокварцитов и известняка.

В разрезе свиты известны редкие эффузивы и их туфы; туфы плагиопорфирита на востоке (низы ? свиты) и кератофиры и даже кварцевые кератофиры на западе (верхи ? свиты).

Более удобен для изучения разрез на западном крыле антиклинали горы Орлиной у г. Гурьевска (породы слабее метаморфизованы,

* Т. Н. Алихова (1958 г.), по данным Л. Г. Севергиной, отмечает, что в амзасской свите встречена *Valcourea* sp., *Rostricellula* sp., а выше по разрезу *Hesperorthis* sp., *Mimella* sp. В верхних известняках найдены: *Calapoecia canadensis* Bill., *Nictopora nicholsoni* var. *minor* Rad.; возможна *Labyrinthites* sp. Известняки, видимо, верхнекарадокские (веберовские). (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

проще тектоника). Однако и здесь самые низы разреза осложнены нарушением и обнажены не полностью. Тут отчетливо видны три пачки пород свиты. Нижняя пачка сложена зелено-серыми алевропелитами, с прослоями песчаных известняков с брахиоподами (*Orthis, Lingula*), члениками стеблей морских лилий и трилобитами (*Tretaspis* aff. *bucklandi* (Barr.), по З. А. Максимовой). По старым сборам М. Э. Янишевский определил из этой же толщи (восточное крыло складки) *Didymograptus extensus* Hall, *D. indentus* Hall, *D. bifidus* Hall. В 30 *м* стратиграфически выше этих слоев, в таких же сланцах, известны трилобиты (по В. Н. Веберу) — *Tretaspis* sp., *Ampyx* sp., *Chasmops* sp., *Remopleurides* sp., *Proetus plexicus* Barr., и граптолиты, указывающие на аренигский возраст зеленых алевролитов; мощность их 300 *м*. По В. И. Яворскому, в них много хлоритизированных туфов порфиритов. В песчанике, взятом нами из этой толщи,— зерна кварца, альбита и известняка; тут же метадиабаз.

Стратиграфически выше лежат породы второй толщи: темно-серые кремнистые аргиллиты (350—400 *м*) с обильными пачками серых песчаников и мелкогалечниковых конгломератов. Они содержат здесь фауну (по сборам В. Д. Фомичева) радиолярий (из *Sphaeroidea* — по Р. Х. Липман), обильных лингул (*Lingula orbicularis* Eichw.— по Э. Н. Янову) и более редких граптолитов — *Glyptograptus teretiusculus* (Hising.), *Gl. euglyphus* Lapworth, *Climacograptus* aff. *minimus* (Carruthers). А. М. Обут, определивший граптолитов, считает возраст черносланцевой толщи лландейльско-карадокским. Таким образом, старые определения М. Э. Янишевского, установившего здесь наличие *Monograptus* aff. *concinus* Lapw. и отнесшего породы к лландоверскому ярусу, оказались неверными.

Среди темных сланцев залегают прослои альбитизированных туфов порфиритов; в зернах песчаников из этой толщи — плагиоклазы, кварц, фельзит и скрытокристаллические породы; есть известковистые песчаники.

На толщу темных аргиллитов налегают породы третьей пачки: в сланцах появляются прослои, а затем и сплошная толща серых и светлых известняков с *Halysites* и трилобитами верхов карадокского яруса (веберовские известняки). Из этих известняков, обнаженных на правом берегу р. Ч. Бачата выше устья р. Толсточихи, В. Н. Вебер (1923 г.) по сборам 1922 г. определил *Amphilichas sniatkovi* Weber, *Illaenus* cf. *dalecarlicus* Warb., *Ill. oviformis* Warb., *Cheirurus gelasinosus* Portl., *Ch.* aff. *weberi* Lomov., *Isocolus sjögreni* Ang., *Harpina* sp., *Sphaerexocus calvus* M'Coy, *Holotrachelus punctillosus* Tornq. Немного севернее в той же складке есть и более мощные известняки с фауной того же типа (*Illaenus* sp. и брахиоподы из *Synthrophiacea*).

Стратиграфически выше лежат базальные горизонты юрманской свиты силура, содержащие в гальках карадокские известняки с фауной. В этих конгломератах и была сделана в 1922 г. первая находка ордовикской фауны в Западной Сибири, изученная В. Н. Вебером.

Суммарная мощность урской свиты ордовика по восточной окраине Салаира достигает 800—1000 *м*.

Базальные урские конгломераты отличаются на Салаире значительной фациальной изменчивостью. Обычно это нормальные конгломераты с галькой желтых плитчатых известняков (р. Куболда южнее г. Салаира) или других пород.

«Зелено-фиолетовые» породы, считавшиеся характерными для низов ордовика, не отличаются значительной мощностью, но действительно залегают в низах урской свиты. Много больше таких же пород в ниж-

http://jurassic.ru/

ней половине разреза бирюлинской свиты среднего кембрия (в бачатских отложениях).

По р. Степному Бачату, у западной окраины д. Мамонтовой, обнажается толща зеленоватых песчаников, аргиллитов и туфов плагиопорфиритов; есть тут и фиолетовые аргиллиты. В подчиненных этой толще прослоях светлых известняков нами обнаружены гастроподы *Maclurites* sp.? (по В. А. Востоковой) и брахиоподы *Monomerella* sp.? (по М. А. Борисяк), указывающие на ордовикский возраст этих пород.

В юго-восточной части Салаира урская свита хорошо обнажена по р. Чумышу выше с. Черемшанки и по р. Ельцовке у с. Ельцовского. Верхи ордовика обнажены здесь по р. Ельцовке в 5 *км* выше с. Ельцовского и представлены серыми полимиктовыми песчаниками; тут же кристаллокластический туф кератофира и зеленоватые аргиллиты. Выше несогласно залегают рыжевато-серые базальные конгломераты силура с валунами серых известняков и галькой кварца, плагиопорфирита, фельзита. В цементе конгломерата — небольшие, почти плоские гастроподы.

Стратиграфически ниже по разрезу ордовика и ниже по реке среди тонкозернистых пород средних его горизонтов имеются три пачки темно- и светло-серых известняков. В средней из них В. Д. Фомичевым обнаружены брахиоподы (*Camerella*? sp., *Sowerbyella* sp.— по О. И. Никифоровой) верхнеордовикского типа, в нижней — обильные криноидеи.

Таким образом, разрез урской свиты в Ельцовском районе отличен от такового у г. Гурьевска. У с. Ельцовки известны мощные базальные туфоконгломераты этой свиты, состоящие из порфиритов средней основности. Выше лежит мощная толща зеленоватых аргиллитов с туфами кварцевых кератофиров и порфирита; еще выше залегает несколько пачек известняков с фауной и затем полимиктовые песчаники из зерен порфирита, среди которых встречен туф кератофира. Здесь меньше кислых пород в зернах песчаника, чем в северной половине Салаира.

Следует отметить, что ордовикская фауна известна теперь и севернее с. Ельцовского и по р. Сунгаю, восточнее устья р. Голодай и пос. Голодай. На левом берегу р. Уксуная, в 700 *м* выше устья р. Голодай, Л. С. Скрипко была собрана в 1954 г. фауна брахиопод (*Rafinesquina* sp., *Sowerbyella* sp., *Watsella* sp., *Camerella* cf. *volborthi* Bill.— по О. И. Никифоровой), имеющая, видимо, верхнеордовикский возраст, а на правом берегу р. Уксуная в керне скважины Г. П. Осипова обнаружила в мощных серых известняках табулят (*Calapoecia canadensis* Bill., *Tetradium* aff. *borealis* Tchern., *Reuschia* sp. nov. по Б. С. Соколову) верхнего или верхов среднего ордовика.

В центральных частях Салаира породы урской свиты имеют в общем тот же состав, но в той или иной мере метаморфизованы; есть тут и «зелено-фиолетовые» пачки, что указывает на широкое развитие здесь низов ордовика. Такие же породы известны по западной окраине кряжа (у с. Медведского и др.). Для верхов свиты, на широких площадях центральной части Салаира, характерны серые полосчатые алевролитовые песчаники, в основном из зерен альбита и кварца, реже из зерен кварца и эпидота или кварца и плагиоклаза.

В разрезе по рр. Аламбаю и Березовке хорошо видны базальные конгломераты, туфоконгломераты и песчаники урской свиты. Тут же туфы плагиопорфирита и зеленые алевролиты (иногда с фиолетовыми пачками). Стратиграфически более высокие слои (зеленовато-серые полосчатые алевролиты) обнажены слабее.

В общем для урской свиты характерна довольно значительная фациальная изменчивость; наиболее непостоянен разрез базальных ее

http://jurassic.ru/

горизонтов. Старые представления о том, что эффузивная деятельность в ордовикское время на Салаире не проявлялась, оказались неточными. Для песчаников всей урской свиты характерно резкое преобладание зерен кислых пород: кварца, альбита, фельзита, микрокварцита и др. В центральных районах Салаира с высоким метаморфизмом ордовикские породы, как и кембрийские, превращены в зеленые сланцы.

Урская свита залегает несогласно на кембрии или нижнем ордовике (калтыкская свита) и несогласно же перекрывается отложениями силура.

В Ельцовском районе палеонтологи Л. Г. Севергина и З. Е. Петрунина установили наличие тремадокской фауны. По данным З. Е. Петруниной, состав ее следующий: *Ceratopyge forficula* S a r s., *Schumardia* sp., *Acrocephalina* sp., *Geragnostus* sp., *Niobe* sp., *Euloma* sp., *Paraboliella* sp., *Symphysurus* sp., *Amzasskiella* sp. nov., *Macropyge* sp., *Apotokephalus* sp., *Haniwa* sp., *Harpides* sp. Эти отложения, выделенные В. Д. Фомичевым в калтыкскую свиту (мощность — сотни метров), несогласно залегают на верхнем кембрии и несогласно (?) перекрываются урской свитой. В основании калтыкской свиты конгломераты; выше залегают мощные зеленоватые аргиллиты с туфами кварцевых кератофиров и порфиритов. Свита изучена еще недостаточно.

### *КОЛЫВАНЬ-ТОМСКАЯ ЗОНА*

Ордовик этого района изучался преимущественно Б. Ф. Сперанским и выделен здесь условно, без палеонтологического обоснования, по литологическому сходству с терригенными фациями доказанного ордовика. Он указывается в правобережье р. Оби в 50—55 *км* выше устья р. Берди.

Ордовик мощностью около 0,6 *км* представлен главным образом чередованием песчаников и зеленых и фиолетовых сланцев. В основании этих пород лежат базальные конгломераты, в деформированных гальках которых найдены кислые и основные эффузивы, мраморы, песчаники и сланцы. Эти же породы с добавлением зерен микрокварцита, кварца и полевого шпата слагают и зерна песчаников.

Для описываемых отложений характерна ритмичность, обычная для терригенных фаций ордовика Салаира и Алтая, и правильная тонкая слоистость алеврито-глинистых осадков, напоминающая строение ленточных глин. Простирание складок здесь северо-восточное.

### *ГОРНЫЙ АЛТАЙ*

Ордовикские отложения широко распространены в центральной и северо-западной частях Алтая, особенно в пределах Чарышско-Инского, Ануйско-Чуйского и Уйменско-Лебедского синклинориев. В Белухинском антиклинории распространение их более ограничено (рис. 17).

До 1950 г. к ордовикским отложениям относили две мощные свиты («формации»): зелено-фиолетовую, или горноалтайскую,— кембро-ордовикскую и ануйскую, или лебедскую, — ордовик-силурийскую. Ордовик Алтая описан в работах В. П. Нехорошева, А. М. Кузьмина, Б. Ф. Сперанского, Ю. А. Кузнецова, В. А. Кузнецова и Г. П. Нагорского, С. Ф. Дубинкина, П. Ф. Красникова и в более поздних — В. И. Тихонова, А. Б. Гинцингера, М. К. Винкман, М. И. Барцевой, Ю. С. Перфильева и др.

Только в последние годы указанные выше свиты (теперь серии) были расчленены и получили довольно полную фаунистическую харак-

http://jurassic.ru/

теристику. В настоящее время здесь выделяются отложения тремадока ($O_1t$), нижнего—среднего ордовика ($O_{1-2}$), среднего—верхнего ордовика ($O_{2-3}$) и верхнего ордовика ($O_3$), но еще во многих участках Горного Алтая расчленить ордовикские отложения, даже с такой степенью детальности, не представляется возможным. В частности, трудно выделить тремадокские отложения из однообразного флишоидного комплекса горноалтайской серии (табл. 5).

### ТРЕМАДОК ($O_1t$)

Наиболее древней является флишоидная, местами ритмично-слоистая толща зеленых, серо-зеленых, фиолетовых и лиловых песчаников, алевролитов, сланцев, редко конгломератов мощностью более 5000 *м*.

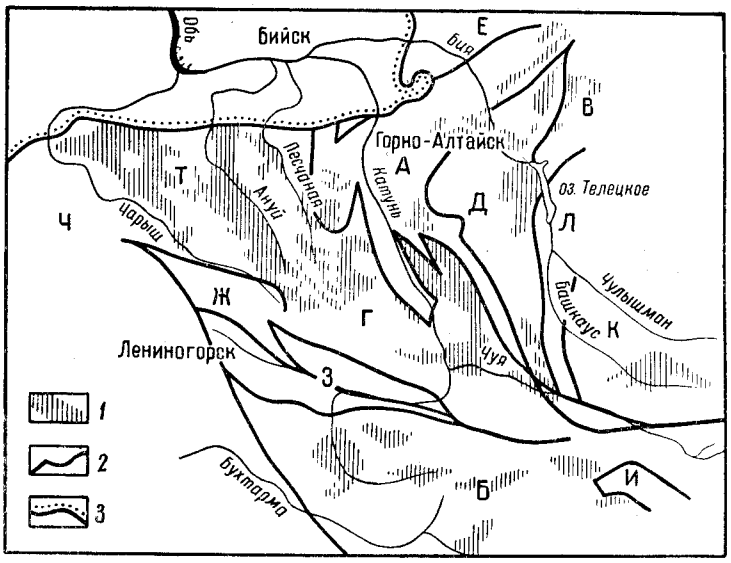



Рис. 17. Схема распространения ордовикских отложений в Горном Алтае (по М. К. Винкман)

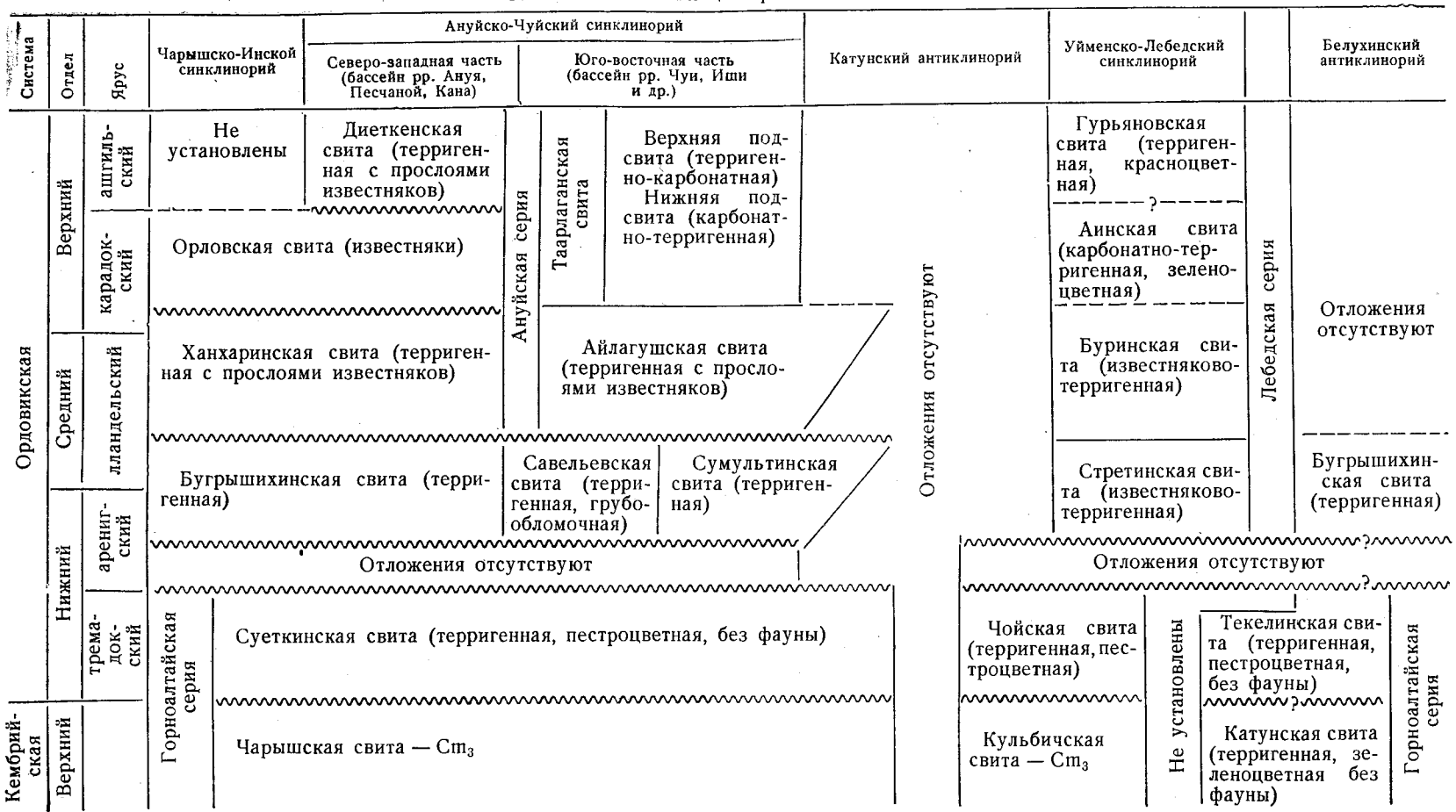
*1* — площади преимущественного развития отложений ордовикской системы; *2* — контуры главнейших тектонических структур (антиклинории: А — Катунский, Т — Талицкий, Б — Белухинский, В — Горношорский; синклинории: Г — Ануйско-Чуйский, Д — Уйменско-Лебедской, Ч — Чарышско-Инской, Е — Ненинско-Чумышский, Ж — Коргонский; горсты: З — Теректинский, И — Кок-Узекский, К — Западно-Саянский, Л — Телецкий); *3* — фас Алтая

выделенная в центральной части Горного Алтая в горноалтайскую серию. Распространена она в Белухинском и Талицком антиклинориях и в Ануйско-Чуйском и Чарышско-Инском синклинориях. В вершине р. Чергушки (система левых притоков р. Катуни), по данным М. К. Винкман (1956 г.), серия залегает несогласно на предположительно среднекембрийских отложениях. Породы серии интенсивно рассланцованы, филлитизированы и хлоритизированы; собраны в напряженные складки. Органические остатки в ней не обнаружены. Она условно сопоставляется с верхнекембрийскими и тремадокскими отложениями — кульбичской ($Cm_3$) и чойской ($O_1t$) свитами, развитыми в северо-восточной части Горного Алтая. Теперь горноалтайская серия разделена на две предположительно несогласно залегающие свиты. Для нижней из них (с преобладанием серовато-зеленых пород) в серийной легенде предложено название катунской свиты, с предположитель-

http://jurassic.ru/

**Схема корреляции ордовикских отложений Алтая**

Составили: А. Б. Гинцингер и М. К. Винкман




http://rgo.ras.ru

ным позднекембрийским возрастом; верхней (с преобладанием красноцветов) присвоено название текелинской свиты (Ю. С. Перфильев, 1960 г.) и для нее принят условный возраст тремадока. В настоящее время эти наименования сохранены для территории Катунского антиклинория и Саянского выступа. В Ануйско-Чуйском и Чарышско-Инском синклинориях верхняя свита именуется суеткинской, а нижняя — чарышской.

А. Б. Гинцингер и В. Д. Фомичев предположительно считают, что отложения горноалтайской серии являются среднекембрийскими. Они резко отличны по составу от фаунистически доказанных верхнекембрийских и тремадокских отложений восточной части Горного Алтая, Салаира и смежной с Алтаем территории Казахстана и в то же время близки литологически к фаунистически охарактеризованным отложениям бачатской свиты ($Cm_2^1$) Салаира.

Фаунистически доказанные тремадокские отложения чойской свиты распространены на небольших площадях в северо-восточной части Горного Алтая, в краевой части Катунского антиклинория, в частности по р. Б. Ише и ее притоку р. Чое. По данным К. Д. Нешумаевой, чойская свита здесь представлена толщей мелководных морских и лагунных конгломератов, песчаников, алевролитов, сланцев зеленой и лиловой окраски, которая достигает 250 *м* мощности. Свита охарактеризована тремадокской фауной с *Euloma* sp., *Ceratopyge* sp., *Orometopus* sp., *Macropyge* sp. и др. Взаимоотношения чойской свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями в местах сбора фауны по условиям обнаженности неясны.

### *Нижний — средний отделы* ($O_{1-2}$)

Отложения аренигского и лландейльского ярусов, охарактеризованные соответствующей фауной, развиты довольно широко в северной и центральной частях Горного Алтая: в пределах Уйменско-Лебедского, Ануйско-Чуйского и Чарышско-Инского синклинориев. В Белухинском антиклинории, в его юго-восточной окраине, они без фауны и встречаются редко. В первых двух структурах описываемые отложения были выделены из состава лебедской и ануйской серий как нижние их члены, а в Белухинском антиклинории — из состава горноалтайской серии (Ю. С. Перфильев, 1960 г.). В Чарышско-Инском синклинории у д. Бугрышихи они установлены А. А. Никоновым в 1928 г.

По данным В. М. Сенникова, Р. Ф. Колпаковой и В. П. Студеникина (1956 г.), в северной части Уйменско-Лебедского синклинория в основании этих отложений, несогласно залегающих в западном крыле синклинория на среднекембрийских отложениях, а в восточном — на Садринском интрузивном массиве (Студеникин, 1958 г.), лежат прибрежно-морские пестроцветные, преимущественно песчаниковые и реже конгломератовые породы. Как исключение, в состав арениг-лландейльских отложений входят мергели, известняки и сланцы. Гальки конгломерата состоят из осадочно-эффузивных пород кембрия и гранитоидов.

Разрез их (снизу вверх), составленный названными авторами по рч. Самыш, западнее Телецкого озера, состоит из следующих пачек:

| | |
|---|---|
| Лилово-серые и серые, существенно кварцевые и полимиктовые песчаники с прослоями мергелей и алевролитов . . . . . | 105 *м* |
| Зеленовато-серые мергели и мергелистые песчаники с *Ingria* sp., *Sowerbyella sladensis* Jones, *Hebertella* cf. *borealis* Bill. . . . . | 110 „ |
| Серые и темно-серые известняки с *Sowerbyella* sp. . . . . | 40 „ |
| Мелкозернистые известковистые песчаники табачно-серого цвета . . . | 40 „ |
| Глинистые известняки серого цвета . . . . . | 20 „ |

http://jurassic.ru/

Зеленовато-серые мергели с прослоями известняков, серые мелкозернистые и аркозовые песчаники . . . . . 120 *м*

Перемежающиеся мергели и пелитоморфные известняки с *Symphysurus* cf. *exactus* Tchug. . . . . 130 „

Темно-серые полимиктовые слоистые песчаники . . . . . 70 „

Суммарная мощность пород в этом неполном разрезе 635 *м*, а около д. Суронаш (бассейн р. Лебедь) — 700 *м*. В. П. Студеникин (1958 г.) в разрезах по р. Лебедь выше д. Стретинки указывает мощность 930 *м*. Среди встреченных здесь трилобитов В. С. Семеновой определены: *Asaphus expansus* Dalman., *Parajujuyaspis samischiensis* gen. et sp. nov., последний сходен с *Iujuyaspis keideli* Kobayashi. Эти виды не известны выше аренигского яруса, а наличие *Asaphus* cf. *bröggeri* Schmidt., *Symphysurus* cf. *exactus* Tchug., *Pliomerops* cf. *kogaschikensis* Lis., *P.* cf. *jidelensis* Lis., *Pliomera (Amphion)* cf. *insigensis* Reed дают указания на ареиг-лландейло. Брахиоподы (определения Н. Н. Демуровой) рода *Ingria* являются руководящими для нижнего ордовика Сибирской платформы. *Sowerbyella* распространена в среднем ордовике. Руководящими для среднего ордовика являются также *Kullervo panderi* (Opik), *Michelinoceras* cf. *kuckersense* Balaschow, *Valcourea* sp.

Таким образом, наиболее древние ордовикские отложения Уйменско-Лебедского синклинория (стретинская свита — по В. П. Студеникину, 1961 г.) охватывают верхнюю часть аренигского и значительную долю, а может быть даже и весь лландейльский ярусы, поскольку они перекрываются породами с фауной верхнего ордовика.

В области перехода от Катунского антиклинория к Ануйско-Чуйскому синклинорию (бассейн р. Булухты) сходные отложения в 1946 г. впервые выделены М. К. Винкман из нижней части ануйской серии под названием савельевской свиты.

**Савельевская свита** залегает со скрытым несогласием на нижнекембрийских известняках и перекрывается отложениями, сопоставляемыми с ханхаринской свитой ($O_{2-3}$). Представлена она грубообломочными отложениями прибрежно-морских фаций, имеющими следующий разрез (снизу вверх):

Серые известковистые и мелкозернистые песчаники и алевролиты. Кое-где в них залегают тонкие линзы пелитоморфных известняков. Алевролиты и известняки содержат фауну брахиопод и трилобитов плохой сохранности. Это архаичные представители семейств *Pterygometopidae, Asaphidae, Pseudosphaerexochus* sp., *Illaenidae, Raphiophoridae, Orthis (Hesperorthis)* ex gr. *ovata Murch., Dalmanella* sp., *Harderleyella*(?) sp., *Wattsella* sp., *Strophomenidae* (определения Н. Н. Демуровой) . . . . . 20 *м*

Толстослоистые серые конгломераты с галькой известняков, гнейсов, аплитов, гранодиоритов, переслаивающиеся с аркозовыми или полимиктовыми песчаниками серого, голубоватого и почти черного цвета, а также с алевролитами . . . . . 330 „

Общая мощность свиты около 350 *м*.

Отложения **бугрышихинской свиты** изучены на левобережье р. Ханхары (рис. 18). Сводный разрез свиты на этом участке представляется, по данным А. Б. Гинцингера, в следующем виде (снизу вверх):

Серые, табачно-желтые и реже черные глинистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников табачно-желтоватой окраски . . . около 50 *м*

Переслаивание серых конгломератов и гравелитов с неравномернозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками и алевритисто-глинистыми сланцами грязно-табачно-желтой и серой окраски. Конгломераты состоят из хорошо окатанных (эллипсоидальной формы) галек белого кварца, черного и светлого силицилита и песчаникового цемента. Размер галек от 0,5 *см* до 10—12 *см*. В песчаниках (рис. 18, обн. 412) найдены остатки трилобитов (*Apatokephalus* sp., *Ampyx* sp., *Trinodus* sp.) и отпечатки брахиопод плохой сохранности . . . . . около 50 „

http://jurassic.ru/

Переслаивание кварцево-полевошпатовых и полимиктовых песчаников (преобладают), алевролитов и алевритисто-глинистых сланцев; цвет пород грязно-табачно-желтый, табачно-зеленовато-серый, реже серый и темно-серый . . . . . 300—350 *м*

Темно-серые и серые известняки . . . . . около 5 „

Зеленовато-серые и серые алевролиты с остатками трилобитов и брахиопод плохой сохранности . . . . . 30 „

На этом заканчивается разрез нижней подсвиты, имеющей мощность не более 450—500 *м*. Часть отложений подсвиты здесь, видимо, срезана.

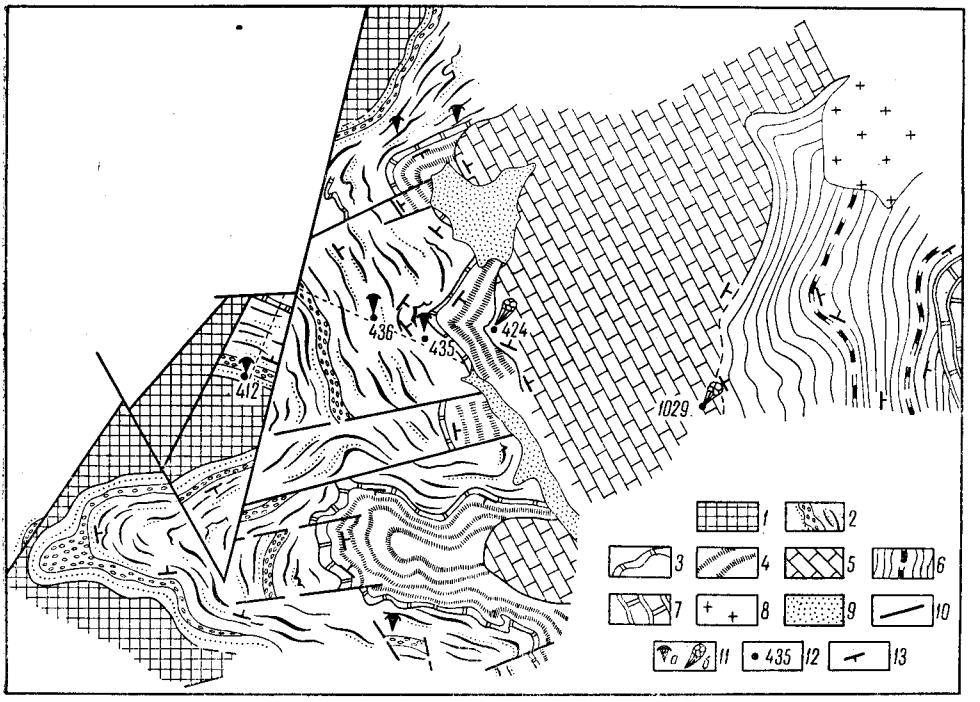



Рис. 18. Геологическая карта левобережья р. Ханхары (составили: А. Б. Гинцингер, М. К. Винкман, В. А. Асташкин, 1960 г.)

*1* — горноалтайская серия ($Cm_2$?) — лиловые и зеленые песчаники, алевролиты и хлоритизированные алевритисто-глинистые сланцы; *2* — бугрышихинская свита ($O_{1-2}$) — песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, алевритисто-глинистые и глинистые сланцы грязно-табачно-желтой, серой, темно-серой и черной окраски; *3, 4* — ханхаринская свита $O_{2-3}$ (*3* — базальные слои — известняки, песчанистые известняки, кварцевые известковистые песчаники; *4* — серо-зеленые и серые алевролиты и алевритисто-глинистые сланцы); *5* — орловская свита ($O_3$) — черные слоистые известняки и светло-серые массивные известняки; *6* — подчагырская свита ($S_1$); *7* — чагырская свита ($S_2$); *8* — верхнепалеозойские гранитоиды; *9* — четвертичные отложения; *10* — тектонические разрывы; *11* — места сбора фауны (*а* — трилобитов, *б* — кораллов); *12* — номер обнажения; *13* — слоистость

Верхняя подсвита бугрышихинской свиты обнажена на левом склоне долины правой вершины кл. Северо-Западного, притока р. Ханхары (снизу вверх):

Переслаивание кварцево-полевошпатовых и полимиктовых песчаников грязно-табачно-желтого цвета с гравелитами и конгломератами; последние по составу очень похожи на конгломераты нижней подсвиты . около 20 *м*

Грязно-табачно-желтоватые неравномернозернистые полимиктовые песчаники и серые алевролиты . . . . . 50 „

Не обнажено . . . . . 30 „

Тонкое переслаивание серых и грязно-табачно-желтоватых мелкозернистых кварцево-полевошпатовых песчаников . . . . . 65 „

Серые алевролиты, грязно-табачно-желтые глинистые сланцы и грязно-табачно-зеленоватые алевролиты . . . . . 97 „

http://jurassic.ru/

Грязно-серые с табачно-зеленоватым оттенком тонкозернистые полимиктовые песчаники с остатками трилобитов (обн. 436): *Cybele bellatula* Dalm., *C. rex* Nieszk., *Nileus tengriensis* Web., *Lonchodomas* sp. 160 *м*

Темно-серые слабо известковистые алевролиты и зеленовато-серые алевролиты с тонкими (1—10 *мм*) прослоями мелкозернистого кварцево-полевошпатового песчаника . . . . . 125 „

Темно-серые и черные алевролиты с тонкими (2—3 *мм*, редко до 10 *см*) прослоями серого мелкозернистого кварцево-полевошпатового песчаника. В верхней половине этой пачки (обн. 435) содержится большое количество деформированных остатков трилобитов: *Cybele* sp., *Nileus* sp., *Lonchodomas* sp., а также брахиопод и криноидей . . . . . 63 „

Серые, местами слабо известковистые алевролиты с тонкими (0,5—2 *см*) прослоями светло-серого тонкозернистого кварцево-полевошпатового песчаника . . . . . около 100 „

Переслаивание темно-серых тонкозернистых известковистых кварцево-полевошпатовых песчаников с темно-серыми глинистыми алевролитами и белесо-серыми алевритисто-глинистыми сланцами . . . . . 30 „

Общая мощность верхней подсвиты около 740 *м*, а мощность всей свиты 1190—1240 *м*.

Нижняя часть бугрышихинской свиты также обнажена между вершинами рр. Ануя и Кана (приток р. Чарыша). По данным Е. М. Лашкова (1959 г.), она здесь имеет такое строение (снизу вверх):

Черные глинистые сланцы с редкой галькой подстилающих пород горноалтайской серии и прослоями серых тонкозернистых песчаников . . . . 90 *м*

Конгломерат, состоящий из галек темно-серого силицилита, кварца, известняка, основных эффузивов и серо-зеленого песчаника; цемент известково-песчаный . . . . . 20 „

Переслаивание серых преимущественно полевошпатовых песчаников, темно-серых алевролитов и алевритисто-глинистых сланцев . . . . . 40 „

Конгломерат такого же состава, как в слое 2 . . . . . 30 „

Серые и темно-серые глинистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов . . . . . 105 „

Суммарная мощность отложений свиты в этом разрезе 285 *м*. Северо-западнее (также на водоразделе Ануя и Кана) мощность свиты превышает 600 *м*.

Бугрышихинская свита отличается от подстилающих отложений горноалтайской серии более пологим падением слоев и значительно более простым складчатым строением. Вышележащие отложения ханхаринской свиты отделены от нее четким структурно-эрозионным перерывом.

В отложениях бугрышихинской свиты найдены остатки трилобитов, брахиопод и граптолитов. На участке левобережья р. Ханхары в самых низах базальной пачки свиты содержатся остатки трилобитов: *Apatokephalus* sp., *Trinodus* sp., *Plimerops* sp.(?). В нижней половине верхней подсвиты (рис. 18, обн. 436) встречены *Cybele bellatula* Dalm., *C. rex* Nieszk., *Nileus tengriensis* Web. Такие же трилобиты характерны и для вышележащих слоев (обн. 435).

На правобережье р. Белой, в слоях, которые несомненно принадлежат верхней подсвите (рис. 19, обн. 638), найдены *Cybele planifrons* Web., *C.* ex gr. *bellatula* Dalm.

На левом берегу р. Белой у с. Бугрышихи (рис. 19, обн. 216-а, 807) в темно-серых алевролитах и в черных алевритисто-глинистых сланцах нижней части верхней подсвиты содержатся *Symphysurina* sp., *Ampyx* ex gr. *drummuckensis* Reed., *Lonchodomas* cf. *rostratus* (Sars.), *Asaphus* sp., *Eomonorachus* sp., *Cybele* cf. *dentata* (Esmark) и *Apatokephalus* sp.

В Ануйско-Чуйском синклинории на левобережье р. Ебогана в верхней части свиты найдены трилобиты *Cybele* aff. *bellatula* Dalm., *Ampyx* cf. *nastus* Dalman., *Raphiophorus* cf. *akdjaricus* Lis.



http://jurassic.ru/

Из приведенных списков трилобитов видно, что большая часть их характерна для низов среднего ордовика, в основном, по-видимому, для лланвирна. Вместе с тем преобладание вида *Cybele bellatula* D a l m., который в Прибалтике распространен в ортоцератитовых и эхиносферитовых известняках верхнеаренигского—нижнелландейльского возраста, а также присутствие нижнеордовикского рода *Apatokephalus* все же позволяют считать, что нижняя часть свиты соответствует верхам

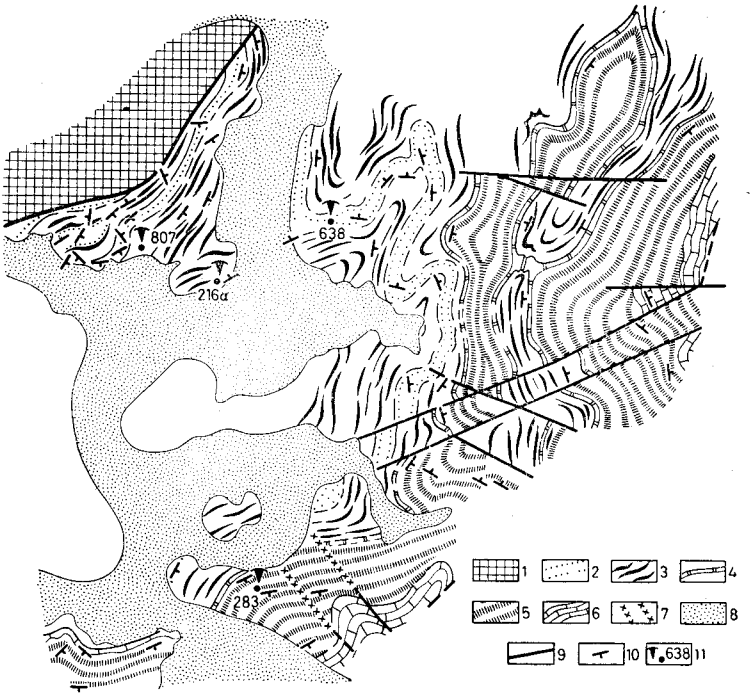



Рис. 19. Геологическая карта окрестностей с. Бугрышихи (составили: В. А. Асташкин, М. К. Винкман, А. Б. Гинцингер, 1960 г.)

*1* — горноалтайская серия ($Cm_2$?) — зеленые и лиловые песчаники, алевролиты и хлоритизированные алевритисто-глинистые сланцы; *2, 3* — бугрышихинская свита ($O_{1-2}$) (*2* — серые и желтовато-серые песчаники, *3* — темно-серые и черные алевритисто-глинистые и глинистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников); *4, 5* — ханхаринская свита ($O_{2-3}$) (*4* — базальные слои — оолитовые известняки, *5* — серые и серо-зеленые алевролиты, песчаники и алевролитисто-глинистые сланцы); *6* — орловская (?) свита ($O_3$) — темно-серые и светло-серые известняки; *7* — дайки порфиритов; *8* — четвертичные отложения; *9* — тектонические разрывы; *10* — слоистость; *11* — места сбора остатков трилобитов

аренига. В целом возраст свиты может быть определен как верхи аренига—лланвирн.

Л. Г. Севергина и З. Е. Петрунина полагают, что образования бугрышихинской свиты формировались только в среднем ордовике; аренгинская форма *Megalaspis planilimbata* A n g., определенная А. А. Никоновым из г. Алтая у д. Бугрышихи, при повторных сборах не была обнаружена. Они ставят под сомнение и наличие в бугрышихинской свите тремадокского рода *Apatokephalus,* полагая, что это может быть род *Eorobergia.*

А. Ф. Белоусовым (в 1954 г.) в восточной части Чуйско-Ануйского синклинория в бассейне р. Сумульты (приток р. Катуни), а В. В. Волковым (в 1955 г.) в Айгулакском хребте (в правобережье р. Катуни севернее р. Чуи) выделена сумультинская свита, возможно, синхронная с бугрышихинской. Свита представлена темно-серыми и зеленоватыми

http://jurassic.ru/

глинистыми филлитизированными сланцами, зеленовато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками с редкими пропластками мелкогалечных конгломератов.

Мощность сумультинской свиты, по данным В. В. Волкова, равна 1700 *м*; А. Ф. Белоусов определил ее в 2000 *м*. Это отложения морских, сравнительно глубоководных фаций. Фаунистически слои (неясно, из какой точно части разреза свиты) охарактеризованы трилобитами среднеордовикского возраста (определения В. С. Семеновой): *Basilicus* cf. *nobilis* Barr., *Raphiophorus* cf. *akdjaricus* Lis., *Lonchodomas* cf. *tecturmasi* Web., *Remopleurides longicostatus* Portl., *Bulbaspis* aff. *aphaerornatus* Tchug. Наряду со среднеордовикскими трилобитами в этой толще (и в этом же обнажении) обнаружены и позднеордовикские *Ceraurinus* cf. *jakovlevi* Tchug., а в другом пункте — *Cheirurus kasachstanicus* Tchug.

Отложения сумультинской свиты, по А. Ф. Белоусову, залегают согласно на пестроцветных грубообломочных отложениях, относимых им к нижнему—среднему ордовику. Перекрывается свита без видимого несогласия комплексом пород айлагушской свиты, возраст которой (по фауне) является средне-позднеордовикским.

Рассмотренные отложения довольно слабо метаморфизованы и дислоцированы в Уйменско-Лебедском синклинории и, наоборот, напряженно дислоцированы и значительно метаморфизованы в Ануйско-Чуйском и Чарышско-Инском синклинориях.

## *Средний—верхний отделы* ($O_{2-3}$)

Ханхаринская и айлагушская средне-верхнеордовикские свиты выделены на значительной территории центральной части Горного Алтая и на его северо-западе: в пределах Ануйско-Чуйского синклинория, а также в Чарышско-Инском синклинории. Они представлены морскими мелководными осадками. На Катунском и Белухинском антиклинориях средне-верхнеордовикские породы отсутствуют, так как они представляли собой континентальные выступы, с которых шел снос материала.

Отложения **ханхаринской свиты,** состоящие из терригенных пород, среди которых (главным образом в основании свиты) имеются небольшой мощности пласты известняков, лежат, по данным А. Б. Гинцингера, несогласно на образованиях бугрышихинской свиты.

В Чарышско-Инском синклинории, на правобережье р. Белой вблизи с. Бугрышихи, ханхаринская свита начинается слоями светло-серого оолитового известняка, мощность которого не превышает 20 *м*. М. Н. Барцева и Ю. С. Перфильев (1957 г.) отнесли этот известняк к выделенной ими ускучевской свите, включающей, по нашим данным, часть отложений бугрышихинской свиты и большую часть отложений ханхаринской свиты.

В вершине кл. Орлова (см. рис. 18), левого притока р. Ханхары, свита начинается серым и светло-вишневым известняком с примесью глинистого и песчаного материала. В сером известняке местами встречаются многочисленные тонкие (1 *см*) прослои серого алевролита. Мощность базальной пачки на этом участке не более 25—35 *м*. Несколько южнее, на участке р. Маринихи (левый приток Ханхары), базальные слои свиты представлены светло-серыми, мелко- и среднезернистыми известково-кварцевыми песчаниками и серыми, часто криноидными известняками.

В Чарышско-Инском синклинории (см. рис. 19) ханхаринская свита имеет следующий разрез (снизу вверх):



http://jurassic.ru/

| | |
|---|---|
| Базальные слои — светло-серые оолитовые известняки | 10 *м* |
| Темно-серые, с зеленым оттенком, глинистые сланцы | 10 „ |
| Светло-серые оолитовые известняки с незначительной примесью мелких угловатых зерен кварца и с остатками брахиопод плохой сохранности | 20 „ |
| Серые, с желтоватым оттенком и зеленовато-серые (в верхней части пачки) песчанистые алевролиты и алевритистые песчаники с остатками трилобитов — *Isotelus* sp., *Oggygites* sp. и брахиопод — *Chaulistomella* sp. | 200 „ |
| Грязно-зеленые сланцеватые алевролиты с прослоями тонкозернистых преимущественно кварцевых песчаников с кремнисто-известковисто-хлоритовым цементом | 60 „ |
| Темно-серые известковистые алевролиты и табачно-серые преимущественно кварцевые алевритистые песчаники с известковистым цементом | 48 „ |
| Сизо-черные, темно-серые и серые тонкослоистые известковистые алевролиты с остатками трилобитов | 220 „ |
| Серые и темно-серые слоистые известковистые алевролиты с отдельными тонкими прослоями (0,5—2 *см*) глинистого известняка с отпечатками раковин брахиопод плохой сохранности | 50 „ |

Общая мощность отложений свиты в этом разрезе около 740 *м*.

В Ануйско-Чуйском синклинории, в районе верхнего течения рр. Ануя, Кана, Ябагана и Барагаша, в составе ханхаринской свиты общей мощностью около 440 *м* большое место занимают песчаники, приуроченные в основном к нижней половине свиты. Другой довольно характерной особенностью отложений свиты в этом районе является темно-серый и черный цвет глинистых алевролитов, алевритисто-глинистых и глинистых сланцев, преобладающих в ее верхней части. В низах верхней части свиты — в черных сланцах найдены трилобиты: *Lonchodomas* aff. *maccalumi* Salt., *Ampyx* sp., *Cheirurus* cf. *glaber* Ang., *Robergia* aff. *athenia* Butts, *Homotelus* cf. *rubzovensis* Web. (определения В. С. Семеновой); тут же брахиоподы — *Apatomorpha* sp., *Rostricellula* sp., *Strophomena* sp. (определения Л. Г. Севергиной) и граптолиты — *Climacograptus* sp. (определения А. М. Обута).

Непосредственно к северо-западу от рассмотренного участка — на водоразделе р. Ебогана и безымянного лога, открывающегося слева в долину р. Кана у с. Якунура, ханхаринская свита имеет мощность всего около 85—90 *м*. В верхней части ее в песчаниках содержатся отпечатки трилобитов (*Lonchodomas* aff. *tecturmasi* Web., *Isotelus* sp., *Asaphus* sp.), брахиопод и мшанок.

Возраст отложений ханхаринской свиты определяется как поздний лландейло — начало карадока по присутствию в них *Lonchodomas tecturmasi* Web., *L.* aff. *maccalumi* Salt., *Robergia athenia* Butts, характерных для верхней половины лландейло и *Cheirurus* cf. *glaber* Ang., *Homotelus* cf. *rubzovensis* Web., которые являются позднеордовикскими видами.

М. Н. Барцева и Ю. С. Перфильев (1957 г.) по некоторым участкам района Причарышья включили в состав ханхаринской свиты пестроцветные отложения горноалтайской серии, что внесло путаницу в стратиграфическую колонку, предложенную для этого района несколько раньше В. И. Тихоновым (1956 г.). Расчленение мощных толщ «зелено-фиолетовой» и «ануйско-чуйской» формаций В. И. Тихоновым было дано в основном правильно.

В районе центральной части Горного Алтая и в восточной части Ануйско-Чуйского синклинория средне-верхнеордовикские отложения выделены В. И. Тихоновым в **айлагушскую свиту**. По данным В. В. Волкова и А. Ф. Белоусова (1956 г.), эта свита согласно подстилается породами вышеописанной сумультинской свиты и перекрывается также согласно отложениями таарлаганской свиты с фауной позднего ордовика. Айлагушская свита в бассейнах рр. Айлагуша и Чуи (в нижнем течении) представлена морскими отложениями, сходными по составу

http://jurassic.ru/

с отложениями ханхаринской свиты центральной части синклинория: полимиктовыми мелкозернистыми известковистыми, реже кварцевыми песчаниками зеленой и желтовато-серой окраски, алевролитами того же цвета, содержащими пласт известняка. В нижней части свиты преобладают алевролитовые сланцы. Мощность свиты достигает 2100 *м*. В мергелистом прослое из этой свиты на водоразделе рр. Карасу и Еланды (притоки р. Кана, системы р. Чарыша) найдены *Eofletcheria* sp., *Homotelus* sp., *Oxoplecia* sp., *Clionychia* aff. *crispa* Khalf., известные из среднеордовикских отложений.

В зоне перехода Катунского антиклинория к Ануйско-Чуйскому синклинорию в отложениях ханхаринской свиты значительное место занимают прибрежные грубообломочные породы (конгломераты и гравелиты).

В Уйменско-Лебедском синклинории к средне-верхнему ордовику В. П. Студеникиным (1961 г.) отнесена буринская свита, состоящая из алевролитов, песчаников, сланцев, известняков; мощность ее 550 *м*. В ней найдена фауна *Rostricellula* sp., *Rafinesquina* sp., *Valcourea* sp., *Cyrtonotella* cf. *concava* (Schmidt), *Lonchodomas* sp., *Leptelloidea* sp.

### *Верхний отдел* $O_3$

В 1958 г. А. Б. Гинцингер, М. К. Винкман, Е. М. Лашков и Г. В. Пасечный установили, что в Ануйско-Чуйском синклинории в верховьях рр. Кана и Ябагана (правый приток р. Чарыша), по р. Диеткену, правому притоку р. Муты (система р. Ануя), а также по речке Барагашу, левому притоку р. Песчаной, отложения **ханхаринской свиты** несогласно перекрыты толщей известняков, в которых содержатся позднеордовикские окаменелости. Толща известняков такого же стратиграфического положения была выявлена в 1959 г. А. Б. Гинцингером, М. К. Винкман и Г. В. Пасечным в бассейне р. Ханхары в Чарышско-Инском синклинории. Позднеордовикский возраст ее был подтвержден в дальнейшем находками фауны. По разрезу (см. табл. 5) известняки выделены в орловскую свиту. К ней же отнесены верхнеордовикские известняки северо-западной части Ануйско-Чуйского синклинория. Наиболее полный разрез свиты имеется в Чарышско-Инском синклинории, на левобережье р. Ханхары, где очень хорошо видно несогласное налегание ее на различные слои пород ханхаринской свиты (см. рис. 18).

**Орловская свита** начинается здесь пачкой черных слоистых известняков, мощность которых около 50 *м*. Выше лежат светло-серые и почти белые, в основном массивные, реже грубослоистые известняки (500—600 *м*). Разрез свиты заканчивается пачкой слоистых черных известняков (225 *м*). Общая мощность свиты на этом участке около 800—900 *м*.

Из верхней части базальной пачки черных слоистых известняков (см. рис. 18, обн. 424) З. Ф. Пивоваровой определена *Plasmoporella convexotabulata* Kiaer. Этот вид известен в отложениях верхнего ордовика Норвегии, в Прибалтике и в Казахстане. Кроме нее, найдены (см. рис. 18, обн. 1029) *Plasmoporella* ex gr. *kiaeri* Sokolov, *Heliolites* sp., *Palaeohalysites* sp. (определения З. Ф. Пивоваровой). Приведенная фауна позволяет отнести орловскую свиту к верхнему карадоку.

В Ануйско-Чуйском синклинории отложения орловской свиты установлены в верховьях рр. Ануя, Песчаной и Чарыша (по речкам Кану, Ябагану и Барагашу), где они слагают ряд сравнительно небольших участков. Как и в Чарышско-Инском синклинории, они лежат здесь несогласно на породах ханхаринской свиты, а в бассейне р. Муты (приток р. Ануя) — непосредственно на бугрышихинской свите и представ-

http://jurassic.ru/

лены темно-серыми и черными толстослоистыми и серыми массивными известняками. Лишь кое-где среди известняков встречаются небольшие прослои серых известковистых песчаников и темно-серых известковисто-глинистых сланцев. Мощность свиты колеблется от 100 до 350—380 *м*. В известняках этой свиты по р. Кану (ниже с. Яконура) найдены кораллы — *Paliphyllum primarium* Soshkina, *Dybowskia* sp. (определения С. К. Черепниной), *Palaeohalysites kuruensis* Sokolov, а на водоразделе речек Ябагана и Еланды (притоки р. Кана) — *Calapoecia* ex gr. *canadiensis* Billings, *Nictopora* sp. (определения З. Ф. Пивоваровой), *Kiaerophyllum semilunatum* Scheffen (определение В. А. Желтоноговой). Перечисленные окаменелости указывают на позднеордовикский возраст вмещающих их пород.

В Ануйско-Чуйском синклинории (в верхнем течении р. Кана, правого притока Чарыша, и в верховьях р. Муты, левого притока Ануя) известняки орловской свиты несогласно перекрыты толщей терригенных пород с прослоями и пластами известняков, содержащих остатки фауны конца позднего ордовика. В 1958 г. эти отложения были выделены из состава ануйской серии А. Б. Гинцингером и М. К. Винкман по р. Диеткену, правому притоку р. Муты, под названием **диеткенской свиты**, которая отделена от вышележащих пород нижнего силура структурно-эрозионным перерывом.

Свита сравнительно хорошо обнажена в нижней части правого склона долины р. Диеткена. Здесь она состоит из сероцветных песчаников и алевритисто-глинистых сланцев с прослоями темно-серых и черных известняков. Нижние слои свиты (мощностью около 10 *м*) представлены кварцевыми песчаниками и конгломератами.

Мощность свиты в этом разрезе около 265 *м*. В черных известняках были собраны окаменелости, среди которых С. К. Черепниной установлены верхнеордовикские кораллы: *Cyrtophyllum* sp., *Kiaerophyllum lebedi* sp. nov., *Palaeohalysites* sp. В. К. Халфиной определены отсюда строматопоры: *Clathrodictyon kirgizicum* Riab. var. *amzassensis* V. Khalf., *Stromatocerium altaicum* V. Khalf.

Е. М. Лашков в 1957 г. такой же разрез диеткенской свиты описал в центральной части Горного Алтая, несколько северо-северо-западнее с. Яконура на мысе, расположенном при впадении р. Баргасты в р. Кан. На этом участке мощность отложений свиты не превышает 300 *м*; в известняках свиты найдены кораллы: *Columella jaconuri* Tcherep, *Calapoecia* sp. (определения В. А. Желтоноговой и З. Ф. Пивоваровой).

Приведенные органические остатки показывают, что возраст ее не древнее конца позднего ордовика (ашгилия). На высокое положение этой свиты в разрезе верхнего ордовика указывает несогласное залегание ее на карадокских отложениях и наличие в ней позднеордовикских кораллов — *Clathrodictyon kirghizicum* Riab. var. *amzassensis* V. Khalf.

В южной половине Ануйско-Чуйского синклинория (среднее и нижнее течение р. Чуи) верхний ордовик выделен В. И. Тихоновым в 1955 г. в **таарлаганскую свиту**. Свита эта залегает согласно на породах айлагушской свиты и несогласно перекрывается отложениями нижнего силура (лландоверского яруса). В основании таарлаганской свиты лежат серо-зеленые и серые известковистые сланцы и алевролиты; в подчиненном количестве — мелкозернистые известковистые песчаники. В верхней части разреза преобладают серые и темно-серые глинисто-известковистые сланцы с прослоями известковистых песчаников и алевролитов; в виде отдельных линз или пластов присутствуют глинистые

http://jurassic.ru/

известняки, по которым свита делится на нижнюю подсвиту, мощностью 1100 *м*, и верхнюю — мощностью 1300 *м*.

Позднеордовикский возраст свиты устанавливается по фауне кораллов (рр. Карасу и Еланда — притоки р. Ини и р. Атахта — приток р. Чуи), изученных П. С. Дзюбо. Отсюда описаны *Plasmoporella* sp., *Cyrtophyllum orthis* Sok., *Cyrtophyllum* aff. *bellum* In., *Liopora* sp. В. А. Сытовой из этой свиты определены *Plasmoporella* sp., *Propora* sp. Из них *Cyrtophyllum* и *Liopora* являются руководящими родами для позднеордовикских отложений Западной Сибири.

Верхнеордовикские отложения, развитые в Уйменско-Лебедском синклинории, представлены более мелководными, существенно терригенными морскими и лагунными осадками. Они лежат несогласно на отложениях ареніг-лландейльского возраста и перекрываются девонскими образованиями. В целом толща представлена пестроцветными аркозовыми или кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами, мергелями с пачками и прослоями коралловых известняков. Местами в основании свиты лежит крупногалечниковый конгломерат с галькой красноцветных песчаников, кремнистых сланцев, порфиритов.

В. П. Студеникиным (1958 г.) по р. Лебедь ниже д. Гурьяновки, а также по р. Байгол между дд. Курмач-Байгол и Шукша установлено, что мощность одновозрастных отложений не превышает здесь 840—850 *м*, а у д. Стретинки 200 *м*.

Свита по рр. Самыш, Турочак, Аявин (район р. Лебедь) охарактеризована фауной ругоз и табулят позднеордовикского возраста. П. С. Дзюбо и С. К. Черепнина из этой толщи определили позднеордовикские формы — *Sibiriolites* sp., *S. koldorakensis* Dziubo, *Pragnellia* sp., *Cyrtophyllum* sp., *Reuschia* sp., *Trochiscolithus, Favistella teletskoensis* sp. nov. (близкая к *F. alveolata* Golgf.), *Trochiscolithus schmidti* Kiaer. var. *altaica* Dziubo.

Из отложений этого же района П. С. Дзюбо определены кораллы, А. М. Ярошинской — мшанки и Н. Н. Демуровой — брахиоподы, известные и в позднем и в среднем ордовике: *Nictopora nicholsoni* (Rad.) var. *altaica* Dziubo, *Nictopora* sp., *Phaenopora gregaria* Schoenum и *Rostriocellula*.

Верхнеордовикские отложения Уйменско-Лебедского синклинория В. П. Студеникиным (1961 г.) разделены на две свиты. Нижняя из них, названная аинской, состоит из зеленоватых алевролитов, сланцев, песчаников, известняков, редко конгломератов, мощностью 800—900 *м* и содержит фауну: *Strophomena lethea* Nikif., *Boreaorthis asiatica* Nikif., *Calapoecia anticostensis* Bill., *Stelliopora vesiculosa* Mods. Вышележащая гурьяновская свита представлена красноцветными алевролитами, сланцами, песчаниками с фауной *Glyptorthis* sp., *Dinorthis* sp., *Ceraurinus* sp. Мощность ее 900—1400 *м*. Аинская свита залегает несогласно на отложениях буринской свиты.

## *СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ*

В пределах Рудного Алтая, в ядрах Алейского и Синюшинского антиклинориев обнажаются породы, обычно выделяемые на картах как «додевонская метаморфическая свита», возраст которой различными исследователями трактуется по разному.

Отсутствие фауны в этих отложениях и тот факт, что они перекрываются несогласно породами девона, позволяли решать вопрос о возрасте только путем сопоставления их с додевонскими толщами соседних районов. Большинство исследователей Алтая [В. П. Нехорошев (1954 г.), Н. Л. Бубличенко, Н. А. Елисеев, Н. Н. Курек и др.] считают

http://jurassic.ru/

возможным сопоставлять ее по возрасту с породами горноалтайской серии бассейна р. Чарыша. Некоторые геологи (Д. И. Горжевский, 1955 г., И. Ф. Трусова и др.) допускают, что породы «додевонской метаморфической свиты» следует сопоставлять с докембрийскими метаморфическими сланцами Теректинского горста, поскольку те и другие обладают одинаковой степенью метаморфизма (фация зеленых сланцев).

Породы «додевонской метаморфической свиты» известны в районах г. Змеиногорска, с. Шемонаихи, пос. Большой Речки и других, где они слагают небольшие по площади участки, чаще всего располагающиеся среди интрузивных массивов и резко несогласно перекрывающиеся отложениями среднего девона. Участки развития этих пород можно условно разделить на три группы:

1. Участки с неизмененными породами додевонского возраста, известные здесь лишь по р. Харьковке и у д. Барановки в районе г. Змеиногорска. На р. Харьковке среднедевонские отложения несогласно, с базальным конгломератом в основании, залегают на песчано-сланцевых отложениях, состоящих из чередующихся алевролитов, песчаников, реже грубых песчаников и глинистых сланцев, окрашенных в зеленые, иногда зелено-фиолетовые тона. Вблизи интрузий эти породы несколько изменяются. В них появляются сланцевые текстуры, наблюдается слабая регенерация обломков, появляется эпидот, чешуйчатые минералы ориентируются по сланцеватости. Эта пачка пород полностью сопоставляется с разрезами ханхаринской свиты соседнего с востока района *.

2. Участки с породами, обладающими признаками контактового метаморфизма, встречающиеся чаще. В большинстве случаев это измененные осадочные породы. Среди них можно выделить серицито-хлоритовые, кварц-хлорит-эпидотовые, альбито-кварц-хлорит-эпидотовые и т. п. разности. Породы эти несут ясные следы ороговикования с развитием кварца и эпидота, часто выполняющих секущие прожилки.

3. Третья группа участков сложена породами, в которых нельзя твердо установить, что породы подвергались контактовому метаморфизму. Здесь развиты метаморфизованные кварц-полевошпатовые песчаники, филлиты, серицито-хлорито-кварцевые и другие зеленые сланцы; встречаются редкие линзы белых мраморов.

Из приведенной краткой характеристики этих пород видно, что большинство участков развития «додевонской метаморфической свиты» слагается породами однообразного первичного состава. Это толща песчаников с прослоями алевролитовых пород и известняков. Состав мало измененных додевонских отложений Рудного Алтая весьма сходен с составом пород ханхаринской свиты Горного Алтая. Однако из этого не следует, что в составе этой «додевонской свиты» Рудного Алтая не могут присутствовать и более древние (чем ханхаринская свита) отложения, в частности кембрийские или протерозойские, как предполагают Д. И. Горжевский, И. Ф. Трусова, А. Н. Прохоров и А. Б. Гинцингер. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

### *ОБЩАЯ СВОДКА*

Ордовик в Западной Сибири распространен почти во всех основных районах; только в Колывань-Томской зоне он еще не доказан палеонтологически.

В распространении ордовика есть одна важная черта, обусловленная геологическим строением Западной Сибири. Примерно через севе-

* А. Б. Гинцингер и М. К. Винкман более вероятным считают сопоставление ее с горноалтайской серией (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

ро-западную часть Кузнецкого Алатау и северную часть Горной Шории к Ануйско-Чуйской депрессии проходила смещавшаяся с течением времени береговая полоса ордовикского моря, вторгавшегося временами в бассейн р. Лебедь (по крайней мере в карадоке). Море простиралось от этой полосы к западу; восточнее ее в Западной Сибири распространялась суша, вероятно, входившая в состав каледонской платформы.

Сопоставление разрезов ордовика различных районов Западной Сибири показывает, что он полнее представлен и лучше изучен в трех районах: Салаире, Горной Шории и Алтае. Низы ордовика, видимо, достаточно полно документированы и в северо-западной части Кузнецкого Алатау. Сопоставление этих разрезов дается в табл. 6.

Приведенная в этой таблице корреляция разрезов ордовика дает довольно грубое приближение к действительности, так как в связи с малой детальностью геологических исследований и с недостаточной изученностью вертикального распространения фаун ордовика Западной Сибири, ярусы, а часто и отделы выделяются лишь ориентировочно. При расчленении ордовика Алтая, например, до сих пор употребляются такие обозначения, как $O_1t$, $O_{1-2}$, $O_{2-3}$ и $O_3$. Такое деление отнюдь не свидетельствует о высокой стадии изученности. В корреляционную таблицу не включена колонка ордовика Колывань-Томской зоны, так как он выделен там условно.

Отложения ордовика Западной Сибири — геосинклинальные морские, частично пестроцветные. Они представлены преимущественно мелководными образованиями. Кроме осадков неритового отдела, нам известны и литоральные галечники — базальные конгломераты трансгрессировавшего моря, широко распространенные к западу и северо-западу от области салаирид — от кембрийских складчатых гор.

Что касается относительно более глубоководных фаций, то наличие их можно предполагать среди осадков аренигского и карадокского веков в тех районах Алтая и Салаира, где в ордовикском море существовали граптолиты(?) и радиолярии. Впрочем, те участки моря, где отлагались кремнисто-глинистые илы, могли быть и мелководными, но далекими от суши. Этот вопрос нуждается в дополнительном исследовании, хотя наличие брахиопод с очень тонкими хитиновыми раковинами, возможно, указывает на повышенную глубину моря.

Характерными для ордовика Западной Сибири являются фации граптолитовых сланцев, известковых губок (рецептакулитов?), брахиоподовых банок, коралловая фация с *Calapoecia, Nictopora, Eofletcheria* и др. и трилобитовая фация.

Своеобразными образованиями являются почти мономинеральные кварцевые песчаники Горной Шории и др., свидетельствующие о сильном развитии химического выветривания в конце позднего кембрия (и в начале тремадока?) и о возможности формирования в это время осадочных месторождений.

Однако наиболее широко распространена в ордовике Западной Сибири фация полимиктовых песков, указывающая на процесс быстрого разрушения соседней гористой суши.

Следует отметить также своеобразные мергелистые отложения с кораллами *Calapoecia* и др., известные в Горной Шории, Салаире, а также (по сборам П. Ф. Красникова и А. М. Кузьмина) на Алтае.

В ордовике Западной Сибири установлен ряд перерывов и несогласий (М. А. Усов, 1936 г., А. Б. Гинцингер, 1960 г. и др.).

Складчатость ордовика — типичная геосинклинальная. Ее особенностью является то, что она проявилась в условиях слабого развития излияний и внедрений магмы. В связи со складчатостью алеврито-гли-

http://jurassic.ru/

Таблица 6

## Корреляционная схема ордовика Западной Сибири

| Система | Отдел | Ярус | Салаир | Кузнецкий Алатау | Горная Шория | Горный Алтай: Северо-западная часть (рр. Чарыш, Ануй, Песчаная, Кан) | Горный Алтай: Юго-восточная часть (рр. Чуя, Иша и др.) | Горный Алтай: Северо-восточная часть |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ордовикская | Верхний | Ашгильский | Урская свита | ? | Амзасская свита | Не установлено / Диеткинская свита | Ануйская серия: Таарлаганская свита | Гурьяновская свита |
| | | Карадокский | | Изасская свита | | Орловская свита | | Аинская свита |
| | Средний | Лландейльский | | Кожуховская свита | Отложения отсутствуют | Ханхаринская свита | Айлагушская свита | Буринская свита |
| | | | | | | Бугрышихинская свита | Сумультинская (савельевская) свита | Стретинская свита |
| | Нижний | Аренигский | | | | Отложения отсутствуют | Отложения отсутствуют | |
| | | Тремадокский | Калтыкская свита | Китатская свита (верхняя часть) | Алгаинская свита | Суеткинская свита | Горноалтайская серия: Суеткинская свита | Отложения отсутствуют |
| Кембрийская | Верхний | Шидертинский | Толсточихинская свита | Китатская свита (нижняя часть) | Отложения отсутствуют / Горношорская свита | Чарышская свита | Чарышская свита | Чойская свита / Кульбичская свита |

http://rgo.ras.ru

нистые породы ордовика, как правило, хорошо рассланцованы и испытали заметный метаморфизм.

По слабой интенсивности проявления вулканизма ордовик Западной Сибири резко отличается как от кембрия, так и от девона этого края.

В бугрышихинской свите Алтая М. Н. Барцева, Д. И. Горжевский и Ю. С. Перфильев отмечают единичные прослои туффитов и порфиритовых лав. Последние наблюдали в ордовикской маралихинской свите на Алтае С. Ф. Дубинкин, на Салаире — В. Д. Фомичев и А. М. Кузьмин. В нижней части ордовика на г. Орлиной имеются зеленокаменные диабазовые или мелафировые туфы. Позже В. Д. Фомичев указал на наличие кристаллокластических туфов, туфов кварцевых кератофиров, порфиритов и даже базальных туфо-конгломератов в урской свите.

В нижней части ордовика Алтая изредка встречаются жилы зеленокаменных альбитофиров.

Что касается интрузий этого времени, то к ним в Западной Сибири относили кварцевые кератофиры (М. А. Усов, 1936 г.), наблюдавшиеся на Алтае, например по рч. Березовке, правому притоку р. Ануя. В Кузнецком Алатау главная масса плутонов относилась некоторыми геологами к каледонским, в частности к ордовикским, но это не подтвердилось *.

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

### *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

Силур (в объеме бывшего готландия) известен в Западной Сибири с 1845 г., когда был найден первый *Halysites* на Алтае (П. А. Чихачев, р. Чуя). Однако и теперь объем разрезов, относимых к готландию, все еще не выявлен окончательно, что объясняется недостаточной изученностью палеонтологических находок из основания девонских и кровли ордовикских отложений, а также недостаточным изучением зонального распределения окаменелостей в самих силурийских отложениях.

В настоящее время все еще является спорным вопрос о положении верхней границы системы, в связи с тем что в томскозаводской (остракодовой) свите с *Howellella crispa* (His.) и *H. angustiplicata* (Kozlowsky) есть роды (например, *Gephuropora*), известные лишь в девоне **, а также в связи с тем, что даунтонский ярус, к которому относили эту свиту (П. С. Лазуткин, 1936 г. и др.), является, по новейшим данным, фацией жединского яруса. Некоторые сомнения есть и в отношении точного возраста низов юрманской свиты лландоверского яруса.

Особенности трактовки различных подразделений силура у изучавших его авторов есть и теперь. Но они сводятся не столько к делению на ярусы, сколько к различному пониманию местных стратиграфических единиц.

В настоящем томе принято следующее деление силура:

| Система | Отделы | Ярусы |
|---|---|---|
| Силурийская (S) | Верхний ($S_2$) | Лудловский ($S_2ld_{1+2}$) |
| | Нижний ($S_1$) | Венлокский ($S_1w$) |
| | | Лландоверский ($S_1ln$) |

* До последнего времени эту точку зрения защищают многие геологи *(Ред.)*.

** Стратиграфический Комитет СССР постановил 5/II 1960 г. (Бюлл. межвед. стратигр. к-та, № 3, стр. 40) всю томскозаводскую свиту относить к верхам силура и проводить границу с девонскими отложениями в основании крековских слоев. *(Ред.)*.

http://jurassic.ru/

Наиболее широко распространены силурийские отложения в Горном Алтае и на Салаире, где они несогласно налегают на ордовикские. Нижняя часть силурийского разреза представлена здесь преимущественно алевропелитовыми толщами. Венлокские и лудловские отложения в основном карбонатные.

### *КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ*

К силуру в Кузнецком Алатау ряд исследователей (А. Н. Чураков, Д. В. Никитин, А. Л. Додин и др.) ранее относили часть эффузивов (преимущественно кислых) и их производных, входящих в состав северной вулканогенной оторочки Кузнецкого Алатау и, по их мнению, подстилающих нижний девон, петрографические отличия от которого ими не указывались *. Кроме того, те же исследователи относили к силуру наиболее молодые из так называемых каледонских интрузий. В частности, М. А. Усов (1936 г.) к силуру относил Патынский плутон, вопреки мнению А. М. Кузьмина о его девонском возрасте. Другие геологи относили к силуру Ортонский гранитный плутон, Тигиртышский и даже Порожинский массивы порфировидных гранитов.

В действительности в Кузнецком Алатау палеонтологически доказанных отложений силура нет. Поэтому силурийский возраст вышеотмеченных эффузивов и так называемой каледонской интрузии пока приходится считать условным. Не известно здесь и доказанных фауной отложений жединского яруса нижнего девона, поэтому также нет объективных оснований относить к верхнему силуру часть эффузивов Кузнецкого Алатау, залегающих примерно в середине палеозоя; они могут быть и нижнедевонскими.

### *ГОРНАЯ ШОРИЯ*

Наличие силура в Горной Шории палеонтологически не доказано. По стратиграфическому положению к нему, возможно, относятся выходящие по р. Мундыбашу (ниже р. Тарлаш) из-под эффузивно-осадочного девона красноцветные песчаники и конгломераты, рассеченные кварцевыми порфирами. Нижнедевонский возраст этих красноцветов также пока не исключается.

Возможно, к силуру (хотя скорее к нижнему девону) относятся полого дислоцированные кислые эффузивы района с. Кондомского. Эти кислые породы, видимо, древнее всех тельбесских (девонских) свит, так как глыбы их входят в состав брекчий осыпей (или горных силевых выносов) тельбесской свиты. По устному сообщению В. Г. Руткевича, к силуру относятся эффузивы Тазовского района Горной Шории.

Предполагаемые силурийские отложения (но не кислые эффузивы) Горной Шории дислоцированы в общем значительно интенсивнее, чем развитые здесь девонские образования.

### *САЛАИР*

Изучение силура Салаира связано с именами К. В. Радугина, Б. Ф. Сперанского, А. А. Зенковой, А. М. Кузьмина, М. А. Усова, А. Л. Матвеевской, В. Д. Фомичева, М. П. Нагорского, В. И. Яворского, Ю. К. Горецкого, П. С. Лазуткина, Н. Л. Бубличенко и др.

Силурийские отложения на Салаире распространены ограниченно. Значительные площади они занимают лишь по юго-восточной окраине

* Это кибрасская свита А. Л. Додина (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

кряжа; в центральной и северо-западной частях Салаира они протягиваются узкими полосами.

Нижняя часть силурийского разреза сложена здесь терригенными породами, верхняя — в основном карбонатная. Подразделены эти отложения на три свиты и залегают несогласно на нижележащих отложениях. Тут выделяются (снизу вверх): юрманская серия, сухая и томскозаводская свиты (В. Д. Фомичев, 1956 г.).

**Юрманская серия** (до 1600 *м*) названа В. Д. Фомичевым в 1953 г. по разрезу на р. Юрман, в окрестностях г. Гурьевска.

У г. Гурьевска, в западном крыле Орлиногорской антиклинали и на правом берегу р. Черневого Бачата, выше устья р. Толсточихи, хорошо видно, что на верхи урской свиты (ордовик), на темные сланцы с линзами веберовских известняков с верхнекарадокской и ашгильской фауной налегают базальные юрманские конгломераты силура видимой мощностью не менее 75 *м*. На конгломератах залегают сланцевые, аргиллитовые и алевролитовые породы, зеленовато-серые и темно-серые. На берегу р. Черневого Бачата (выше устья р. Толсточихи) в низах этой толщи почти в кровле конгломератов, среди сланцев имеются две сближенные пачки серых известняков (по 2—3 *м* мощностью) с члениками криноидей, трилобитами *Amphilichas snjatkovi* Web., *A.* cf. *batchaticus* Web., *Harpes* sp., *Illaenus salairicus* Web., *Illaenus* sp. (по З. А. Максимовой), почти плоскими гастроподами и мелкими брахиоподами (сборы В. Д. Фомичева, 1954 г.). По предварительному определению М. А. Борисяк, здесь имеются *Triplecia* sp., *Plectatrypa* sp. и другие формы. Судя по фауне, это низы лландоверского яруса или самые верхи ордовика; это первая находка такой фауны в Западной Сибири.

Таким образом, базальные юрманские конгломераты очень близки к типичным «таконийским» конгломератам. У г. Гурьевска они состоят из нескольких пачек, состав валунов и галек в которых непостоянен и быстро изменяется по простиранию: преобладают альбитизированные плагиопорфириты, часто много зерен альбита, местами присутствуют валуны (до 30—40 *см* в поперечнике) серых веберовских (верхнекарадокских) известняков с фауной. В нижней пачке этих конгломератов, на правом берегу р. Толсточихи, фауна (брахиоподы, пелециподы и гастроподы) имеется и в цементе (не определена). Налегающая на конгломераты сланцево-аргиллитовая толща (до 1 *км*) хорошо представлена в разрезе по р. Степному Бачату — в районе р. Юрмана (западнее д. Мамонтовой). Она обнажена здесь в крыльях широкой синклинали, в ядре которой видны вышележащие светлые толстослоистые известняки с обильными красными пятнами. Это так называемые «бело-розовые известняки» местных геологов или «известняки с *Bumastus*», как их назвал К. В. Радугин (1928 г.). Последний хорошо изучил разрез сланцев и бело-розовых известняков несколько южнее р. Степного Бачата — по рр. Томь-Чумышу и Кара-Чумышу, до с. Томский Завод на юге; среди темных сланцев, по его данным, залегают зеленовато-серые фельзитовые породы, светлые кварцевые кератофиры и их туфы. Мощность юрманских бело-розовых известняков в стратотипическом районе (по р. Юрманчику) достигает 40 *м*; выше залегают непосредственно налегающие на них с несогласием и размывом базальные конгломераты вышележащей сухой свиты лудловского яруса.

В бело-розовых известняках известны *Bumastus* (из илленид), отличающиеся своей широкой глабелью и типичные для силура. В Томь-Чумышском районе Салаира в этом известняке встречены *Clathrodictyon vesiculosum* Nich. et Mur., *Heliolites interstinctus* L., *Pycnostylus niagarensis* Lambe и *Plasmopora stella* L.

http://jurassic.ru/

Такой же разрез хорошо представлен южнее по р. Уксунаю, между с. Мельниковым и пос. Жениховским. Мощность базальных конгломератов юрманской серии достигает здесь 750 *м*; в гальках и зернах их — жильный кварц, серые кремнистые породы (преобладают), фельзиты, альбитизированные плагиопорфириты, окварцованные кератофиры, известняки, зеленоватые плитчатые сланцы, альбит. В цементе — тонкокремнистая порода, иногда несколько известковистая. В верхах темно-серой и зеленоватой сланцевой юрманской толщи, в 70—75 *м* ниже бело-розовых известняков, имеется пачка темно-серых известняков (10 м), переполненных кораллами — *Favosites* cf. *hisingeri* E. et H. var. *minima* R u k h., *F.* cf. *parasiticus* H a l l, *F.* ex gr. *gothlandicus* L a m., *Thamnopora* sp., *Clathrodictyon* sp., *Striatopora* sp.; ругозы из *Spongophyllidae*; есть брахиоподы. Табуляты по сборам В. Д. Фомичева определены Б. С. Соколовым. В самих бело-розовых известняках, мощность которых превосходит здесь 200—300 *м*, в большой петле р. Уксуная, расположенной в 5,5 *км* юго-западнее пос. Жениховского, встречены табуляты (*Thamnopora* aff. *taimyrica* D u b a t. sp. nov.) и ругозы (из спонгофиллид). Это венлокские известняки. По р. Юрманчику в них встречены неясные *Halysites*, а также *Favosites hisingeri* E. et H. var. *minima* R u k h i n.

На бело-розовые известняки, как это видно по р. Уксунаю восточнее пос. Жениховского, налегает толща чередующихся зеленовато-серых алевролитов и пестро-серых амфипоровых известняков с *Conchidium* ex gr. *pseudoknighti* T s c h e r n., *Amphipora* sp., *Stromatopora typica* var. *cylindrica* R i a b., *Clathrodictyon* ex gr. *regulare* R o s., *Amplexus* sp., *Pholidophyllum* ex gr. *cylindricum* W d k., *Entelophyllum* sp., *Mesactis* sp., *Pseudoomphyma* ex gr. *atava* W d k d., *Parastriatopora kartzevae* D u b a t., *P. mutabilis* (T c h e r n.), *Thamnopora* sp., *Cladopora* aff. *reticularis* (S i m p s.), *Favosites forbesi* E. et H., *F. forbesi* E. et H. var. *kolymaensis* R u k h., *Palaeofavosites*? D u b a t. sp. nov. и водорослями типа *Osagia*. Породы эти относятся к юрманской серии — амфипоровая толща.

Возможно, что это уже низы лудловского яруса, так как на раковинах *Conchidium* видна слабая продольная ребристость. Непрерывного разреза самых верхов юрманской серии здесь составить нельзя из-за плохой обнаженности их; здесь есть и серые, и темно-серые известняки, и зеленовато-серые алевропелиты. Выше юрманской серии несогласно, с размывом, залегают базальные горизонты сухой свиты.

Близкие по составу и фауне (с *Conchidium* ex gr. *pseudoknighti* T s c h e r n.) серые и темно-серые известняки верхов юрманской серии обнажены по р. Томь-Чумышу выше с. Томский Завод.

В общем в рассмотренных южных разрезах хорошо представлены карбонатные верхи юрманской серии; своеобразны базальные конгломераты, сложенные в основном кварцем и кремнистыми породами; встречаются редкие незначительные пачки туфов кератофиров.

Хорошо сохранились мощные бело-розовые юрманские известняки в Верхнебердском районе, но вышележащие амфипоровые известняки там смыты. Известны юрманские известняки и по западной окраине Салаира, по р. Чумышу: у с. Черемушкина (бело-розовые известняки) и у д. Ветохиной — серые известняки с кораллами (*Propora*? sp.), и криноидеями.

В северо-восточной и северной частях Салаира юрманская серия наиболее сильно размыта: у г. Гурьевская от бело-розовых известняков сохранилась пачка мощностью всего 10—15 *м*; по р. Берди у с. Чупино и д. Серебренниковой известняки эти также сильно размыты, а местами и совсем не сохранились, и конгломераты сухой свиты ложатся прямо

http://jurassic.ru/

на сланцевые толщи нижней половины юрманской серии. Несмотря на достаточно кислый состав зерен юрманских песчаников, в них почти полностью отсутствуют зерна кварца, в изобилии представленные в то же время в гальке базальных конгломератов этой серии.

В другой фации представлена юрманская серия по крайней юго-восточной окраине Салаира — в обнажении горы Глядень (у «хутора Клепикова»), расположенной в 5 *км* западнее с. Сары-Чумыш. Она сохранилась здесь в узком тектоническом клине, прижатом с востока к древним (кембрий) толщам Салаира, и сложена красными скорлуповатыми глинистыми породами и зеленоватыми плитчатыми тонкозернистыми песчаниками с тонкими пропластками серых мергелей, местами переполненных раковинами *Nalivkinia sibirica* B u b l. (по О. И. Никифоровой) и с обильными *Favosites festivus* T c h e r n. и *F. kennihoensis* O z a k i (по В. Н. Дубатолову); есть тут также ругозы и строматопоры. Судя по фауне, это нижнелудловские отложения. Мощность обнаженной части их до 50—70 *м*. Отсюда же П. С. Лазуткин определил в 1936 г. *Camarotoechia vesta* B a r r. и *Spirifer (Delthyris)* aff. *elevatus* D a l m. Таким образом, возраст этой толщи можно определить как самые верхи юрманской серии или самые низы томскозаводской свиты.

Как правило, отложения юрманской серии обладают серой окраской, содержат мало хлорита. Только в зоне максимального метаморфизма Салаира (в осевой части его), на отдельных участках проявляется некоторое позеленение пород. Возраст юрманской серии нижнесилурийский, местами, возможно, до низов лудловского яруса включительно.

При детальных съемках Салаира юрманская серия подразделялась на три свиты: черных сланцев, бело-розовых известняков и амфипоровых известняков. Геологи ЗСГУ Г. С. Харин, В. А. Желтоногова и В. Г. Зинченко соответственно назвали их оселковской, баскусканской и потаповской.

**Сухая свита** (до 200—300 *м*). Сложена в основном песчаниками и конгломератами; несогласно с размывом залегает на отложениях юрманской серии, причем максимальная амплитуда этого размыва наблюдается в северной и северо-восточной части кряжа. Возраст свиты верхнелудловский ($S_2ld_2$).

Свита установлена М. А. Усовым в 1936 г. в разрезе восточного крыла антиклинали горы Орлиной у г. Гурьевска, название получила от протекающей тут небольшой речки Сухой, справа впадающей в р. Черневой Бачат. Фауна (крупные остракоды) известна лишь в самых верхах свиты, где появляются первые линзы темных известняков. По р. Сухой хорошо видно налегание конгломератов сухой свиты на нижнюю пачку бело-розовых известняков юрманской серии.

Сухая свита сложена здесь серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, частью грубозернистыми. Есть тут и красновато-серые песчаники и небольшие пачки пестроцветных тонкозернистых пород. В зернах песчаников — кварц, альбит, эпидот, альбитизированные порфириты, кварцевый кератофир, фельзит, иногда рудные.

Те же соотношения видны по р. Юрманчику, притоку р. Степного Бачата, но здесь переход к вышележащей томскозаводской свите более постепенный — имеется зона переслаивания песчаников и известняков. В зернах песчаников — те же породы, что и по р. Сухой, но без зерен кислых эффузивов. В районе с. Томский Завод в основании сухой свиты залегают красноватые фосфоритоносные аргиллиты.

**Томскозаводская свита** (1000 *м*). Отложения этой свиты долго были известны под названием «остракодовые известняки». В 1956 г. В. Д. Фо-

http://jurassic.ru/

мичев (1956 г.) назвал их томскозаводской свитой по с. Томский Завод, где они прекрасно обнажены по берегам р. Томь-Чумыша.

Стратиграфические соотношения хорошо видны в районе р. Сухой (восточнее г. Гурьевска), где отчетливо наблюдается согласное налегание темно-серых слоистых известняков этой свиты на песчаные толщи сухой свиты и согласное же перекрывание остракодовых известняков более светлыми желтоватыми крековскими известняками (жединскими).

Отдельные пачки остракодовых известняков содержат богатую кораллово-брахиоподовую фауну. В. Д. Фомичевым в 1954 г. по р. Юрману была отдельно собрана фауна из самой нижней пачки этих известняков (15 *м*), залегающей среди песчаников: *Protathyris* ex gr. *didyma* Dalm., *Camarotoechia* sp., *Stromatopora* sp. nov., *Striatopora* ex gr. *tschichatschewi* Peetz, *Favosites* sp. (определения О. И. Никифоровой и В. Н. Дубатолова). Стратиграфически выше, в низах томскозаводской карбонатной толщи, также были найдены кораллы *Squameofavosites uralensis* Yanet, *Stromatopora* ex gr. *typica* Ros., *Amphipora* ex gr. *socialis* Rom., относящиеся к лудловскому ярусу.

По старым сборам (П. С. Лазуткин, В. И. Яворский и другие) руководящими формами для томскозаводской свиты в целом считаются *Camarotoechia vesta* (Barr.), *Wilsonia tarda* (Barr.), *Protathyris didyma* (Dalm.), *Spirifer (Crispella) angustiplicatus* Kozl., *Favosites gothlandicus* Lam. var., *F. forbesi* E. et H., *Dictyofavosites* sp., *Stromatopora typica* Rosen., *Leperditia elongata* Peetz, *Bronteus* sp. nov., *Lichas* sp., *Cheirurus (Crotalocephalus) myops* Roemer, *Phacops* sp. и ругозы. П. С. Лазуткин (1936 г.), изучивший брахиопод этой свиты, отметил большое сходство ее фауны «с фауной верхнего силура Богемии и польской Подолии».

За последние годы появились утверждения ряда палеонтологов, что верхняя часть этой свиты является девонской (жединской); однако для решения вопроса необходимы послойные сборы фауны.

Во внутренних зонах Салаира томскозаводская свита представлена черными известняками того же состава и с той же фауной, что и по окраине Кузбасса. Они известны у с. В. Тогул, в Верхнебердском районе, у с. Суенги. Во втором из этих районов, у с. Калачикова, в остракодовых известняках много табулят (*Dicryofavosites* aff. *salairicus* Tchern.).

По данным Г. И. Кириченко, лудловские темные известняки с фауной известны в районе с. Мочеги (*Favosites forbesi* E. et H. и другие), по р. Суенге у с. Суенги (*Favosites* cf. *salairicus* B. Tchern.) и тут же по Красулину логу — с *Camarotoechia vesta* (Barr.), *Spirifer (Delthyris)* ex gr. *elevatus* Dalm.

### *КОЛЫВАНЬ-ТОМСКАЯ ЗОНА*

Силур в Колывань-Томской складчатой зоне палеонтологически не доказан и выделен по аналогии с силуром соседнего Салаира Б. Ф. Сперанским условно. Силур распространен по правую сторону р. Оби выше г. Новосибирска (в частности, по речке, впадающей в р. Обь, около 53 *км* выше устья р. Берди), где выступает из-под верхнего девона. Представлен он здесь двумя свитами по 300—500 *м* мощностью: а) нижней песчано-конгломератовой с прослоями черных сланцев и б) верхней сланцевой (из зеленых и главным образом черных глинистых сланцев с прослоями песчаников и глинистых криноидных известняков). Отложения эти напоминают породы, выделенные А. А. Зенковой на Салаире под названием легостаевской свиты (у с. Легостаева).

http://jurassic.ru/

В верхах легостаевской черносланцевой свиты местами (на правом берегу Берди у устья р. Чемы) имеются прослои криноидных известняков мощностью по 5—6 (до 20 *см*), а в низах — серые известковистые песчаники, гравелиты и линзы конгломерата. Кроме члеников криноидей, в легостаевской свите известны лишь ромбовидные таблички цистоидей.

Для отмеченных выше толщ силура характерны напряженная складчатость северо-восточного простирания и рассланцовка, ориентированная вдоль осей складок; породы метаморфизованы.

## *ГОРНЫЙ АЛТАЙ*

На территории Горного Алтая силурийские отложения широко распространены в Ануйско-Чуйском синклинории. В пределах Катунского антиклинория, Теректинского горста и, вероятно, Уйменско-Лебедского

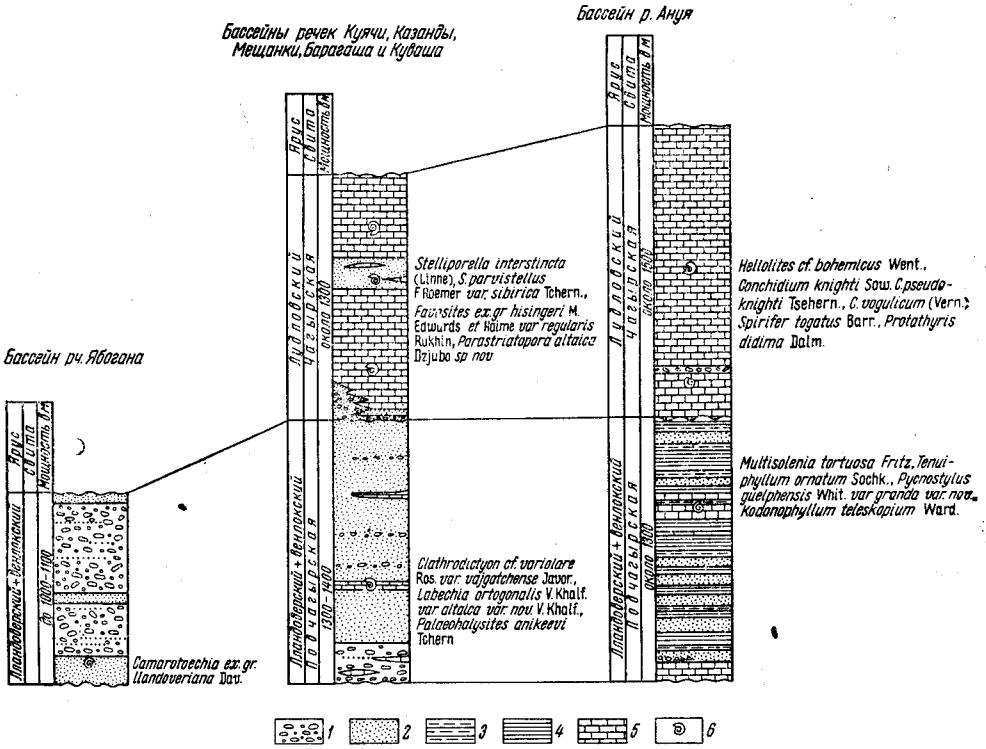



Рис. 20. Схема корреляции стратиграфических разрезов силурийских отложений разных районов Ануйско-Чуйского синклинория

*1* — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — глинистые сланцы; *5* — известняки; *6* — местоположение фауны

синклинория они отсутствуют. Небольшие участки, сложенные породами силура, известны, кроме того, на юге и юго-востоке Горного Алтая — на площади Белухинского антиклинория.

Существенный вклад в дело изучения отложений силурийской системы на Алтае до 1941 г. внесли В. П. Нехорошев, Б. Ф. Сперанский, А. А. Никонов, Ю. А. Кузнецов и Г. П. Нагорский. Однако современные представления о стратиграфии силурийских отложений базируются на результатах работ, выполненных в течение 1948—1958 гг. геологами ЗСГУ и ВАГТ.



http://jurassic.ru/

На основании структурных, литологических и палеонтологических данных отложения силура расчленены на две свиты, из которых нижняя, именуемая подчагырской, охарактеризована фауной нижнего силура (лландовери—венлока), а верхняя, названная чагырской, — фауной лудлоу (рис. 20).

## НИЖНИЙ СИЛУР

**Подчагырская свита** ($S_1$ ln-w). Отложения подчагырской (чинетинской) свиты залегают в синклинальных складках с резко выраженным угловым несогласием на породах ордовикской системы. Несогласие в залегании пород нижнего силура и ордовика особенно отчетливо выражено в верхнем течении р. Ануя вблизи пос. Усть-Муты, в верхнем течении р. Ябагана и в ряде других мест. Несмотря, однако, на резко выраженное несогласие, силурийские структуры наследуют структурный план нижележащих отложений, хотя дислоцированы они несколько слабее. Некоторой структурной особенностью отличаются верхнесилурийские отложения: местами они собраны в складки с достаточно пологим (35—45°) падением крыльев, что сближает их со структурами девонских отложений.

В основании отложений нижнего силура лежит ясно слоистая пачка пород, представленная либо конгломератами, переслаивающимися с песчаниками, либо разнозернистыми сильно известковистыми полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми песчаниками, содержащими отдельные линзы мелкогалечных конгломератов и алевролитов. На некоторых участках, как, например, в бассейне р. Быстрой (левый приток р. Песчаной) и по р. Верхний Карасу, правому притоку р. Ини, впадающей в р. Чую, нижнесилурийские отложения начинаются известняками. Выше базальной пачки залегает мощная толща пород, состоящая из переслаивающихся песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, мергелей и известняков; последние довольно часто слагают мощные и протяженные пласты или пачки, в которых встречаются прослои мергелистых и глинистых сланцев.

Отложения нижнего силура в фациальном отношении довольно изменчивы. Среди них можно выделить три типа осадков: лагунно-континентальные (?), прибрежно-морские и морские.

К лагунно-континентальным (?) образованиям, по-видимому, следует относить красноцветные, преимущественно грубокластические осадки, слагающие небольшие участки в бассейне р. Ябагана. Раньше эти отложения условно считались нижнедевонскими, но в результате тематических работ, проведенных в 1957—1958 гг. Е. И. Лошковым, М. К. Винкман, Г. В. Пасечным, А. Н. Коновым, А. Б. Гинцингером и другими, установлено, что они являются нижнесилурийскими. Это было подтверждено ископаемой фауной (*Camarotoechia* ex gr. *llandoveriana* (D a v.), обнаруженной в этих отложениях после длительных поисков В. С. Семеновой в 1958 г.*.

Данный тип отложений может быть охарактеризован разрезом, хорошо вскрытым на водоразделе между р. Чагыром и р. Еландой, правыми притоками р. Ябагана. На этом участке наблюдается следующее чередование пород (снизу вверх):

Песчаники кварцево-полевошпатовые и кварцевые с многочисленными чешуйками белой слюды, красноцветные (с отдельными прослоями зеленого цвета), грубозернистые . . . . . 50 *м*

Песчаники кварцево-полевошпатовые зеленые с чешуйками белой слюды . . . . . 10—15 „

* Наличие брахиоподовой типично морской фауны скорее всего указывает на лагунно-морское или прибрежно-морское происхождение этих пород. (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

Песчаники кварцево-полевошпатовые с чешуйками слюды, мелкозернистые серо-вишневого цвета с остатками *Camarotoechia* ex gr. *llandoveriana* (Dav.) (определение Н. П. Кулькова) . . . . . 30 *м*

Конгломераты серо-фиолетового цвета с гальками кварца, кварцита, реже песчаника, сланца и изредка известняка; цемент песчаный (кварцевый) . . . . . 100—120 „

Песчаники кварцево-полевошпатовые неравномернозернистые серо-лиловые и серовато-желтоватые . . . . . 50 „

Конгломераты серо-лилового цвета (в гальке кварц, кварцит и другие породы) с прослоями кварцево-полевошпатовых песчаников серовато-желтого цвета . . . . . 150—180 „

Песчаники кварцево-полевошпатовые мелкозернистые серовато-желтого цвета . . . . . 30—40 „

Общая мощность этих отложений составляет около 480 *м*, но она является далеко не полной (небольшая синклинальная складка). Несколько восточнее, у с. Ябагана, эта же синклиналь в связи с погружением оси становится значительно шире и поэтому там мощность отложений достигает 1000 *м* за счет появления более высоких частей разреза, представленных также в основном конгломератами и песчаниками.

К северо-западу и юго-востоку от бассейна р. Ябагана происходит быстрая смена фаций нижнесилурийских отложений: в северо-западном направлении, уже в верховьях р. Ануя, лагунно-континентальные осадки переходят в прибрежно-морские, а в юго-восточном — быстро сменяются морскими.

Прибрежно-морскими нижнесилурийскими отложениями сложена довольно значительная площадь на восточной окраине Ануйско-Чуйского синклинория в бассейнах рр. Куячи, Казанды (правых притоков р. Песчаной) и по р. Мещанке (бассейн р. Семы), а также небольшие участки по рр. Барагашу и Кувашу, правому и левому притокам р. Песчаной. Представлены они сероцветными песчаниками, конгломератами и известняками. Последние встречаются в различных частях разреза в виде маломощных пластов, в которых содержатся остатки ископаемых кораллов, строматопор и брахиопод. Несмотря на то что последовательность слоев названных пород не остается выдержанной даже в разрезах, расположенных на небольшом удалении друг от друга, общее строение нижнесилурийской толщи пород в целом сохраняется, и поэтому приведенный ниже разрез по р. Мещанке дает почти полное представление о характере этих отложений для восточной окраины Ануйско-Чуйского синклинория. Этот схематизированный разрез имеет следующий состав (снизу вверх):

1. Конгломераты с маломощными прослоями известняков и аркозовых песчаников; галька хорошо окатана и состоит из кварцитов (преобладают), известняков, песчаников, сланцев, гранитоидов и эффузивов . . . . . 200—250 *м*

2. Песчаники средне- и грубозернистые в основном кварцево-известняковые, серые и бело-серые . . . . . 300 „

3. Известняки мраморизованные белые и серые . . . . . 20—30 „

4. Песчаники известковистые средне- и грубозернистые с прослоями серых конгломератов, серых алевролитов и известняков . . . . . 830—850 „

Общая мощность отложений нижнего силура в данном разрезе около 1300—1400 *м*. Они лежат несогласно на породах верхнего и среднего ордовика и в нижней части разреза содержат строматопоры, колониальные и одиночные кораллы, среди которых В. К. Халфиной определены: *Clathrodictyon* cf. *variolare* Ros. var. *vajgatchense* Yavor., *Labechia ortogonalis* V. Khalf. var. *altaica* V. Khalf., *Palaeohalysites anikeevi* Tchern., указывающие на лландоверский возраст.

Если учесть характер состава отложений нижнего силура восточной окраины Ануйско-Чуйского синклинория, с одной стороны, и пол-



http://jurassic.ru/

ное отсутствие нижнесилурийских пород в пределах Катунского антиклинория — с другой, то представляется возможным считать, что в нижнем силуре в этом районе береговая линия примерно совпадала с современной западной границей этого антиклинория.

В направлении к центральной части синклинория прибрежно-морские осадки на коротком расстоянии сменяются типичными морскими отложениями; большая часть грубообломочных пород уступает место алевролитам и глинистым сланцам, среди которых появляются мощные пласты известняков.

Сравнительно полный разрез нижнесилурийских отложений центральной части синклинория вскрыт правым притоком р. Быстрой, в 3 *км* к югу от с. Матвеевки. На этом участке обнажены (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| 1. Известняки белые и светло-серые, лежащие несогласно на черных сланцах нижнего — среднего ордовика . . . . . | 100 *м* |
| 2. Гравелиты и грубозернистые песчаники светло-бурые, состоящие из кварца, кварцита и карбонатного цемента . . . . . | 50—70 „ |
| 3. Чередование слоев кварцево-полевошпатовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев ярко-зеленой, зеленой и серо-зеленой окраски | 520 „ |
| 4. Глинистые сланцы серо-зеленые и темно-серые, с тонкими (0,5—1 *см*) прослоями глинистого известняка . . . . . | 150 „ |
| 5. Известняки белые с прослоями серо-зеленых алевролитов . . . | 120 „ |
| 6. Чередование слоев песчаников, алевролитов и глинистых сланцев серо-зеленых и зеленых . . . . . | 320 „ |

Общая мощность отложений в этом разрезе составляет 1300 *м*. В известняках по руч. Быстренку (0,6 *км* от устья) П. С. Дзюбо были собраны и определены кораллы: *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Tenuiphyllum ornatum* Soshk., *Pycnostylus guelphensis* Whit. var. *granda* Dziubo, *Kodonophyllum teleskopium* Ward., из которых *Multisolenia tortuosa* Fritz., характерна для верхов лландовери и венлока, а остальные формы относятся к венлоку.

В северо-западной части Горного Алтая* морские отложения нижнего силура широко распространены в среднем течении р. Чарыша, главным образом в бассейне его левых притоков — рр. Локтевки, Ини, Тулаты и Сентелека. Наиболее значительную площадь они слагают в бассейне р. Ини. В отличие от других районов Горного Алтая, здесь основание подчагырской свиты представлено пачкой (120—130 *м* мощности) темно-серых и желтовато-серых алевролитов с отдельными маломощными прослоями серых известковистых песчаников. Выше по разрезу алевролиты сменяются толщей (мощность 500 *м*), состоящей из чередующихся серых и реже желтовато-серых песчаников и алевролитов, среди которых встречаются пласты (10—12 *м* мощности) известняков серого цвета. Верхняя часть свиты (мощность около 400 *м*) сложена темно-серыми и черными глинистыми сланцами. В разных частях разреза свиты в значительном количестве содержатся разнообразные органические остатки, характерные для нижнего силура, среди которых определены: *Sowerbyella transversalis* Waht., *Cyrtia exoporrecta* Wahl., *Lissatrypa* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Encrinurus punctatus* Wahl., *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Monograptus* sp. и другие.

По р. Ханхаре, левому притоку р. Ини, нижнесилурийские отложения лежат несогласно на известняках верхнеордовикского возраста, которые раньше (Гинцингер, 1959 г.) также относились к нижнему силуру и рассматривались как нижняя часть подчагырской свиты. В 1959 г. М. К. Винкман, А. Б. Гинцингером и Г. В. Пасечным эти из-

* См. статью по силуру Северо-Западного Алтая (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

вестняки были выделены в самостоятельную орловскую свиту и отнесены к верхнему ордовику. В 1960 г. их верхнеордовикский возраст был подтвержден фауной табулят, определенных З. Ф. Пивоваровой.

На юго-востоке Ануйско-Чуйского синклинория отложения нижнего силура распространены в бассейне р. Аргута, по рр. Мал. и Больш. Яломану, Ине (правому притоку р. Катуни), Кадрину и Айлагушу. Они представлены нормальными морскими породами, лежащими несогласно на породах среднего и верхнего ордовика. Для характеристики их состава ниже приведен разрез по р. Верхн. Карасу (правый приток р. Ини). В этом разрезе, по данным В. В. Волкова и В. П. Сергеева, выделены следующие пачки пород (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Известняки массивные светло- и темно-серые с *Favosites gothlandicus* Lam. . . . . | 200—250 *м* |
| Песчаники полимиктовые средне- и мелкозернистые зеленого цвета с прослоями мергелей и хлоритизированных глинистых сланцев . . . | 930 „ |
| Известняки серые с *Favosites favosus* Goldf., *Meltisolenia* ex gr. *tortuosa* Fritz., *Clathrodictyon pseudobilaminatum* V. Khalf . . . | 150—200 „ |
| Песчаники полимиктовые, серые с прослоями темно-серых глинистых сланцев. В верхней части пачки встречаются отдельные прослои (2—3 *м*) мергелей . . . . . | 300 „ |

Общая мощность отложений определяется в 1450—1650 *м*. Состав и строение отложений нижнего силура в других разрезах юго-восточной части синклинория отличается от рассмотренного незначительно. Так, например, в бассейне р. Аргута в основании, а местами и в высоких частях разреза отложений нижнего силура залегают пласты конгломератов небольшой мощности, появляются хорошо слоистые, обычно в значительной мере глинистые известняки, переслаивающиеся с мергелями, несколько увеличивается роль глинистых сланцев.

Во всех районах синклинория, за исключением бассейна р. Ябагана, описанные выше отложения содержат сравнительно много окаменелостей, среди которых наиболее характерными являются: *Sowerbyella* cf. *duplicata* (Sow.), *Pentamerus* cf. *oblongus* (Sow.), *Palaeohalysites gothlandicus* Yabe, *Dolerorthis rustica* (Sow.), *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Tenuiphyllum ornatum* Soshk., *Pycnostylus guelphensis* Whit. var. *granda* Dzjubo, *Monograptus* sp. и многие другие, указывающие на нижнесилурийский возраст отложений.

## ВЕРХНИЙ СИЛУР

**Чагырская свита** ($S_2ld$). В 1936 г. Н. Л. Бубличенко (1936 г.) под названием чагырской свиты описал толщу пород, состоящую в основном из известняков, вскрытую у с. Усть-Чагырки на правобережье р. Чагырки, левого притока р. Чарыша.

На современном денудационном срезе отложения свиты сохранились на сравнительно небольших площадях в северо-западной части Ануйско-Чуйского синклинория в бассейне рр. Чарыша, Ануя и Песчаной. На некоторых участках они отделены от нижнесилурийских отложений резким несогласием. В бассейне р. Ануя есть участки, на которых чагырская свита перекрыта несогласно породами барагашской свиты — $D_{1-2}$.

В настоящее время отложения описываемой свиты в палеонтологическом отношении наиболее полно изучены по р. Ануй, в окрестностях с. Черного Ануя, и по р. Ине, левому притоку р. Чарыша.

В окрестностях с. Черного Ануя чагырская свита лежит несогласно на нижнесилурийских отложениях. Здесь, в приустьевой части р. Каракола, она имеет следующий разрез (снизу вверх):

http://jurassic.ru/

| | |
|---|---|
| Известняки грубослоистые темно-серые до черных с *Conchidium knighti* Sow. и другими органическими остатками . . . . . | 230 *м* |
| Конгломерат известняковый с прослоями светло-желтых мергелистых сланцев и почти черных известняков . . . . . | 20 „ |
| Чередование грубослоистых известняков серых и серовато-белых . . | 1250 „ |

Общая мощность отложений свиты в этом разрезе 1500 *м*.

У с. Черного Ануя в ряде мест в известняках свиты собраны ископаемые органические остатки. Среди них определены: *Heliolites* cf. *bohemicus* Went., *Conchidium knighti* Sow., *C. pseudoknighti* Tschern., *C. vogulicum* (Vern.), *Spirifer togatus* Barr., *Protathyris didyma* Dalm.

В бассейне р. Ини (левый приток р. Чарыша), по данным В. В. Бессоненко, отложения чагырской свиты, занимающие значительную площадь, представлены серыми и белыми известняками с редкими прослоями темно-серых известково-глинистых и глинистых сланцев. В этом районе свита имеет мощность около 700—800 *м*. В ряде пунктов на право- и левобережье р. Ини В. В. Бессоненко были найдены органические остатки, среди которых в большом количестве установлено присутствие *Conchidium knighti* Sow., *C. biloculare* Linn. и другие.

М. Н. Барцева и Ю. С. Перфильев (1957 г.), изучавшие ордовикские и силурийские отложения в северо-западной части Горного Алтая, отмечают, что чагырская свита в этом районе лежит резко несогласно на подстилающих отложениях нижнего силура и ордовика.

На восточной окраине Ануйско-Чуйского синклинория в верхнем течении р. Казанды (правый приток р. Песчаной) чагырская свита имеет несколько иной состав, что, по-видимому, можно объяснить близостью данного района к Катунскому антиклинорию.

Так, например, у с. Казанды обобщенный разрез свиты имеет следующее строение (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Конгломераты, переслаивающиеся с разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Галька конгломератов хорошо окатана и состоит в основном из светлых кварцитов и в меньшем количестве из песчаников, сланцев и известняков . . . | 20—200 *м* |
| Известняки серые, местами мраморизованные, с остатками кораллов | 500 „ |
| Песчаники кварцевые грубозернистые толстослоистые желто-коричневого цвета с прослоями темно-серых коралловых известняков и алевролитов . . . . . | 170 „ |
| Известняки черные, серые и белые с фауной кораллов . . . . . | 430 „ |

Суммарная мощность свиты около 1300 *м*.

Среди кораллов, собранных из нижней пачки известняков, П. С. Дзюбо были определены формы, характерные для лудловского яруса: *Stelliporella interstincta* (Lin.), *S. parvistellus* F. Roemer var. *sibirica* Tchern., *Favosites* ex gr. *hisingeri* M. Edw. et H. var. *regularis* Rukhin, *Parastriatopora* Dzjubo, *Mesofavosites sibiricus* Dzjubo.

### *СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ*

Фауна готландия была установлена на территории Северо-Западного Алтая в 1848 г. в районе с. Ручьева (из сборов Влангали). Последующие сборы подтвердили «верхнесилурийский» (лудловский) возраст этих отложений. В 1928 г. впервые А. А. Никоновым (1931 г.) были найдены граптолиты лландовери в устье р. Ханхары; позднее того же возраста граптолиты собраны Н. Л. Бубличенко в районе д. Чинеты (Б. Н. Аверьянов, 1932).

Наличие фауны позволило установить в Северо-Западном Алтае все три яруса силура — лландоверский, венлокский и лудловский.

http://jurassic.ru/

В настоящее время силурийские отложения, имеющие мощность около 1500 *м*, делятся здесь на две свиты — чинетинскую и чагырскую, резко различные по литологическому составу и разделенные четко фиксирующимся перерывом. Эти отложения наиболее широко распространены в северо-восточной и юго-восточной частях Северо-Западного Алтая. В пределах Рудного Алтая они не встречены. Силурийские отложения слагают синклинальные структуры по р. Локтевке, в Тигирекско-Чинетинском районе и, кроме того, известны на р. Чарыше в районе д. Усть-Чагырки.

## НИЖНИЙ СИЛУР

**Чинетинская свита,** выделенная в 1955 г. Ю. С. Перфильевым, полностью отвечает отложениям нижнего силура, которые объединялись на Северо-Западном Алтае М. К. Винкман (1948 г.) в мергелистую свиту, а В. И. Тихоновым — в подчагырскую. М. А. Усов (1936 г.) выделял в нижнем силуре ханхаринскую (теперь ее относят к ордовику) и ануйскую свиты.

Наиболее изучена чинетинская свита в районе р. М. Ханхары у д. Чинеты. В среднем течении р. Б. Ханхары (левому притоку р. Ини) и в устьевой части р. М. Ханхары свита эта представлена в самых низах темными известняковыми и глинистыми сланцами с тонкими пластами песчанистых известняков, ритмично (через 2—5 *см*) переслаивающихся с известковистыми песчаниками. Эта нижняя пачка с трудом отбивается от пород верхов ханхаринской серии ордовика. Выше по разрезу наблюдается чередование известковистых сланцев с крупными линзами известняков. Черные сланцы в устье р. М. Ханхары, где А. А. Никонов (1931 г.) нашел в 1928 г. *Monograptus priodon* Bronn., занимают неясное положение в разрезе. Именно эта пачка выделялась М. А. Усовым в ханхаринскую формацию низов готландия.

В районе д. Чинеты Н. Л. Бубличенко также были собраны в темных аргиллитах граптолиты. Б. И. Аверьянов (1932 г.) определил их как лландоверские: *Climacograptus rectangularis* M'Coy, *C. hughesi* Nicholson, *Diplograptus minor* Elles et Wood., *D. tamariscus* Nicholson, *Monograptus distans* Portlock, *Rastrites* cf. *peregrinus* Barr., *R. longispinus* Perner.

По р. Чинетинке и у д. Яровки в темно-серых аргиллитах с прослоями песчаников В. И. Тихоновым были найдены граптолиты, определенные В. Н. Павлиновым как венлок-лудловские *Monograptus dabis* Suess. и *M. vulgaris* Wood. и лландовери-венлокские *Monograptus nodifer* Törng., *M. clingani* Barr., *M. revolutus* Torng., *M. falli* Barr., *Monograptus* sp., *Climacograptus scalaris* His., *Diplograptus truncatus* Zap. Эти граптолитовые слои выше по разрезу сменяются толщей пород, состоящих из сильно известковистых серых аргиллитов и алевролитов, мелкозернистых известковистых песчаников, конгломератов с галькой тех же песчаников. Тут же имеются крупные (до 100—150 *м*) линзы известняков.

Граптолитовые сланцы известны только в двух местах: на р. М. Ханхаре и у д. Чинеты. Это позволило М. А. Усову выделить толщу, перекрывающую граптолитовые сланцы, в особую ануйскую свиту и считать, что при размыве, предшествующем ее отложению, граптолитовые сланцы почти везде были уничтожены эрозией.

В толще чинетинской свиты, на водоразделе рр. Б. Ханхары и Ини, М. Н. Барцевой и другими были собраны в 1954—1955 гг. кораллы: *Halysites* ex gr. *catenularis* Linn., *H.* cf. *escharoides* L., *Palaeohalysites* sp., *Microplasma* sp. и *Streptelasma* sp., указывающие по мнению

http://jurassic.ru/

В. А. Сытовой, на лландоверско-венлокский возраст. Оттуда же собраны брахиоподы, имеющие, по данным Н. В. Литвинович, силурийский облик. Это *Platystrophia* sp., *Plectorthia* sp., *Eospirifer* sp., *Dalmanella etgewoodensis* Sow., *Calymenta blumenbachi* Bron.

Таким образом, в этом районе чинетинская свита уверенно может быть отнесена к лландевери и венлоку.

В Локтевской синклинали ханхаринская серия ордовика без видимого несогласия сменяется толщей чередующихся известковистых сланцев и известняков, в которых Н. А. Щербаковой в 1949 г. была собрана у д. Черепанихи фауна *Camarotoechia* cf. *nalivkini* B. Tchern., *C.* cf. *beikhemensis* B. Tchern., *C. mongolica* B. Tchern., *Stegerhynchus* (?) sp. и *Schigonella* (?) sp., которая по заключению Н. А. Штрейса указывает на принадлежность пород «скорее всего к нижней половине лудлова».

Несколько севернее В. А. Сытовой собраны и определены кораллы лландоверско-венлокского возраста: *Dokophyllum annulatum* Wedek., *Zelophyllum intermedium* Wedek., *Aphyllum sociale* Soshk., *Dybowskia prima* Wedek. и *Streptelasma corniculum* Hall.

Чинетинская свита залегает на подстилающих отложениях трансгрессивно. В придолинной части р. Чарыша (д. Чагырка, д. Усть-Пустынка) хорошо наблюдаются резкие угловые несогласия между чинетинской свитой и ордовиком.

Весьма ориентировочно мощность чинетинской свиты определяется в 900—1000 *м*.

## ВЕРХНИЙ СИЛУР

**Чагырская свита.** Верхний силур представлен очень характерной монотонной толщей известняков, выделяемых в чагырскую свиту (А. А. Никонов, 1931 г.). Известняки всегда мраморизованы, как правило, неслоистые, белого, светло-серого и серого цвета. Они залегают резко несогласно на отложениях нижнего силура, часто располагаясь то на сланцах с граптолитами, то на более высоких слоях чинетинской свиты. В местах непосредственного несогласного налегания известняков на породы чинетинской свиты, которые наблюдаются во многих пунктах в окрестностях д. Чинеты, какие-либо следы базальных слоев обычно отсутствуют *, и прямо на сланцах, смятых в крутые складки, залегают известняки, слагающие в этом районе очень пологие брахискладки, обнаженные в верхних частях водоразделов **.

В чагырских известняках довольно часто встречаются участки (или банки), переполненные раковинами брахиопод. Среди брахиопод Н. В. Литвинович определены: *Conchidium knighti* Sow., *C. knighti* Sow. var. *daljanica* Nikif., *C. pseudoknighti* Tschern., *C. biloculare* Linn., *C. vogulicum* Vern., *Atrypa aspera* Schloth., *Spirifer juno* Khod. и другие. Кроме того, известняки часто содержат, по-видимому, рифовые образования, переполненные кораллами. Из кораллов здесь определены *Favosites gothlandicus* Lamarck, *F. forbesi* E. et H., *Palaeofavosites* sp. и другие.

Комплекс фауны в целом позволяет уверенно относить эти известняки к лудлову. Мощность чагырской свиты превышает 600 *м*.

---

* А. А. Никоновым у с. Генераловки наблюдались в основании известняков песчано-глинистые прослои с конгломератами.

** Такое залегание чагырских известняков позволило в свое время Н. А. Елисееву и А. А. Никонову считать, что эти известняки образуют крупные тектонические чешуи, возникшие в результате пологих надвигов.

http://jurassic.ru/

## *ОБЩАЯ СВОДКА*

Сопоставление разрезов силура различных районов Западной Сибири показывает, что наиболее полно он представлен на Салаире и Алтае. Корреляция их приведена в табл. 7.

Таблица 7

**Корреляция разрезов силура Западной Сибири**

| Система | Отдел | Ярус | Салаир * | Алтай | | Кузнецкий Алатау |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Северо-Западный | Горный | |
| Силурийская | Верхний | Лудловский | Томскозаводская свита | Чагырская свита | Чагырская свита | Кибрасская свита (?) |
| | | | Сухая свита | | | |
| | Нижний | Венлокский | Юрманская серия (оселковская, баскусканская и потаповская свиты) | Чинетинская свита | Подчагырская свита | |
| | | Лландоверский | | | | |

* В серийной легенде (кузбасская серия) граница юрманской серии и сухой свиты проведена условно на уровне границы нижнего и верхнего отделов силура.

Приведенные выше схемы расчленения силура следует рассматривать как довольно грубые и приближенные. Так, подлежит ревизии отношение лландоверских слоев с граптолитами (*Diplograptus bellutus* Törn., *D. sinuatus* Nich., *D. minor* E. et W., *D. tamariscus* Nich., *Climacograptus rectangularis* Mc Coy, *C. hughesi* Nich., *Monograptus distans* Port., *Rastrites longispinus* Perner, *R.* cf. *peregrinus* Barr. по Б. Н. Аверьянову) к слоям с *Monograptus priodon* Bronn. Корреляция силурийских отложений Салаира и Алтая с одновозрастными отложениями Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Колывань-Томской зоны пока неосуществима, так как разрезы там неполны и мало изучены.

Силур Алтая и Салаира представлен типично морскими геосинклинальными отложениями. Рядом — в Горной Шории и Кузнецком Алатау — была расположена суша. Следы вулканогенных кислых пород обнаружены в области распространения морских отложений силура в лландоверский век на Салаире и, возможно, в Кузнецком Алатау (?).

http://jurassic.ru/

Наиболее близки друг к другу для лландоверского времени отложения описываемой системы в пределах Салаира и Алтая. Только начиная с венлока различия в характере отложений становятся более существенными. Даже, видимо, синхронные известняки чагырской и томскозаводской карбонатных свит довольно резко отличаются друг от друга фациально: *Gephuropora, Rhizophyllin* второй свиты не известны в первой; кроме того, для второй из них характерно такое обилие остракод, что она именовалась остракодовой.

В настоящее время мы не можем указать на Алтае фациальных аналогов амфипоровых известняков юрманской серии и песчаников сухой свиты Салаира. Последняя представлена прибрежными осадками на Алтае, отсутствующими или представленными фацией брахиоподовых и коралловых известняков.

Касаясь вопроса о глубине бассейнов, можно сказать, что рассматриваемые отложения Западной Сибири относятся к неритовой и реже литоральной областям моря. Скорее это отложения заливов или проливов и краевых зон моря, а не открытого моря.

Характерными органогенными фациями являются здесь конхидиумовые банки, фавозитовые и другие коралловые постройки, амфипоровые отложения мелей, граптолитовые черные кремнисто-глинистые и глинистые сланцы с хитиновыми раковинами простейших брахиопод и др. Наибольшее вертикальное распространение граптолитовая фация имела на Алтае; осадки ее, лишенные следов волнения, возможно, отлагались в батиальной области(?).

Фауна описываемых отложений весьма своеобразна. В ней наряду с обычными строматопороидеями, гелиолитидами, хализитами, фавозитами, а также наряду с широко известными видами *Plasmopora stella* L., *Pycnostylus guelphensis* Whit. и *P. niagerensis* L. встречается немало местных форм кораллов. Таковы виды рода *Pycnostylus: P. primus,* характеризующейся малым диаметром кораллитов (не более 2 *мм*) и *P. raritabulatus* — с относительно редкими потолочками и с диаметром кораллитов в 3—12 *мм*. Интересны виды рода *Columnaria: C. korovini* (со значительным развитием пузырчатой ткани и *C. salairica,* а также вид *Fletcheria salairica.* Очень своеобразен вид *Amplexus* (?) *speranskii,* отличающийся формой чашечки от типичных форм этого рода. Есть формы, которые пришлось выделить в новые роды. Это *Natophyllum,* близкий к *Diphyphyllum*, но отличающийся септальными лейстами (*carinae*) и особенностями размножения (как у *Pycnostylus*), *Salairophyllum*, близкий к *Koninckophyllum*, но с лейстами на септах и с утолщением септ к стенке.

В Западной Сибири М. А. Усовым (1936 г.) ранее были выделены (снизу): уксунайская, ануйская, чагырская, арденнская, сухая и эрийская силурийские фазы тектогенеза. На Салаире в силуре проявились некоторые из перечисленных фаз, другие же, например чагырскую, установить не удалось. Фаза, прошедшая после венлока и перед отложением сухой свиты, не вызывает сомнений: перед отложением сухой свиты произошел размыв, и она лежит трансгрессивно на более древних свитах. Возраст этой послеюрманской фазы складчатости, видимо, не тот, что у арденнской фазы (арденнская фаза была послелудловская); К. В. Радугин предлагает назвать ее юрманской.

Проявление движений перед отложением томскозаводской свиты доказывается на основании почти полного исчезновения сухой свиты в замковой зоне Орлиногорской антиклинали, при значительной мощ-

http://jurassic.ru/

ности ее на крыльях последней. Несогласие в основании сухой свиты отмечено появлением в Томь-Чумышском районе красноватых фосфоритоносных глинистых отложений.

В северо-западной части Алтая хорошо устанавливается резко выраженное угловое несогласие между чагырскими известняками и подстилающими их песчано-глинистыми отложениями чинетинской свиты. Чагырское море ингрессировало на выровненную поверхность страны, отчего в основании чагырских известняков обычно отсутствуют базальные песчаники и конгломераты.

Трансгрессии и регрессии моря происходили здесь неоднократно. Так, во время накопления осадков чинетинской свиты трансгрессия распространилась вдоль Ануйско-Чуйской ветви геосинклинали. Море заливало значительную часть Салаира, но не покрывало Кузнецкого Алатау и, возможно, Горной Шории. Венлокские известняки во время денудации новых гор были закарстованы, а с суши выносились красноцветные отложения — пески и гравий сухой свиты. Наконец, после еще большей регрессии и денудации (когда выступили на поверхность ордовикские отложения горы Орлиной) ингрессировало «остракодовое» море, покрывшее южный и центральный Салаир.

Вулканизм силура в Западной Сибири проявился слабо. В Томь-Чумышском районе Салаира в составе терригенных толщ лландоверского яруса известны жилы бескварцевого и кварцевого кератофира. Силлы кварцевых кератофиров Куяганского района Горного Алтая, распространенные в чинетинской свите, но отсутствующие в чагырских известняках, относились М. А. Усовым (1936 г.) к силуру, как и аналогичные породы жильной фации, ассоциирующиеся с красноцветными песчаниками, слагающими фундамент тельбесской серии девона Горной Шории. Следует заметить, что некоторыми авторами (например, А. Н. Чураковым) высказывалось мало обоснованное предположение о значительном развитии додевонских эффузивов в Кузнецком Алатау.

Что касается неокаледонских интрузий, то к ним с известным основанием можно отнести небольшой массив горы Борсук, сложенный кварцевым олигоклазитом, нордмаркитами и другими породами. Он прорывает и метаморфизует песчано-глинистые отложения, в которых В. Д. Фомичев обнаружил *Schuchertella* sp. Продукты разрушения массива горы Борсука наблюдались К. В. Радугиным в зернах песчаников сухой свиты. К той же фазе интрузивного вулканизма М. А. Усов (1936 г.) отнес рассланцованный габбро-норитовый лополит (?) горы Патына (с пироксенитами и патынитами — псевдоволластонитовыми нефелинитами). К. В. Радугин разделяет эту точку зрения; по А. М. Кузьмину, А. Л. Додину и С. С. Ильенку, возраст Патынского плутона девонский.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

### *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

В Западной Сибири девонские отложения широко распространены в Алтае-Саянской области и известны на Салаире, по окраинам Кузнецкого бассейна, в Горной Шории, в Колывань-Томской зоне, в Рудном и Горном Алтае.

Наиболее ранние сведения о девоне Западной Сибири (Салаир — окрестности с. Томское) приведены у П. А. Чихачева (1845), а первое описание девонской фауны, происходящей из известняков р. Ини у д. Изылинской (Кузбасс), дано в небольшой статье А. Кейзерлинга

http://jurassic.ru/

(1847). Более точные по тому времени сведения о девонских отложениях находятся в трудах Н. Нестеровского (1875, 1896), Ф. П. Брусницына (1883), Д. П. Богданова (1883), А. Н. Державина (1893, 1896). В результате систематических исследований, начатых геологами б. Кабинета в 1894 г., по девону Алтайского горного округа были получены обстоятельные материалы, которые не утратили своего значения до сих пор.

Громадное значение для разработки стратиграфии девона Алтае-Саянской области сыграли послереволюционные исследования, выполненные большим коллективом геологов, особенно за последние тридцать лет. В этих исследованиях принимали участие А. Р. Ананьев, В. С. Батурин, И. И. Белостоцкий, Н. Л. Бубличенко, Э. З. Бульванкер, Т. Ф. Васютинская, М. К. Винкман, А. Б. Гинцингер, Д. И. Горжевский, Р. Т. Грацианова, Н. В. Григорьев, М. М. Грунин, А. И. Гусев, С. Ф. Дубинкин, В. А. Желтоногова, В. Г. Зинченко, В. А. Ивания, Г. Н. Карцева, Р. Ф. Колпакова, В. А. Комар, А. Н. Кононов, Л. Н. Краевская, П. С. Краснопеева, В. А. Кузнецов, Ю. А. Кузнецов, А. М. Кузьмин, П. С. Лазуткин, А. Л. Матвеевская, Н. В. Миронова, М. П. Нагорский, В. П. Нехорошев, К. Д. Нешумаева, М. А. Ржонсницкая, К. В. Радугин, В. М. Сенников, Б. Ф. Сперанский, В. П. Студеникин, А. В. Тыжнов, М. А. Усов, В. Д. Фомичев, Л. Л. Халфин, Г. С. Харин, В. Б. Цырлина, Б. Б. Чернышев, В. И. Яворский и многие другие.

Девон в Алтае-Саянской области представлен всеми отделами и ярусами. Девонские породы содержат здесь богатую и разнообразную морскую фауну, а в лагунно-континентальных фациях — ископаемую флору. Главнейшую роль играют брахиоподы и мшанки, на которых в основном построено стратиграфическое расчленение этих отложений. Флора континентальных фаций представлена псилофитами, примитивными лепидофитами, папоротниками (археоптерисы) и другими.

В разрезах девонских отложений Западной Сибири может быть выделено несколько фациальных типов пород: 1) морские, преимущественно карбонатные, 2) переходные от морских к континентальным, 3) лагунные, 4) эффузивно-осадочные. Разнообразие фаций обусловлено сложностью геологической истории и принадлежностью отдельных районов к различным структурно-фациальным зонам.

Наиболее полный разрез карбонатного морского девона, охарактеризованного фауной, имеется по присалаирской и северо-западной окраинам Кузнецкого бассейна. Разрез песчано-сланцевых пород этой системы со своеобразной фауной, состоящей преимущественно из местных видов, развит в Ануйско-Чуйской зоне Горного Алтая.

Особенностью органического мира девонского периода в Западной Сибири является обилие местных видов, что послужило основанием к выделению особой Алтае-Саянской биогеографической провинции, которая в некоторые моменты геологической истории имела сообщение с областями Западной Европы, Урала, северной окраины Сибири, Монголии.

В 1901 г. Г. Г. Петц предложил первую биостратиграфическую схему для девона Кузнецкого бассейна и его окраин, к которым в те времена относили достаточно обширную территорию, в том числе часть Алтая, Салаира и других регионов. Долгое время схема Г. Г. Петца представляла основу для понимания стратиграфии девонских отложений почти всей юго-восточной части Западной Сибири. Эта схема просуществовала без изменений более 30 лет и была использована в 1927 г. В. И. Яворским и П. И. Бутовым в их монографии «Кузнецкий каменноугольный бассейн». По мере развития геологоразведочных

http://jurassic.ru/

и съемочных работ в Кузбассе с тридцатых годов в схему Г. Г. Петца вносились уточнения и исправления (Фомичев, 1934, 1935; Лазуткин, Наливкин, Ржонсницкая, Яворский, 1936).

Стратиграфические схемы для других регионов были предложены значительно позднее, уже в послеоктябрьский период. Так, для западной части Колывань-Томской складчатой зоны (район г. Новосибирска) первое стратиграфическое расчленение разработал А. И. Гусев (1934). А. В. Тыжнов (1931, 1935) предложил первые обоснованные фауной схемы стратиграфии для восточной (Прикузбасской) половины Колывань-Томской зоны и для барзасского девона (северо-восточная окраина Кузбасса). Фаунистически обоснованную стратиграфическую схему девонских отложений Горного Алтая предложил Л. Л. Халфин (1935, 1948). Подразделение девона Салаирского кряжа разрабатывали Б. Ф. Сперанский (1927, 1933, 1937 гг.), В. Д. Фомичев (1934, 1935, 1941, 1961 гг.), П. С. Лазуткин, Д. В. Наливкин, М. А. Ржонсницкая и В. И. Яворский (1936 г.), М. П. Нагорский (1943, 1948, 1958 гг.) и другие.

В пятидесятых годах усилились поиски нефти в Кузнецком бассейне и начались детальные геологические съемки по всей Сибири для составления государственной геологической карты. Развернувшиеся в связи с этим палеонтолого-стратиграфические исследования содействовали разработке стратиграфических схем. На состоявшемся в г. Ленинграде в 1956 г. Межведомственном совещании были приняты унифицированные стратиграфические и корреляционные схемы Сибири. Для Кузбасса за основу были приняты схемы М. А. Ржонсницкой, Г. Н. Карцевой и В. Б. Цырлиной; для Алтая — схемы, полученные по работам И. И. Белостоцкого, А. Б. Гинцингера и Р. Т. Грациановой; для Салаира — по работам М. П. Нагорского, Л. Н. Краевской и Н. В. Мироновой, В. Д. Фомичева; для Колывань-Томской складчатой зоны — по работам А. Л. Матвеевской (Решения Межведомственного совещания, 1959). Перечисленные схемы приняты за основу и в настоящей сводной работе. Некоторые допущенные здесь отклонения от унифицированных схем обусловлены новым фактическим материалом, полученным геологами после 1956 г., что освещается в региональных очерках.

Унифицированная схема девонских отложений Саяно-Алтайской области приведена в табл. 8, а более поздние (рабочие) региональные схемы — в таблицах 9—13.

### *КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ*

Девонские отложения прослеживаются неширокой полосой вдоль восточной окраины Кузнецкого бассейна (по предгорьям Кузнецкого Алатау) и слагают небольшие разобщенные участки в осевой части этого хребта.

Характерными чертами девона Кузнецкого Алатау является преобладание вулканогенных и лагунно-континентальных фаций и общий красноцветный облик его осадков, бедных органическими остатками или лишенных их. Отсутствие фауны часто затрудняет отнесение этих отложений к определенному отделу девона. Первые сведения о них имеются в работах геологической части б. Кабинета (Толмачев, 1909; Венюков, 1896). Более обстоятельные данные приводят послереволюционные исследователи (Никитин, 1940; Кузнецов, 1940). Существенное значение имели труды А. В. Тыжнова (1935, 1936, 1948). В 1952—1956 гг. геологи ВНИГРИ Г. Н. Карцева и В. Б. Цырлина создали

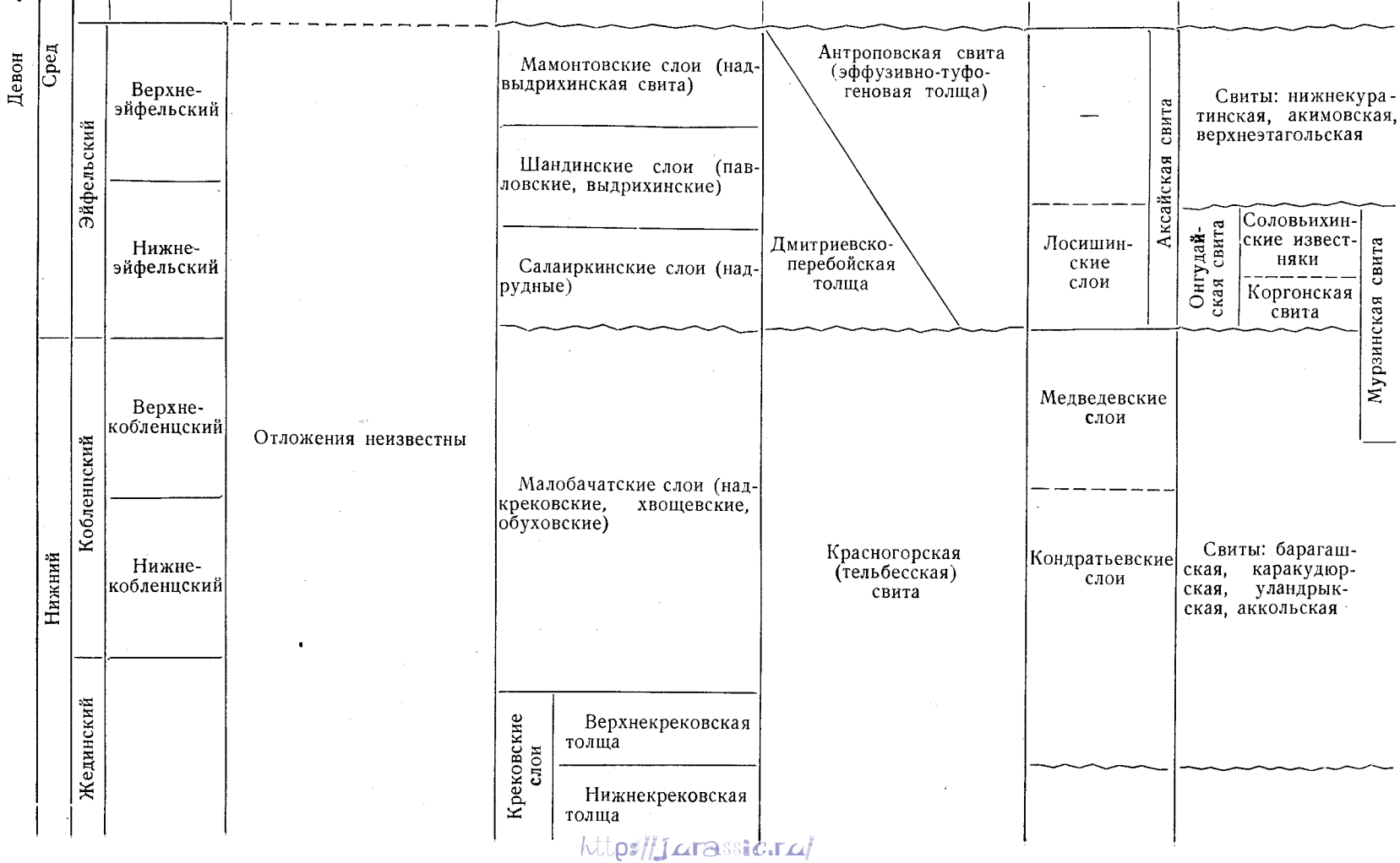
http://jurassic.ru/

Таблица 8

**Обобщенная унифицированная схема стратиграфии девонских отложений Саяно-Алтайской области (1956 г., Ленинград)**

| Система | Отдел | Ярус | Подъярус | Колывань-Томская зона (северо-западная окраина Кузбасса) | | Салаирский кряж | | Кузнецкий Алатау (северная, восточная и южная окраины Кузбасса и Горная Шория) | | Алтай | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ская | Верхний | Фаменский | Верхнефаменский | Подонинская свита | Инская свита | Маслянинская свита | Подонинская (поварнихинская) свита | Подонинская (боровлянская, верхняя красноцветная) свита | | — | Черемшанская свита |
| | | | Нижнефаменский | Пещеркинские слои | | | | Пещеркинские слои (прелонгусовый горизонт) | Красноозерская свита | | |
| | | Франский | Верхнефранский | Соломинские слои Глубокинские слои | | | Отложения отсутствуют | Кельбесские слои (монстровый горизонт) | | Аккаинские (фаленовые) слои | Свиты: верхнекуратинская, верхняя часть малафеевской, кокуринская, аккаинская, тужарская |
| | | | | Курлякские слои Терехинские слои | | | | Сергевская свита (средняя красноцветная толща) | | | |
| | | | Нижнефранский | Пожарищевские слои | | | | Пожарищевские слои (фаленовый горизонт) | | | |
| | | | | Стрельнинские и аскольдовские слои | | | | Яйская свита (нижняя красноцветная толща) | | | |
| | ний | Живетский | Верхнеживетский | Зарубинские слои ? | Кабанихинская свита | Сафоновские слои | Соболевские слои | Лебедянские слои (чиелевые) | | Бельгебашские (чиелевые) слои | Свиты: среднекуратинская, кукуйская шипуновская, нижняя часть малафеевской, юстыдская, чаган-узунская, карагемская |
| | | | Нижнеживетский | ? | Буготакская свита | Кердегешские слои | | Барзасская свита (абрамовская) | | | |
| | | | | | | Акарачкинские слои | | | | | |

http://jurassic.ru/




http://jurassic.ru/

сводную схему стратиграфии девона западного склона Кузнецкого Алатау. Она была принята в 1956 г. на межведомственном совещании в Ленинграде, при составлении унифицированной схемы. Девонскую фауну и флору этого региона изучали А. Р. Ананьев, Л. Н. Краевская, П. С. Краснопеева и др.

В Кузнецком Алатау и по его окраинам (по унифицированной схеме 1956 г.) известны все три отдела девона.

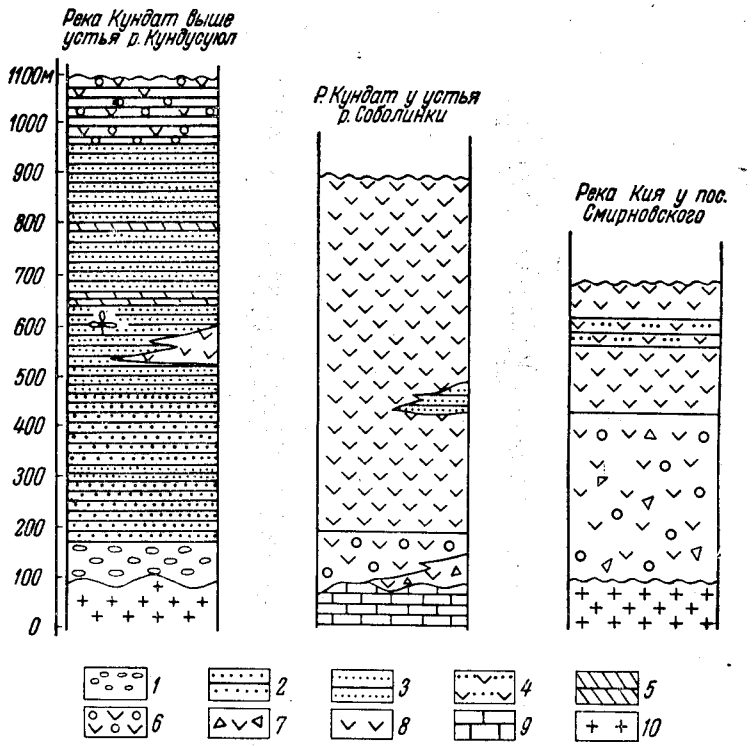



Рис. 21. Литолого-стратиграфические колонки красногорской свиты (составил Л. В. Алабин)

*1* — базальные конгломераты; *2* — аркозовые песчаники; *3* — красноцветные песчаники с флорой псилофитов; *4* — туфо-песчаники; *5* — известковистые сланцы; *6* — туфоконгломераты; *7* — лавобрекчия; *8* — диабазы, дацитовые, лабрадоровые, пироксен-плагиоклазовые порфириты; *9* — известняки и доломиты нижнего кембрия; *10* — граниты, гранодиориты, диориты додевонского интрузивного комплекса

**Нижний девон.** Отложения нижнего девона здесь не имеют ярусного расчленения и не везде имеют четкую границу с вышележащими отложениями. К нижнему девону отнесена красногорская (тельбесская) свита, несогласно залегающая на породах кембрия и ордовика. Она представлена почти во всех разрезах девона Кузнецкого Алатау красноцветными песчаниками, конгломератами и эффузивами. Г. Н. Карцева (1954, 1956), используя работы В. С. Батурина (1936) и А. В. Тыжнова (1938), обосновала для южной части рассматриваемого региона выделение четырех нижнедевонских подсвит. Возраст красногорской (тельбесской) свиты устанавливается до известной степени условно. Основанием для отнесения ее к нижнему девону служит тот факт, что красногорская свита перекрывается осадками, в которых встречены псилофиты среднего или нижнего девона.

Таким образом, возраст красногорской свиты требует дальнейшего палеонтологического обоснования. В северной части региона красногор-

http://jurassic.ru/

ская свита наблюдается по р. Кундату, на водоразделе его с р. Кожухом (рис. 21), южнее ж.-д. ст. Итат на междуречье Урюпа и Чулыма, по притокам р. Тайдона, по рр. Кии и Кийскому Шалтырю.

Мощность свиты непостоянна: в северных разрезах достигает 200 *м*, в южных максимальная мощность ее равна 1000 *м* (Тыжнов, 1938; Карцева, 1954; Грунин, 1957).

**Средний девон** представлен также красноцветными литологически изменчивыми отложениями, которые не всегда могут отделены от нижнего девона и расчленены с точностью до яруса вследствие недостаточной их палеонтологической характеристики.

В районах, близких к вулканическим очагам, преобладают эффузивно-туфогеновые породы (рр. Тайдон, Кожух, Кийский Шалтырь); разрезы, удаленные от области интенсивного проявления вулканической деятельности, обогащены нормальными красноцветными осадками, отложившимися в пресноводных водоемах. В Барзасском районе (у пос. Дмитриевского) интересны буровато-серые и светло-серые известняки, аргиллиты и песчаники этого возраста с прослоями горючих сланцев (дмитриевско-перебойская толща).

Нерасчлененные среднедевонские отложения осадочно-вулканогенного состава выступают во многих участках Кузнецкого Алатау: по р. Чебуле, в среднем течении р. Кожуха, по р. Кийскому Шалтырю, в бассейне р. Урюпа. В этих отложениях изредка констатированы органические остатки, свидетельствующие об их среднедевонском возрасте. Так, из бассейна р. Н. Терси в красноцветных гравелитах и песчаниках В. А. Хахловым определена флора с *Tomiphyton primaevum* Zal.; на р. Абоголе, правом притоке р. Урюпа, среди мергелей встречены пелециподы (*Avicula* sp.); на р. Чебуле и на р. Кожухе — беззамковые брахиоподы (*Lingula* sp.) и пелециподы.

К эйфельским отложениям до некоторой степени условно отнесена антроповская красноцветная эффузивно-туфогенно-осадочная свита (по аналогии с Кондомским разрезом Горной Шории), откуда А. Н. Криштофович определил отпечатки псилофитовой флоры с *Hostimella hostimensis* (Stur.), Pot. et Bern., *Asteroxylon elberfeldense* Kräus. et Weyl.

В 1957 г. М. М. Груниным (уже на площади Горной Шории) в бассейне р. Мрас-су, между устьями рр. Бол. и Мал. Канзасов и в 900 *м* выше устья Бол. Канзаса в маломощных горизонтах зеленовато-черных и черных глинистых сланцев, залегающих среди эффузивных образований, были найдены створки мелких пелеципод и флора. Г. П. Радченко и Н. М. Петросян, определившие по этим сборам *Taeniocrada* cf. *orientalis* Radcz., *T.* cf. *decheniana* (Goepp.) Kräus. et Weyl., *Uralia* sp., установили их возраст как середину среднедевонской эпохи. А. Р. Ананьев и А. К. Скрипко такую флору с *Taeniocrada* считают ранне-среднедевонской (Грунин, 1957).

Живетский ярус представлен барзасской свитой на северо-восточной окраине Кузбасса и абрамовской свитой — на юге и востоке. Обе эти свиты трансгрессивно (несогласно) залегают на нижележащих.

Барзасская лагунно-континентальная свита сложена аргиллитами, песчаниками и известняками с прослоями и пластами сапромикситового угля (Тыжнов, 1938). Возраст ее подтверждают находки листоногих раков *Asmussia membranacea* (Pacht.), *Pseudestheria pogrebovi* Lutk., определенных Е. М. Люткевичем, характерное для $D_2^2$ растение *Aneurophyton* cf. *germanicum* Kräus et Weyl. (определенное А. Р. Ананьевым) и многочисленные споры, изучаемые Е. М. Андреевой. Абрамовская свита сложена красноцветными конгломератами,



http://jurassic.ru/

песчаниками, аргиллитами, спилитами и диабазовыми порфиритами; изредка в ней встречаются маломощные прослои известняка.

Мощность живетских отложений Кузнецкого Алатау непостоянна (до 300 *м*).

**Верхний девон** обнажен лишь по окраине Кузбасса и описан в очерке В. И. Яворского и М. А. Ржонсницкой; в центральной части хребта верхний девон отсутствует.

Магматическая деятельность в рассматриваемом регионе в девонский период характеризуется интрузиями щелочных сиенитовых пород, а также граносиенитами, представленными несколькими разновидностями этих пород и играющими существенную роль в металлогении Кузнецкого Алтау. Значительная роль в девонском магматизме принадлежит эффузивам, которые обычно доминируют в составе девонских разрезов региона.

## *ГОРНЫЙ АЛТАЙ*

В пределах Горного Алтая отложения девонской системы лежат резко несогласно на более древних образованиях и хорошо выделяются по литологическим признакам и характеру складчатых структур. Возраст их определяется содержащейся в них фауной; часто встречается флора, но она пока изучена недостаточно.

По сравнению с отложениями ордовика и силура образования девона занимают значительно меньшие площади, но учитывая, что они принимают участие в строении целого ряда тектонических структур (структурно-фациальных зон) Алтая, можно утверждать, что в прошлом девонские отложения слагали обширные пространства. На современном денудационном срезе они сохранились лишь в глубоких синклинальных складках и грабенах; распространение их показано на схеме (рис. 22).

До 1948—1949 гг., т. е. до начала планомерной геологической съемки Горного Алтая, значительные работы здесь были выполнены В. П. Нехорошевым, Н. Л. Бубличенко, Б. Ф. Сперанским и Ю. А. Кузнецовым. Фауны девона были описаны Д. В. Наливкиным, Л. Л. Халфиным, П. С. Краснопеевой и др. Следует отметить значение работ Л. Л. Халфина, которым были описаны разрезы девонских отложений в северной части Горного Алтая (в бассейнах рр. Ануя и Песчаной) и составлена первая биостратиграфическая схема для этих отложений. В течение последних лет (после 1948 г.) подверглись изучению все участки Горного Алтая, сложенные девонскими осадками.

Отложения девона представлены здесь тремя отделами. Наиболее широко распространены образования среднего отдела.

### НИЖНИЙ ДЕВОН

Отложения нижнего девона распространены в основном в Ануйско-Чуйском синклинории, в бассейнах рр. Ануя и Песчаной. Здесь они резко несогласно лежат на глубоко эродированных образованиях силура, ордовика и кембро-ордовика (?). Условно к нижнему девону относится мощная песчано-сланцевая толща, вскрытая в бассейнах рр. Казнахты и Шавлы, в центральной части синклинория. В пределах Катунского антиклинория осадки с остатками фауны нижнего девона сохранились на небольшом участке в бассейне р. Семы. Недостаточно изученные отложения, содержащие органические остатки нижнего девона, известны также в южной части Уйменско-Лебедского синклино-

http://jurassic.ru/

рия. Наконец, предположительно к нижнему девону отнесены красноцветные терригенные осадки уландрыкской свиты, сохранившиеся на небольших изолированных участках в бассейнах рр. Тархаты и Уландрыка (юго-восточная часть Горного Алтая).

В Горном Алтае нижнедевонские отложения были описаны под названиями: ганинская, кондратьевская, медведевская (Халфин, 1948) и каракудюрская формации. В 1956 г. на межведомственном стратиграфическом совещании принята унифицированная схема, в которой образования нижнего девона получили название барагашской и улан-

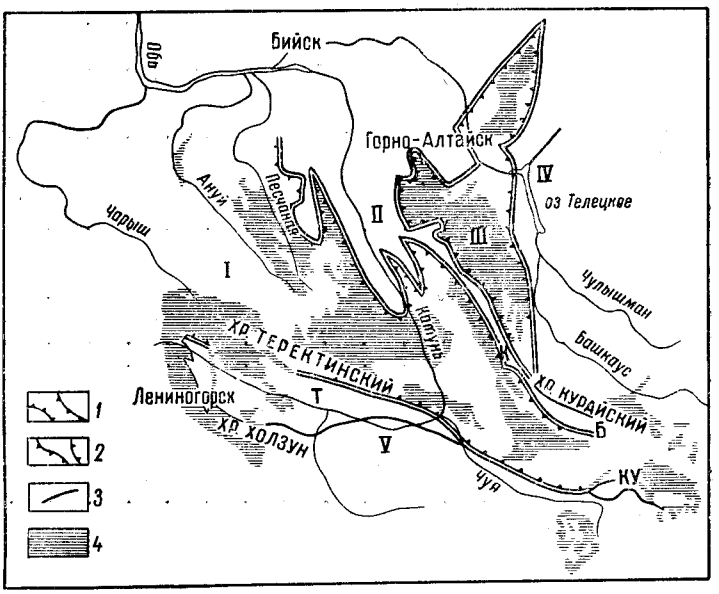



Рис. 22. Схема распространения девонских отложений в Горном Алтае

*1* — синклинории; *2* — антиклинории; *3* — глубинные разломы; *4* — распространение девонских отложений
I — Ануйско-Чуйский синклинорий, II — Катунский антиклинорий, К — Кадринский горст, Б — Баратальский горст, III — Уйменско-Лебедской синклинорий, IV — Телецкий горст, V — Белухинский антиклинорий, Т — Терехтинский горст, КУ — Кок-Узекский горст

дрыкской свит. Эти свиты, вероятно, являются одновозрастными и отличаются, как будет видно ниже, главным образом по фациальным признакам.

Отложения барагашской свиты довольно широко распространены в северной половине Ануйско-Чуйского синклинория, в бассейнах рр. Ануя и Песчаной. Они состоят большей частью из обломочных пород (песчаники, часто грубозернистые, переходящие в основании разреза в гравелиты и конгломераты); подчиненное значение имеют глинистые и мергелистые сланцы и известняки. Окраска пород преимущественно серая, реже табачно-зеленая и серо-зеленая; кое-где (обычно в нижней части свиты) встречаются прослои алевролитов вишневой окраски. Мощность свиты меняется от 500—800 до 1500 *м*.

В строении верхней части свиты существенное значение имеют алевролиты и глинистые сланцы, в нижней части резко преобладают песчаники и конгломераты.

Базальные слои представлены пачкой конгломератов, переслаивающихся с песчаниками и маломощными прослоями алевролитов,



http://jurassic.ru/

глинистых или мергелистых сланцев и известняков. Местами (рр. Верхний Этагол, Черга и другие) сразу же над пачкой конгломератов и гравелитов лежат известняки, достигающие мощности 100—200 *м*.

Разрез барагашской свиты описан А. Н. Кононовым (1959) на участке водораздела рр. Карасук—Барагашонок (левые притоки р. Песчаной). В этом месте на фаунистически охарактеризованных отложениях подчагырской свиты нижнего силура лежат несогласно (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Серые и серо-зеленые конгломераты, состоящие из мелкой гальки кварца, кварцитов, кислых эффузивов, песчаников, сланцев и песчаникового цемента | 25 *м* |
| Серые и темно-серые сланцы с прослоями алевролитов . . . . . | 25 „ |
| Зеленовато-серые аркозовые песчаники с тонкими прослоями темно-серых глинистых сланцев с *Chonetes* sp., *Stropheodonta* sp. . . . . | 135 „ |
| Темно-серые глинистые сланцы и серые алевролиты с прослоями зеленовато-желто-серых мелкозернистых кварцевых песчаников и серых мелкогалечных конгломератов с галькой кварцитов . . . . . | 215 „ |
| Серые мелкозернистые кварцевые песчаники с *Brachyprion latus* Khalf., *B. nalivkini* Khalf., *Delthyris* cf. *koegleri* Scup., *Schuchertella altaica* Khalf. и пелециподами *Pterinea squamosa* Khalf., *Sphenotus* cf. *elongatus* Spriest., *S. longus* Khalf. . . . . | 55 „ |
| Серые, реже зелено-серые и желто-серые мелко- и среднезернистые кварцевые, кварцево-полевошпатовые и полимиктовые (редко известковистые) песчаники с прослоями сланцев, алевролитов, конгломератов . . . . . | 350 „ |
| Серые шламовые известняки с *Atrypa* sp., *Rhynchonellidae*, гастроподами и криноидеями . . . . . | 20 „ |
| Темно-серые алевролиты . . . . . | 125 „ |
| Серые и желтовато-серые среднезернистые известковисто-кварцево-полевошпатовые песчаники с *Chonetes coronatus* Conrad, *Heliolites porosus* (Goldf.), *Tchamnopora cervicornis* (Blainv.) var. *sibirica* Tchern., *Neocolumnaria vagranensis* Sochk., *Stromatopora concentrica* Goldf. . . . | 15 „ |
| Серые песчаники и алевролиты с прослоями глинистых и мергелистых сланцев . . . . . | 500 „ |

Мощность барагашской свиты в этом разрезе около 1500 *м*. Разрез ее является устойчивым.

Отличия на отдельных участках заключаются главным образом в количественном соотношении разных пород. В восточной части Ануйско-Чуйского синклинория (вблизи Катунского антиклинория) в составе свиты преобладают песчаники, много конгломератов. В окрестностях с. Тоурак наблюдается следующая последовательность отложений (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Базальные конгломераты зеленовато-серой окраски с гальками кварца, кварцитов, кварцевых порфиров и песчаников. В верхней части пачки конгломераты постепенно переходят в существенно кварцевые песчаники желтовато-коричневого цвета . . . . . | 100—150 *м* |
| Песчаники полимиктовые мелкозернистые зелено-серые с прослоями буроватых глинистых и известково-глинистых сланцев . . . . . | 300 „ |
| Тонкое переслаивание известняков с мергелистыми и глинистыми сланцами серого цвета . . . . . | 40—150 „ |
| Песчаники полимиктовые разнозернистые серой окраски с маломощными прослоями глинистых сланцев и гравелитов . . . . . | 650 „ |
| Известняки черные с кораллами . . . . . | 60—150 „ |
| Песчаники полимиктовые грубозернистые косослоистые с гастроподами и конгломераты . . . . . | 20—30 „ |

Суммарная мощность свиты 1280—1400 *м*.

По мере удаления от Катунского антиклинория к западу в составе отложений свиты появляется все больше алевролитов и глинистых сланцев.

В породах барагашской свиты собраны многочисленные органические остатки, изученные Л. Л. Халфиным и Р. Т. Грацианової. Нижняя часть свиты содержит *Leptodontella magna* Khalf., *Chonetes bohemicus* Barr., *Atrypa lorana* Fuchs, *Tolmaia squamosa* Khalf., *Psilo-*

http://jurassic.ru/

*phyton goldschmidti* Hall., а также флору нижнекобленцского возраста (определения А. Р. Ананьева).

Выше по разрезу наряду с некоторыми видами раннего кобленца встречен позднекобленцский комплекс: *Brachyeprion nalivkini* Khalf., *Chonetes subextensus* Khalf., *Atrypa comata* Barr., *Carinatina arimaspa* Eichw., *Pterinopesten niobe* Barr., *Psilophyton princeps* var. *ornata* Dawson.

В 1957 г. Р. Т. Грацианова установила по р. Кувашу, правому притоку р. Песчаной, в верхней половине барагашской свиты, вместе с органическими остатками позднего кобленца раннеэйфельские виды: *Uncinulus parallelepipedus* Bronn., *Cypricardella inflata* Spriest., *Grammysia bicarinata* Goldf. Наличие этих форм дает основание несколько поднять возраст верхней границы барагашской свиты и считать, что ее отложения соответствуют кобленцскому веку и ранней части эйфеля.

В пределах Катунского антиклинория отложения, которые в какой-то мере можно сопоставлять с отложениями барагашской свиты, обнажены по р. Семе к северу от с. Барлак. Здесь они представлены прибрежно-морскими осадками, лежащими с резким несогласием на среднекембрийских породах еландинской свиты. Разрез их следующий (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Базальные конгломераты крупногалечниковые, бордовой окраски. Галька представлена серыми кварцитами, красными яшмами, мраморизованными известняками, глинисто-кремнистыми сланцами лиловой и зеленой окраски, порфиритами и туфами | 20 *м* |
| Конгломераты мелкогалечниковые бордового цвета | 25 „ |
| Конгломераты серовато-желтые, главным образом с галькой кварцитов и кремнистых сланцев и с прослоями грубозернистых полимиктовых песчаников | 55 „ |
| Глинистые сланцы табачной окраски | 10 „ |
| Известняк серый толстослоистый с остатками кораллов, брахиопод, гастропод, пелециpод, трилобитов | 70 „ |
| Песчаники полимиктовые среднезернистые серые | 5 „ |
| Известняк серый с остатками брахиопод | 80 „ |
| Глинистые сланцы серые с прослоями известковистых песчаников и мергелистых сланцев с кораллами | 180 „ |

Вышележащая часть разреза срезана нарушением.

Суммарная мощность отложений барагашской свиты в этом разрезе около 450 *м*. Среди многочисленных органических остатков, заключенных в известняках свиты, Л. Н. Краевской (1946) были определены *Conocardium* aff. *bohemicum* Barr., *Favosites graffi* Penecke, *Allorisma* sp., *Atrypa desquamata* Som., *Stenophyllum* cf. *gorskii* Bulv. и другие, указывающие на кобленцский возраст отложений.

В юго-восточной части Горного Алтая, в бассейнах рр. Тархаты и Уландрыка, в ряде мест обнажены красноцветные терригенные породы, которые являются одновременными или близкими по возрасту отложениям барагашской свиты Ануйско-Чуйского синклинория. Они лежат резко несогласно на метаморфических сланцах протерозоя или на отложениях кембро-ордовика. Впервые их описали Г. А. Чернов и Л. И. Кравцова (ЗСГУ) в 1952—1953 гг. по р. Уландрык, а затем в 1956 г.— Г. Ф. Шапошникова (ВАГТ), под названием уландрыкской свиты.

По преобладанию тех или иных пород отложения уландрыкской свиты делятся на три части:

Нижняя часть свиты представлена серовато-белыми, фиолетовыми и серо-зелеными кварцевыми конгломератами и грубозернистыми песчаниками с маломощными прослоями алевролитов. Количество конгломератов убывает кверху, где появляются красноцветные алевролиты. Для

http://jurassic.ru/

этой части разреза характерен кварцевый состав пород, что является свидетельством длительного денудационного перерыва и глубокого химического выветривания, имевших место перед отложением свиты . . . около 130 *м*

Средняя часть свиты сложена красноцветными глинистыми алевролитами, часто известковистыми, с маломощными прослоями серых песчаников. В породах этой части разреза можно наблюдать трещины усыхания, заполненные гипсом, и косую слоистость . . . . . 500 „

Верхняя часть разреза, отличающаяся явным преобладанием песчаников . . . . . 620 „

В целом для уландрыкской свиты характерны: 1) красноцветная окраска пород; 2) постепенная смена пород по разрезу; 3) развитие пятен вторичной окраски в глинистых алевролитах; 4) наличие большого количества известковистых алевролитов с конкрециями серого известняка (особенно в средней части свиты); 5) широкое развитие трещин усыхания, выполненных волокнистым гипсом. Фауна в этой свите до сих пор не обнаружена.

Все эти признаки указывают на формирование отложений свиты в условиях лагунно-континентальной и континентальной обстановки.

Образования, сходные с отложениями барагашской и уландрыкской свит, слагают небольшие участки в южной части Уйменско-Лебедского синклинория. И. И. Белостоцкий (1955) назвал их сумурлинской свитой.

В. М. Сенников (1959), производивший изучение стратиграфии девонских отложений Уйменско-Лебедского синклинория, пришел к выводу, что сумурлинская свита может сопоставляться с барагашской свитой Ануйско-Чуйского синклинория. По его данным, в верховье р. Сумурлу сумурлинская свита по характеру слагающих ее пород делится на две части. Нижняя часть (мощность 700—750 *м*) состоит из пестроцветных мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников, алевролитов, известковистых песчаников и известково-алевритисто-глинистых сланцев. Верхняя часть свиты (мощность около 450 *м*) представлена полимиктовыми среднезернистыми песчаниками, содержащими прослои крупнозернистых песчаников и гравелитов, сменяющимися в верхней части известково-алевритовыми сланцами и известняками. Мощность свиты 1100—1200 *м*.

В районе речек Мюшту-Айры и Кара-Тонгош, по данным И. И. Белостоцкого, сумурлинская свита имеет мощность 1,5—2 *км* и представлена сероцветными известковистыми песчаниками, мергелями и известняками.

В 1957 г. геологами М. И. Кочеттыговым, М. И. Ледяевым и В. Н. Протасовым в нижней части свиты по р. Тускуль были найдены остатки брахиопод конца кобленцского века — *Brachyprion* cf. *nalivkini* Khalf., *Schuchertella altaica* Khalf., *Leptaenella* (?) cf. *bouei* (Barr.), *Chonetes* cf. *sarcinulata* Schloth. (определения Р. Т. Грациановой). В верхних горизонтах свиты Ю. С. Майминым (1958) найдена эйфельская фауна *Atrypa* ex gr. *reticularis* Linn., *A.* cf. *kurbesekiana* Rzon., *Karpinskia fedorovi* var. *ivdelensis* Khod. (определения Э. Н. Янова), *Favosites* ex gr. *eifeliensis* Nich., *F.* aff. *goldfussi* d'Orb., *F. obliquespinus* Tchern. (определения Б. С. Соколова).

Основание сумурлинской свиты не наблюдалось. На ней несогласно лежит вулканогенная уйкараташская свита, которую В. М. Сенников (1959) условно относит к верхнему эйфелю.

### СРЕДНИЙ ДЕВОН

Отложения среднего девона представлены двумя комплексами, разделенными крупным перерывом и региональным несогласием.

Нижний комплекс сложен разнообразными эффузивами (среди которых резко преобладают кислые), пирокластическими образованиями

http://jurassic.ru/

и в меньшей мере нормальными осадочными породами; в некоторых районах возможно расчленить его по вещественному составу и наличию перерывов и несогласий на три свиты (снизу вверх): онгудайскую, коргонскую и куратинскую; первые две отнесены к эйфелю, а последняя — к нижнему живету.

Верхний комплекс сложен осадочными породами, но кое-где в его составе содержатся маломощные пласты кислых эффузивов и их туфов. Этот комплекс выделяется в бельгебашскую свиту, которая содержит органические остатки конца живетского века.

**Эйфельский ярус.** Образования эйфельского яруса распространены широко. Они представлены эффузивами различного состава, их пирокластами и в меньшей мере нормальными осадочными породами. Разрез эйфельских отложений отличается сложным строением; часто наблюдается замещение эффузивов пирокластическими породами и наоборот.

В последние годы эйфельские отложения Горного Алтая описаны под названием онгудайской, соловьихинской, коргонской и уйкараташской свит.

Онгудайская свита впервые была выделена К. В. Радугиным в 1930 г. в окрестностях с. Онгудай и предположительно отнесена к силуру.

Имеющиеся в настоящее время геологические данные, далеко еще не полные, позволяют считать эту свиту нижней частью осадочно-вулканогенного комплекса эйфельского яруса. Свита состоит из порфиритов и туфов серо-зеленой, зеленой и местами бордовой окраски. Иногда встречаются небольшой мощности покровы кислых эффузивов, а также пачки песчаников и глинистых сланцев. На левобережье р. Урсула, севернее р. Онгудай, в основании свиты лежит конгломерат. Осадочные породы играют подчиненную роль в ее разрезе. Мощность свиты в этом разрезе достигает 1500 *м*.

К онгудайской свите относятся также вулканогенные образования, распространенные в верхнем течении рр. Чарыша и Коксу. В этом районе свита представлена на некоторых участках в основном пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми порфиритами и их пирокластами грязно-зеленого и лилового цвета, на других — главным образом кварцево-полевошпатовыми и кварцевыми порфирами, кварцевыми фельзит-порфирами и их пирокластами желтовато-серой окраски. Мощность свиты меняется от 500 до 1000 *м*.

Возможно, что на участке р. Кызыл-Шин (юго-восточная часть Горного Алтая) порфириты и пирокласты нижней части аксайской свиты, описание которой приведено ниже, являются одновозрастными с отложениями онгудайской свиты.

В породах онгудайской свиты органические остатки пока не найдены. В окрестностях с. Онгудай, по данным Н. С. Коржнева, свита эта лежит несогласно на отложениях каракудюрской свиты, которые по возрасту, видимо, очень близки образованиям барагашской и уландрыкской свит. Следовательно, онгудайские отложения не могут быть древнее среднего девона. Верхняя возрастная граница вулканогенных образований, относимых к онгудайской свите, установлена по р. Коргону. Здесь на них лежит с размывом и несогласием коргонская свита, содержащая фауну второй половины эйфельского века.

К коргонской свите отнесены эффузивно-осадочные отложения, занимающие значительную площадь в верхнем течении р. Чарыша и в районе р. Калгуты. Впервые свита была описана Я. Р. Зильберманом и Р. Т. Грацианової в 1953 г. по р. Коргону, где вскрывается, по-видимому, наиболее полный ее разрез (снизу вверх):

http://jurassic.ru/

Конгломераты из галек красноцветных фельзит-порфиров, светло-сиреневых порфиров, серых известняков и гранитоидов, сцементированных песчаником, в составе которого преобладают обломочки кислых эффузивов . . . . . 300—350 *м*

Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы сургучно-красные . . . . . 150 „

Конгломераты крупногалечные и валунные; в составе гальки: красные и пестроцветные порфиры, розоватые и сиреневые фельзиты, розовые, белые и черные известняки и гнейсовидный микрогранит; цемент песчаниковый, красно-бурый . . . . . 100 „

Кварцево-полевошпатовые порфиры, фельзит-порфиры и фельзиты с маломощными прослоями туфов; окраска пород сургучно-красная, лиловато-серая, серая . . . . . 150 „

Песчаники бордовые с серыми известковистыми журавчиками . . . . . 5 „

Фельзит-порфиры красные, лиловые с флюидальной и сферолитовой текстурой . . . . . 50 „

Песчаники известковистые, тонкозернистые серые . . . . . 3 „

Фельзиты серые, голубовато-серые, лиловато-серые . . . . . 150 „

Лавовые брекчии серые . . . . . 6 „

Песчаники известковистые тонкозернистые темно-серые с *Fenestella* cf. *spinulosa* sp. nov. Krasn., *F. korgonica* sp. nov. (Krasn.), *Reteporina* sp., *Semicoscinius* sp., *Stropheodonta nobilis* Mac-Coy, *S. interstrialis* Phill., *Dalmenella inostranzewi* Peetz, *Schuchertella altaica* Khalf., *Leptaenella bouei* Barr., *Productella subaculeata* Murch., *P. spinulicosta* Hall, *Chonetes coronata* Conrad, *Ch.* cf. *embryo* Barr., *Pugnoides(?) subtetragona* Schnur., *Uncinulus nalivkini* Bubl., *Elythina salairica* Rzon., *E. grigorievi* Bubl., *Elytha frequens* (Bubl.), *Cyrtina heteroclita* Defr. . . . . 3 „

Песчаники известковистые мелкозернистые голубовато-серые с *Elythina salairica* Ržon., *Elytha frequens* (Bubl.), *Pordustella* sp., *Aphyllopteris* sp. . . . . 6 „

Песчаники известковистые тонкозернистые серые с *Strophrodonta nobilis* M'Coy, *St. patersoni* Hall, *Schuchertella altaica* Khalf., *Leptodontella* sp., *Productella subaculeata* Murch., *Pr. spinulicosta* Hall, *Chonetes coronatus* Conrad, *Pugnoides(?) subtetragona* Schnur, *Elytha frequens* (Bubl.), *Elythina salairica* Ržon. . . . . 5 „

Песчаники серые, лиловые и бордовые . . . . . 21 „

Мощность свиты в этом разрезе около 1000 *м*.

По мнению Р. Т. Грацановой, возраст коргонской свиты позднеэйфельский, как, по-видимому, и лосишинской (лосихинской) свиты в северо-западном (Рудном) Алтае, имеющей с ней литологическое и фаунистическое сходство. По унифицированной схеме лосишинская и коргонская свиты находятся в нижнем эйфеле.

Отложения верхней половины эйфеля под названием соловьихинской свиты * известны также в бассейне р. Ануя: в окрестностях сс. Соловьихи, Березовки, Камышинского. Свита сложена рифогенными известняками, светло-серой, розовато-белой и темно-серой окраски. Известняки переполнены остатками колониальных и одиночных кораллов, реже брахиопод. Мощность свиты не превышает 500 *м*. У с. Соловьихи известняки эти резко несогласно лежат на фаунистически охарактеризованных отложениях нижнего девона и несогласно перекрыты эффузивами куратинской свиты. В 1948 г. в известняках соловьихинской свиты были найдены брахиоподы: *Cypidula acutolobata* (Sandb.), *Acrospirifer gerolsteinensis* (Stein.), *Delthyris jachei* (Kays.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* L. (определения Р. Т. Грацановой) и кораллы: *Stenophyllum sibiricum* (Bulv.), *Favosites placenta* Rom., *Thamnopora cervicornis* Blainv. (определения А. П. Жмаева), на основании которых возраст свиты определялся как раннеэйфельский. В 1959 г. Р. Т. Грацианова обнаружила в известняках соловьихинской свиты

* В 1960 г. Р. Т. Грацианова назвала эту свиту хомичевской в связи с тем, что Л. Л. Халфиным (1948 г.) под названием «соловьихинский известняк» описан верхний горизонт чагырской свиты, который Л. Л. Халфин и Р. Т. Грацианова (1961) относят к жединскому ярусу.

http://jurassic.ru/

у с. Соловьихи остатки *Squameofavosites mironovae* Dubat., *Xistriphyllum sibiricum* (Bulv.), *Emanuella subumbona* (Hall.) и другие позволяющие, по ее мнению, считать известняки соловьихинской свиты верхнеэйфельскими и сопоставлять их с мамонтовскими слоями Салаира.

Условно к верхней половине эйфельского яруса следует также относить еще плохо изученные осадочные отложения, вскрытые в верховье р. Песчаной, в среднем течении р. Большой Теректы, по р. Маргале (Ануйско-Чуйский синклинорий) и на левобережье р. Чаган-Узун (Баратальский горст). В состав их входят темно-серые глинистые сланцы (с прослоями глинистых известняков), зеленовато-серые песчаники (местами с прослоями конгломератов), белые и серые известняки. В известняках и сланцах содержатся кораллы и брахиоподы — *Heliolites* aff. *densus* Yanet (р. Моргала), *Conchidiella* cf. *pseudobaschkirica* (Tschern.), (р. Бол. Теректа), *Thamnopora proba* Dubat., *T.* aff. *schtscherbae* Dubat. (р. Чаган-Узун), указывающие на эйфельский возраст отложений.

**Живетский ярус.** Отложения этого яруса также имеют широкое распространение. К ним относится мощный вулканогенно-осадочный комплекс пород, разделенный четким несогласием на две толщи: нижнюю — преимущественно вулканогенную и верхнюю — осадочную, в которой лишь местами встречаются покровы эффузивных образований кислого состава.

На большей части территории Горного Алтая (в бассейнах рр. Урсула, Песчаной, Ануя и других) нижняя толща известна под названием куратинской свиты, а на юго-востоке Горного Алтая ее именуют аксайской свитой, в которую на отдельных участках, по-видимому, включены и эйфельские отложения. Верхнюю толщу в последнее время называют бельгебашской свитой в северных и центральных районах Горного Алтая и ташантинской свитой — на юго-востоке Горного Алтая.

В состав куратинской свиты входят кварцевые фельзит-порфиры, фельзиты и их туфы грязно-серой, желто-серой, реже зеленовато-желтой и редко лиловой окраски. На отдельных участках (хр. Черный, р. Верх. Этагол) в составе свиты имеются также пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы грязно-зеленого и лилового цвета. Среди вулканогенных образований свиты, чаще в ее нижней части, встречаются глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, а по р. Ануе, вблизи с. Соловьихи, в основании свиты лежит базальный конгломерат. Мощность свиты от нескольких сотен метров до 1500—1700 *м*.

Аксайская свита отличается от куратинской свиты тем, что в ее составе кроме кислых эффузивных образований значительное место занимают осадочные породы, приуроченные в основном к ее верхней части.

И. И. Белостоцкий изучил в 1956 г. разрезы девона на участке р. Кызыл-Шин. Мощная эффузивно-осадочная толща пород аксайской свиты разделена им на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Суммарная мощность отложений нижней подсвиты в данном разрезе равна 754 *м* (возможно до 900 *м*). В составе ее преобладают эффузивы; в нижней части — основного или среднего состава, в верхней половине — кислого состава. Переход от нижней подсвиты к средней постепенный; при этом слои приобретают красную и бордовую окраску, а эффузивные породы почти исчезают.

Средняя подсвита сложена главным образом ярко-красноцветными песчаниками и алевролитами, которым подчинены в большинстве своем маломощные, но довольно многочисленные пласты фельзит-порфиров, альбитофиров, их туфов. Кроме перечисленных пород, в строении под-

http://jurassic.ru/

свиты принимают участие два горизонта серых водорослевых известняков. Разрез средней подсвиты заканчивается пластом фельзит-порфира, мощность ее составляет 600—650 *м*.

На ней согласно лежит верхняя подсвита, состоящая из песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, также красноцветных.

Общая мощность аксайской свиты в этом разрезе 2670—2850 *м*.

Органические остатки в отложениях куратинской и аксайской свит пока не найдены. По стратиграфическому положению и соотношению с перекрывающими и подстилающими отложениями они условно отнесены к нижнему живету. В окрестностях с. Соловьихи, в верховьях рр. Ануя и Песчаной, куратинская свита лежит несогласно на соловьихинской или хомичевской свите верхнего эйфеля, а в верховье р. Чарыша — на верхнеэйфельской коргонской свите и в свою очередь несогласно перекрыта верхнеживетскими отложениями бельгебашской свиты.

В Уйменско-Лебедском синклинории на сумурлинской свите, содержащей фауну кобленца и эйфеля, лежит несогласно вулканогенная уйкараташская свита (Сенников, 1959), состоящая из эффузивов среднего, реже основного, а в верхней части кислого состава, их пирокластов, конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Мощность свиты около 2500 *м*. Органические остатки в ней пока не найдены. Она несогласно перекрыта верхнеживетскими породами учальской свиты.

По стратиграфическому положению и отчасти по составу уйкараташскую свиту условно можно сопоставлять с куратинской свитой Ануйско-Чуйского синклинория.

Верхнеживетские отложения, названные в последнее время бельгебашской свитой, были впервые описаны в 1932 г. Л. Л. Халфиным (1948) в северной части Ануйско-Чуйского синклинория (в верховье р. Гремишки, левого притока р. Песчаной). В этом районе рассматриваемые отложения имеют следующий разрез (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Базальные конгломераты желтовато-серой и грязно-серой окраски с прослоями серых песчаников; галька представлена черными кварцитами, серыми известняками и порфиритами серой, зеленой и лиловой окраски . . . . . | 10—20 *м* |
| Чередование песчаников, алевролитов и глинистых сланцев серой и зеленовато-серой окраски; в породах содержатся обильные остатки среднедевонских брахиопод; наиболее характерны крупные *Euryspirifer cheehiel* (Kon.) . . . . . | 70 „ |
| Глинистые сланцы темно-серые с прослоями темно-серых алевролитов, содержащие *Euryspirifer cheehiiel* (Kon.), *Lamellispirifer mucronatus* (Hall) и другие формы, характеризующие поздний живет . . | 300 „ |

Суммарная мощность всей толщи пород около 400 *м*.

На левобережье р. Гремишки, левого притока р. Песчаной (в нижней части юго-западного склона Черного хребта), базальные конгломераты верхнего живета лежат несогласно на эффузивных образованиях куратинской свиты, а верхние слои его согласно подстилают нижнефранкские отложения, вскрытые непосредственно по р. Гремишке.

Из всех разрезов верхнеживетских отложений, известных в Горном Алтае, с палеонтологической точки зрения наиболее хорошо изучен разрез по р. Коргону (левый приток р. Чарыша). Разрез этот описан Р. Т. Грациановой (1954) и Г. А. Черновым. Здесь он приведен в несколько обобщенном виде (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Конгломерат крупногалечный; в гальке — фельзиты и порфириты серые, лиловые, сургучно-красные, зеленые, известняки розовато-серые, светло-серые и серые. Цемент песчаный, бордово-лиловый . . . . . | 19 *м* |
| Песчаники крупно- и среднезернистые (переслаивание), серые; фауна *Fenestellidae, Lichas (Euarges) sibiricus* N. Tschern., криноидеи и редкие пелециподы . . . . . | 74 „ |

http://jurassic.ru/

| | |
|---|---|
| Сланцы известково-глинистые серые и почти черные с фауной *Fenestellidae, Striatopora vermicularis* Mac-Coy, *Lamellispirifer mucronatus* (Conr.), *Rensselandia johanni* Hall и др. | 63 *м* |
| Песчаники известковистые голубовато-серые тонкозернистые | 53 „ |
| Сланцы известково-глинистые темно-серые с фауной *Hemitrypa devonica* Nekh., *Semicoscinium rackovski* Nekh., *Fenestella* sp., *Isoorthis sibirica* Khalf., *Schizophoria striatula* (Schloth.), *Leptaenella rhomboidalis* (Wilck.), *Brachyspirifer martianovi* (Stuck.), *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Mucrospirifer consobrinus* (Orb.), *Athyris spiriferoides* Eaton и др.; редкие гастроподы, пелециподы и трилобиты | 148 „ |
| Известняки детритусовые темно-серые с обильными остатками мшанок | 11 „ |
| Сланцы известково-глинистые темно-серые с тонкими линзочками песчаника | 5 „ |
| Известняки песчанистые темно-серые с обильными остатками криноидей, мшанок и брахиопод. Видовой состав фауны такой же, как и в пачке (5) | 9 „ |
| Сланцы известково-глинистые темно-серые с прослоями голубовато-серых песчаников. Фауна криноидей, мшанок и брахиопод. Видовой состав фауны примерно такой же, как и в пачке (5) | 66 „ |
| Песчаники светло-серые, тонкозернистые, с члениками криноидей | 25 „ |
| Сланцы известково-глинистые темно-серые с прослоями серых песчаников; обильная фауна мшанок, криноидей, брахиопод — *Brachyspirifer martianovi* (Stuck.) и другие | 4 „ |
| Известняки песчанистые серые с прослоями серых песчаников; богатая фауна брахиопод, мшанок, кораллов и криноидей: *Thamnopora cervicornis* Blainv. и др. | 107 „ |
| Песчаники голубовато-серые с брахиоподами *Euryspirifer chechiel* (Kon.) и др. | 25 „ |
| Сланцы известково-глинистые темно-серые с органическими остатками | 20 „ |
| Известняки песчанистые с богатой фауной брахиопод и кораллов *Heliophyllum aiense* Soshk. и другие | 42 „ |
| Известняки от серых до черных, в верхней части пачки песчанистые; фауна брахиопод, кораллов, криноидей *Productella walcotti* F. et F. и другие | 352 „ |
| Песчаники серые и темно-серые, в нижней части пачки известковистые | 100 „ |

Суммарная мощность пород по разрезу около 1200 *м*.

В бассейне р. Коргон верхнеживетские отложения лежат несогласно на эффузивно-осадочных образованиях коргонской свиты эйфельского возраста. Здесь в их составе большую роль играют известняки и известково-глинистые сланцы, содержащие органические остатки («чиелевый» комплекс видов): *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Brachyspirifer martianovi* (Stuck.), *Atrypa reticularis* Linn., *Retzia lopatini* Stuck. и другие (определения Р. Т. Грацияновой).

По р. Караколу, правому притоку р. Урсула, выше широко развитых в этом районе кислых эффузивных образований куратинской свиты нижнего живета(?), лежит толща пород более 2 *км* мощности, содержащая в ряде слоев фауну верхнего живета. Она сложена главным образом темно-серыми и почти черными глинистыми алевролитами и глинистыми сланцами, перемежающимися с песчаниками.

В ряде мест в бассейне р. Каракола, а также в бассейне р. Каерлыка в описываемых отложениях была собрана фауна, устанавливающая их верхнеживетский возраст. Л. Н. Краевской определены отсюда *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Lamellispirifer mucronatus* (Hall), *Brachyspirifer martianovi* (Stuck.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* Linn., *A.* cf. *desquamata* Sow., *Uncinulus subsignatus* Reed., *Leptaenella rhomboidalis* (Wilck). В нижних слоях толщи в мелкозернистых песчаниках и в глинистых алевролитах довольно часто встречаются однообразные растительные отпечатки плохой сохранности.

Достаточно широко верхнеживетские отложения распространены в Северо-Чуйском и Айгулакском хребтах. В последнем хребте они сла-

http://jurassic.ru/

гают центральную часть Бельгебашского грабена. В обоих районах рассматриваемые отложения сходны по составу. В их строении принимают участие песчаники, алевролиты и глинистые сланцы серой и темно-серой окраски. Реже встречаются породы, окрашенные в желто-табачный и грязно-зеленоватый цвет.

При сравнении верхнеживетских отложений из разных районов Ануйско-Чуйского синклинория обнаруживается большое их сходство. Они близки по литологическому составу, фауне, цвету пород и характеру их слоистости, а также по ряду других признаков.

На юго-востоке Горного Алтая отложения верхнего живета, описанные под названием ташантинской свиты, известны в Курайском хребте и на окраинах Чуйской степи. От рассмотренных выше они отличаются тем, что преобладающими породами в их составе являются песчаники. Значительное место занимают также конгломераты, слагающие вместе с песчаниками нижнюю часть разреза. Кроме того, на некоторых участках в строении верхней части разреза наряду с другими породами принимают участие известняки, содержащие остатки брахиопод, характерных для верхнего живета — *Isoorthis sibirica* Khalf., *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Brachyspirifer* cf. *audaculus* (Conr.), *Lamellispirifer* cf. *mucronatus* (Conr.), *Mucrospirifer* cf. *ales* (Khalf.) (определения М. С. Потаповой).

Наиболее мощная (около 2,3 *км*) толща пород ташантинской свиты обнажена в Курайском хребте, главным образом на его южном склоне. На восточной окраине Чуйской степи, в бассейне р. Кызыл-Шин, мощность ташантинской свиты не превышает 400 *м*. На этом участке свита подверглась интенсивному размыву еще до отложения нижнефранской толщи осадков барбургазинской свиты.

Верхнеживетские отложения в Уйменско-Лебедском синклинории описаны В. М. Сенниковым (1959) под названием учальской свиты. Здесь они представлены серыми, зеленовато-серыми и красноцветными аркозовыми полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми, часто известковистыми и нередко косослоистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и мергелистыми сланцами, среди которых в нижней половине разреза встречаются маломощные прослои глинистых и песчанистых известняков с остатками мшанок, кораллов и брахиопод. В некоторых местах в основании этих отложений лежат слои конгломератов и гравелитов. В западной части синклинория в разрезе появляются также пласты кислых эффузивов и их туфов. Мощность учальской свиты колеблется от 1500 до 2000 *м* и более. По данным В. М. Сенникова, Р. Ф. Колпаковой и В. П. Студеникина, наиболее полный разрез ее вскрыт по р. Пыже (урочище Обого), где она представлена желтовато- и зеленовато-серыми и красными сланцами, известковистыми песчаниками и известняками. В последних по р. Пыже (0,6 *км* выше устья р. Карагузень) содержатся органические остатки, указывающие на верхнеживетский возраст отложений. Среди них Р. Т. Грацианова и В. П. Нехорошевым были определены: *Thamnopora proba acrospina* Dubat., *Lioclema* sp., *Streptorhynchus devonicus minussiensis* Ržon., *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Brachyspirifer martianovi* (?) (Stuck.), *Atrypa waterlooensis* Webst., *Semicoscinium* sp., *S.* aff. *delicatum* Krasn., *Hemitrypa devonica* Nekh.

Присутствие в отложениях учальской свиты красноцветных терригенных пород с косой слоистостью, знаками ряби и другими признаками указывает на то, что в Уйменско-Лебедском синклинории формирование верхнеживетских осадков происходило в мелководных условиях.

http://jurassic.ru/

## ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Породы верхнего девона сохранились лишь в немногих районах Горного Алтая и на ограниченных площадях.

**Франский ярус.** Отложения франского яруса в пределах Ануйско-Чуйского синклинория известны в верховье р. Гремишки (левый приток р. Песчаной), по р. Караколу (правый приток р. Урсула) и по р. Кислой (правый приток р. Семы). В этих районах они слагают весьма незначительные участки. Несколько шире франские отложения распространены на юго-востоке Горного Алтая (по окраинам Чуйской котловины) в пределах Баратальского горста, представляющего юго-восточное продолжение структуры Катунского антиклинория. Образования франского яруса установлены также в Уйменско-Лебедском синклинории.

В верховье р. Гремишки (в северной части Ануйско-Чуйского синклинория) на черных сланцах верхнего живета согласно лежат отложения франского яруса, состоящие из зеленовато- и голубовато-серых сильно известковистых глинистых сланцев с тонкими прослоями серого известняка с *Anathyris phalaena* Khalf., *A. peetzi* Khalf., *Cyrtospirifer achmet* Nal. (определения Л. Л. Халфина), которые характеризуют нижнюю половину франского яруса. Мощность этих отложений около 300 *м*.

В бассейне р. Каракола нижнефранские отложения, описанные А. Н. Кононовым (1959) под именем каракольской свиты, также лежат согласно на верхнеживетских отложениях бельгебашской свиты и почти не отличаются по составу от последней. Здесь имеет место следующая последовательность пород (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Серые среднезернистые полимиктовые песчаники с обломками темно-серых и черных глинистых сланцев и алевролитов | 60 *м* |
| Переслаивание серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В верхней части пачки, в известковистых песчаниках содержатся остатки брахиопод — *Anathyris phalaena* (Phill.), *Chonetes* cf. *coronata* Conr., *Leptaenella (?) rhomboidalis* Wilck. var. *sinuata* Ržon., *Unicinulus subsignatus* (Reed), *Stropheodonta interstrialis* (Phill.), определения В. Г. Зинченко | 300 „ |
| Темно-серые и реже черные алевролиты с прослоями серых песчаников, редко туфов, туфопесчаников и черных глинистых сланцев | около 1200 „ |
| Серые кварцевые порфиры и туфы | 30 „ |
| Темно-серые алевролиты с *Archaeopteris* sp., *Pteridorachis* cf. *striata* Nath., *Sphenophyllum* sp. (определения Г. П. Радченко) | 80 „ |
| Серые фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы, переслаивающиеся с темно-серыми глинистыми сланцами | 620 „ |
| Серые мелкозернистые полевошпатовые песчаники | 40 „ |
| Серые и темно-серые глинистые сланцы и алевролиты с тонким прослоем известняка в верхней части пачки | 275 „ |

Общая мощность свиты более 2500 *м*.

В северной части Теректинского горста в 1958 г. О. М. Адаменко, М. К. Винкман, А. Б. Гинцингером, Е. М. Лашковым была выделена екибомская свита, в состав которой входят кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты вишневого, бордового и зеленого цвета. Мощность свиты около 1200 *м*. Ее породы слагают сравнительно небольшие участки в верховьях рр. Татарки, Кызылчан, Тургунсу, а также водораздел рр. Кырлык—Чарыш и часть водораздела рр. Тургунсу—Екибом. Органические остатки в отложениях свиты не найдены. На водоразделе рр. Тургунсу—Екибом они несогласно лежат на отложениях верхнего живета (бельгебашской свите) и поэтому условно отнесены к нижней половине франского яруса.

В юго-восточной части Горного Алтая нижнефранские отложения наиболее полно изучены в бассейне р. Кызыл-Шин, где они описаны

http://jurassic.ru/

И. И. Белостоцким в 1956 г. под названием барбургазинской свиты и лежат на различных слоях аксайской и ташантинской свит. Известны они также в районе Акташа.

Барбургазинская свита сложена главным образом алевролитами и песчаниками. Нижняя подсвита ее, имеющая мощность 150—200 *м*, состоит из часто чередующихся пластов песчаников и алевролитов зеленовато-желтой и вишнево-красной окраски. Пласты этих пород резко отличаются друг от друга по цвету. В нижней части подсвиты, в зеленовато-сером алевролите найдены довольно многочисленные *Bothriolepis* sp., *Osteolepidae, Rhizodontidae*(?) (определения Д. В. Обручева).

Верхняя подсвита сложена алевролитами, аргиллитами и глинистыми песчаниками грязно-зеленовато-серой и темно-серой окраски. Изредка встречаются слои, окрашенные в бордовый и вишнево-красный цвет. В разрезе резко преобладают алевролиты грязно-зеленовато-серой окраски. Мощность подсвиты 950—1000 *м*.

В средней части этой подсвиты резко выделяются пласты серых или зеленоватых известняков и сильно известковистых песчаников с *Cyrtospirifer* ex gr. *tenticulum* (Vern.), *C.* cf. *achmet* Nal., *Lamellispirifer* ex gr. *mesacostalis* (Hall), *Anathyris phalaena* (Phill.) и другими, указывающими на нижнефранский возраст отложений.

Отложения барбургазинской свиты слагают значительную площадь на северо-западной окраине Чуйской котловины. В этом районе они обнажены в нижнем течении р. Чаган-Узун по ее левому притоку р. Кызыл-Чин и на право- и левобережье р. Чуи при впадении в нее р. Туерык. Здесь, как и в бассейне р. Кызыл-Шин, свита расчленяется на две подсвиты.

По данным А. Б. Дергунова и других геологов ВАГТ, проводивших в 1956 г. исследования в бассейне р. Чуи, нижняя подсвита представлена преимущественно пестроцветными алевролитами, глинистыми сланцами и реже песчаниками и конгломератами. Местами в них встречаются тонкие (20—30 *см*) прослои известняков. Мощность подсвиты изменяется от 400 до 700 *м*. По р. Ак-Кая (левый приток р. Кызыл-Чин) к юго-востоку от ур. Кок-Саир в известняках и алевролитах найдена нижнефранская фауна: *Cyrtospirifer schelonicus* var. *tenticuliformis* Ržon., *Schizodus devonicus* Vern., *Lamellispirifer* sp. (определения М. С. Потаповой).

Верхняя подсвита сложена алевролитами, песчаниками и подчиненными им глинистыми сланцами с отдельными прослоями известняков. Окраска пород серо-зеленая и буровато-зеленая. Мощность подсвиты около 400 *м*. В отложениях подсвиты собрана обильная фауна брахиопод и мшанок. Отсюда М. С. Потаповой были определены *Athyris concentrica* Buch, *Brachyspirifer seid* (Nal.), *Cyrtospirifer*(?) sp., *Cyrtina* cf. *heteroclita* Defr., *Anathyris tishnoffi* Khalf.; мшанки (*Erydotrypella* sp., *Fenestella pioneri* Krasn.) определены О. Я. Федоровской.

А. Б. Дергунов отмечает, что по р. Ак-Кая барбургазинская свита резко несогласно лежит на аксайской свите, а по р. Кызыл-Чин она перекрывает ташантинскую свиту.

Примерно в центральной части Ануйско-Чуйского синклинория (по р. Каракол) мульда крупной Каракольской синклинали сложена эффузивно-осадочными отложениями, которые в последнее время относились к франскому ярусу на том основании, что они лежат значительно выше слоев с фауной позднего живета. Эти отложения хорошо обнажены на левобережье р. Каракола в окрестностях с. Кулады и разделены на две подсвиты. Нижняя, залегающая, по-видимому, с перерывом на нижележащих отложениях, представлена грязно-серыми и зеле-

http://jurassic.ru/

ными пироксеновыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их пирокластами. Местами в основании подсвиты встречаются лаво-агломераты. Мощность подсвиты 400 *м*.

Выше согласно лежит верхняя подсвита из черных и темно-серых глинистых сланцев, серых алевролитов и песчаников и имеющая примерно такую же мощность как и нижняя.

В 1958 г. А. Н. Кононов (1959) установил в бассейне р. Каракола нижнефранские отложения (каракольская свита) с *Anathyris phalaena* (Phill.), залегающие под рассматриваемыми эффузивно-осадочными отложениями. В связи с этим возраст последних условно считается теперь верхнефранским. Нижнюю вулканогенную подсвиту А. Н. Кононов назвал бичиктубомской свитой, а верхнюю осадочную — богучинской.

Верхнедевонские образования Уйменско-Лебедского синклинория, рассматривающиеся пока условно как франские, резко отличаются от отложений барбургазинской свиты. В 1955 г. Р. Ф. Колпаковой, В. М. Сенниковым и В. П. Студеникиным было установлено, что в бассейнах рр. Каракокша, Уймень, Пыжа и Байгол на фаунистически охарактеризованных отложениях верхнего живета лежит (с базальным конгломератом в основании) мощная толща преимущественно эффузивного состава, которая была условно отнесена к франскому ярусу. В. П. Студеникин (1958) в верхах этой толщи по р. Байгол собрал фауну брахиопод, указывающую (по заключению Л. Н. Краевской) на раннефранский возраст содержащих ее пород. По характеру распределения и составу пород в толще последняя разделена на две свиты, из которых нижняя названа тарболинской, а верхняя, лежащая на ней согласно, — угульской.

По данным В. П. Студеникина (1958) и В. М. Сенникова (1959), в состав тарболинской свиты входят эффузивы среднего и кислого, реже основного состава и их пирокласты, конгломераты, песчаники, алевритовые песчаники и изредка глинистые сланцы. Мощность свиты 1400—2200 *м*.

Угульская свита представлена эффузивными образованиями кислого, реже среднего состава, красноцветными песчаниками, алевролитами и конгломератами, среди которых местами встречаются известняки. Мощность свиты 350—2500 *м*. В известняках этой свиты найдены (Студеникин, 1958; Сенников, 1959) *Cyrtospirifer* cf. *achmet* Nal., *C.* ex gr. *tenticulum* (Vern.), *Mucrospirifer ales* Khalf., *Athyris* cf. *concentrica* Buch., *Phillipsastraea* sp. (определения Л. Н. Краевской и С. К. Черепниной). Эта фауна характерна для нижнефранских отложений. Необходимо отметить, что в этих же слоях Р. Т. Грацианова установила присутствие *Schuchertella chemungensis* Conr., *Spinocyrtia*(?) sp., *Productella* sp., *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* (Murch.), *C.* cf. *verneuili* (Murch.), *Athyris concentrica* (Buch). По мнению Р. Т. Грациановой, состав угульской фауны (обилие шухертел и отсутствие анатирисов и атрип) показывает, что более вероятен ее фаменский возраст.

**Фаменский ярус.** До 1956 г. в Горном Алтае отложения фаменского яруса были известны только в северной части (по р. Черемшанке, правому притоку р. Ануя), где их впервые закартировали в 1948 г. А. Б. Гинцингер и Г. А. Курганов и назвали черемшанской свитой. В 1956 г. на юго-востоке Горного Алтая, в верховьях рр. Бар-Бургазы и Богуты, геологи ВАГТ И. И. Белостоцкий, М. С. Потапова, Г. Ф. Шапошникова и другие описали под названием богутинской свиты мощную толщу пород, в основном песчано-алевролитового состава, и отнесли ее к фаменскому ярусу на основании находок в ней многочис-

http://jurassic.ru/

Таблица 9

## Схема сопоставления девонских отложений Горного Алтая

| Система | Отдел | Ярус | Подъярус | Северная часть Терехтинск. горста (р-н Коргонск. хребта) | Ануйско-Чуйский синклинорий: Северная часть | Ануйско-Чуйский синклинорий: Центральная и ЮВ части | Катунский антиклинорий | Белухинский антиклинорий | Район окраин Чуйской котловины | Уйменско-Лебедской синклинорий |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Каменноугольная | | Турнейский | | Отложения отсутствуют | Черемшанская свита песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты; в верхней части свиты прослои известняков 600 м | | Отложения отсутствуют | Отложения отсутствуют | ? | ? |
| ская | ний | ский | Верхнефранский | | ? | Пестроцветные песчаники с прослоями глинистых известняков | | | Богутинская свита терригенная 2500 м | |
| | | | | | Отложения отсутствуют | Богучинская свита песчаники, алевролиты, глинистые сланцы ~400 м | | | ? | Угульская свита эффузивы, песчаники, алевролиты, конгломераты 350—2500 м |
| | | | | | | Бичиктубомская свита вулканогенная 400 м | | | | |

http://paleontology.ru/

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Девон | Верх | Фран | Нижнефранский | Екибомская свита пестроцветные песчаники и алевролиты 1200 *м* | Каракольская свита темно-серые, черные (на восточной окраине Катунского антиклинория пестроцветные) песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты 300 *м* / более 2500 *м* | Отложения отсутствуют | ? | Барбургазинская свита терригенная, местами с прослоями известняков 1100—1200 *м* | Тарболинская свита эффузивы и их пирокласты, конгломераты, песчаники, глинистые сланцы 1400—2200 *м* |
| | Средний | Живетский | Верхнеживетский | Бельгебашская свита темно-серые, черные, редко пестроцветные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, кое-где маломощные покровы кислых эффузивов, местами в верхней половине свиты много известняков до 2000 *м* / 400 *м* / ~1700 *м* | | | Отложения отсутствуют | Ташантинская свита терригенная с известняками до 600 *м* | Учальская свита песчаники, алевролиты, глинисто-мергелистые сланцы с прослоями известняков 1500—2000 *м* |
| | | | Нижнеживетский | Куратинская свита эффузивы и пирокласты кислого, редко среднего и основного состава, среди которых местами встречаются песчаники, алевролиты и редко маломощные прослои известняков 500 *м* / 800—900 *м* / до 2000 *м* | | Аксайская свита 500—1200 *м* / 2670—2850 *м* | | Аксайская свита эффузивы кислого, реже среднего и основного состава, их туфы, прослои и пачки терригенных пород, редко линзы известняков 900—1250 *м* | Уйкараташская свита эффузивы, среднего, основного, кислого состава и их пирокласты, конгломераты, песчаники, алевролиты 2500 *м* |

| Система | Отдел | Ярус | Подъярус | Северная часть Терехтинск. горста (р-н Коргонск. хребта) | Ануйско-Чуйский синклинорий: Северная часть | Ануйско-Чуйский синклинорий: Центральная и ЮВ части | Катунский антиклинорий | Белухинский антиклинорий | Район окраин Чуйской котловины | Уйменско-Лебедской синклинорий |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Девонская | Средний | Эйфельский | Верхнеэйфельский | Коргонская свита эффузивно-осадочные отложения, местами с гематитовыми и гематит-магнетитовыми рудами 100 *м* | Хомичевская известняки ~500 *м* | (соловьихинская) свита песчаники, алевролиты, известняки, конгломераты 500 *м* | 250—500 *м* / Отложения отсутствуют | Коргонская свита эффузивно-осадочные отложения с гематитовыми рудами ~1000 *м* | ? | ? |
| | | | Нижнеэйфельский | Онгудайская свита эффузивы и пирокласты разного состава 500—1000 *м* | ? | Онгудайская свита эффузивы и пирокласты среднего, основного и реже кислого состава 500—1500 *м* | ? | ? | | |
| | Нижний | Кобленцский | | Отложения отсутствуют | Барагашская свита конгломераты, сланцы, песчаники, алевролиты и известняки 500—1500 *м* | Каракудюрская свита терригенная пестроцветная ~1500 *м* | Барагашская свита конгломераты, глинистые сланцы, известняки, песчаники ~450 *м* | Уландрыкская свита красноцветные терригенные осадки: конгломераты, песчаники, алевролиты 500—1250 *м* | Уландрыкская свита конгломераты, алевролиты и глинисто-алевролитовые сланцы ~1200 *м* | Сумурлинская свита песчаники, алевролиты, известково-алевролито-глинистые сланцы, известняки, мергели 1100—1200 *м* |

http://jurassic.ru/

ленных отпечатков *Archaeopteris* sp. и отдельных раковин *Productus* sp.

Породы с фауной фаменского яруса установлены в последние годы в Теректинском хребте (по рр. Теректе, Чиндеку, Казнахте) и в Айгулакском хребте на северо-западном побережье оз. Чубек-Куль (Грацианова, 1961). В Уйменско-Лебедском синклинории (Студеникин, 1958) имеются отложения, фауна которых позволяет предполагать фаменский возраст их (возможно и более высокое ее положение).

Большой интерес представляют также новые данные Р. Т. Грациановой (1957 г.) о находках в верхней части разреза черемшанской свиты морской фауны турнейского возраста.

Черемшанская свита обнажена по р. Черемшанке (к юго-западу от фермы Черемшанская) и имеет следующий разрез (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Конгломераты красного цвета (галька темно-серых кварцитов, песчаников и глинистых сланцев лилового и красного цвета) и темно-красные песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами и песчаниками светло-зеленой и серой окраски | 180 *м* |
| Частое переслаивание серых песчаников, темно-серых глинистых и мергелистых сланцев с *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalf., *C.* cf. *archiaci* (Murch.), *Plicatifera* ex gr. *praelonga* (Sow.) (определения Р. Т. Грациановой) | 230 „ |
| Переслаивание серых мергелистых сланцев, песчаников, глинистых сланцев и темно-серых известняков | 190 „ |

Общая мощность отложений черемшанской свиты 600 *м*.

Базальные слои свиты лежат несогласно на отложениях нижнего девона.

Богутинская свита, по данным И. И. Белостоцкого и других, хорошо вскрыта на участке горы Талду-Аир и лежит без видимого несогласия на нижнефранских отложениях барбургазинской свиты. Свита разделена на две подсвиты, из которых нижняя сложена в основном алевролитами и песчаниками, а верхняя — алевролитами. Мощность нижней подсвиты около 1600 *м*, а верхней 850 *м*.

Окраска пород нижней подсвиты изменяется от светло-серой до черной. В верхней части подсвиты в изобилии встречаются отпечатки *Archaeopteris* sp., а в средней части найдены мелкие *Productus* sp. плохой сохранности.

Окраска пород верхней подсвиты темно-серая с синеватым или грязно-зеленым оттенком, реже черная.

В Теректинском хребте (центральная часть Горного Алтая) отложения фаменского яруса обнажены по рр. Теректе, Чиндеку и Казнахте, где они сохранились в узких тектонических клиньях — грабенах в зоне Чарышско-Теректинского разлома. Здесь резко преобладают красноцветные и светло-желтые крупнозернистые песчаники, среди которых содержатся прослои алевролитов и глинистых сланцев такой же окраски и грязно-желтовато-серые, сильно известковистые алевролиты и мергели с фауной брахиопод.

В табл. 9 приведена схема сопоставления девонских отложений Горного Алтая.

### *СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ*

Девонские отложения широко распространены в пределах Северо-Западного Алтая и представлены всеми тремя отделами этой системы. Наиболее развиты отложения среднедевонского возраста, наименее — породы нижнего девона. Литологический состав девонских отложений разнообразен: преобладают туфы и лавы кислых эффузивов, в меньшей степени развиты средние и основные породы, а также алевролиты, песчаники, конгломераты и известняки.



http://jurassic.ru/

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнему отделу относятся нижняя и средняя часть разреза отложений мурзинской свиты, развитой в окрестностях с. Курья и поселков Батун, Мурзинка и Акимовка. Отложения мурзинской свиты залегают на размытой поверхности ордовикских отложений. Они представлены однородными серыми или белыми, реже розоватыми известняками, часто рифовыми, с обильной фауной кораллов, брахиопод, криноидей и изредка трилобитов. Лучшие обнажения этой свиты наблюдаются у северной окраины с. Курья, где они представлены серыми толстоплитчатыми известняками. Г. Г. Петц (1904) и Н. Л. Бубличенко (1938) приписывали им среднедевонский возраст. Ю. А. Кузнецов (1930), а вслед за ним и некоторые другие геологи отнесли их к курьинской свите, которую они склонны были считать живетской. Позже М. П. Ломовицкая (1941) определила отсюда нижнедевонских брахиопод. О. П. Горяинова и М. М. Смеловская (1956) установили, что курьинская свита является возрастным аналогом мурзинской свиты и собрали обильную фауну из нижнедевонских и среднедевонских отложений в окрестностях сел Курьи и Новофирсово. В нижней части мурзинской свиты ими найдены: *Delthyris tiro* Barr., *Merista callypso* Barr., *Camarotoechia* sp. (ex gr. *ancillans* Barr.), *Leptaenella rhomboidalis* (Wilck.), *Atrypa granulifera* Barr., *Karpinskia conjugula* Tschern., *Wilsonella princeps* Barr., *Gypidula acutolobata* Candb., *Carinatina arimaspa* Eichw., *Eurges parvula* Nov., *Merista passer* Barr., *Harpes* sp., *Heroynella bohemica* Barr., *Platyceras* sp. По заключению Н. В. Литвинович, эта фауна характерна для жединского и кобленцского ярусов нижнего девона.

Из верхних горизонтов мурзинской свиты собраны и определены: *Theodossia superba* (Eichw.), *Eospirifer subviator* Khod., *Gypidula ivdelensis* Khod., *Atrypa scaberbra* Khod., *A. devoniana* Webst., *Camarotoechia*(?) *laglanica* Nal. По мнению Н. В. Литвинович, этот комплекс брахиопод указывает на раннеэйфельский возраст отложений.

В мурзинской свите были собраны также табуляты (определения К. Е. Ермаковой): *Favosites preplacenta* Dubat., *F. placenta* Rominger, *Squameofavosites kurjaensis* Dubat., *Favosites (Pachyfavosites) polymorphus* (Goldfuss), *Roemeria maxima* Tchern., *R. infundibuliformis* (Goldfuss), *Cladopora cylindrocellularis* Dubat., *Thamnopora crassiramosa* Tchern. и ругозы (определения В. А. Сытовой): *Fasciphyllum schlüteri* Soshk., *F. halliaforme* Soshk., *Stenophyllum uralicum* Soshk., *Spongophyllum sedgwicki* Edw. et H. и другие. По заключению К. Е. Ермаковой, среди табулят имеются виды, характерные для жединского и кобленцского веков нижнего девона, а также раннеэйфельские. В. А. Сытова считает, что фауна ругоз свидетельствует об эйфельском возрасте мурзинской свиты. В. П. Нехорошевым (1955) из отложений мурзинской свиты определена мшанка *Fenestella geometrica* Nekh., найденная Н. Л. Бубличенко восточнее с. Курьи.

На отложениях мурзинской свиты с размывом и конгломератами в основании залегает акимовская свита, содержащая фауну живетского века* среднего девона. Мощность мурзинской свиты весьма непостоянна, но в общем невелика и колеблется от нескольких десятков метров до 200—300 *м*.

---

* Позднеэйфельского возраста, на унифицированной схеме (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

### *Эйфельский ярус*

Отложения эйфельского яруса развиты в юго-восточной части района — в бассейне р. Убы, на востоке — в окрестностях поселков Андреевского и Белорецкого (Змеиногорский район), где они слагают большие площади, а также пользуются сравнительно широким распространением в западной части территории — в окрестностях Золотушинского рудника и в районах сел Самарки, Раздольное и Пасеха. Наконец, выходы эйфельских отложений известны на севере описываемой территории — в окрестностях сел Новофирсово и Курья.

Отложения эйфельского яруса восточной части района обычно несогласно и с размывом залегают на более древних отложениях, которым приписывается ордовикский возраст; в основании они часто содержат пачку конгломератов или пласты грубообломочных туфов. По литологическому составу их можно подразделить на две свиты: нижнюю, известную под названием березовской (или лосихинской), и верхнюю, названную таловской.

**Березовская свита** состоит из конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями туфов и лав кварцевых альбитофиров. Местами эти породы фациально замещаются преимущественно вулканогенной толщей.

Верхние горизонты березовской свиты большей частью представлены алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями туфов и лав кварцевых альбитофиров. Толща этих пород характеризуется более значительной фациальной выдержанностью, чем низы свиты.

Мощность низов березовской свиты колеблется от 150 до 800 *м*, а верхней части — от 100 до 900 *м*. Общая мощность отложений этой свиты колеблется от 250 *м* в северных частях района до 1400 *м* и даже 1700 *м* — в южных.

Отложения березовской свиты охарактеризованы многочисленной и обильной фауной: *Dalmanella tetragona* Vern., *Leptaenella rhomboidalis* (Wilck.), *Orthotetes umbraculum* Schloth., *Acrospirifer frequens* (Bubl.), *Uncinulus nalivkini* Bubl., *Cymostrophia patersoni* Hall, *Strophonella anaglipha* Kays. и др. (определения Н. Л. Бубличенко). Кроме того, М. П. Ломовицкой отсюда определены: *Atrypa desquamata* Sow., *Leptodontella rotundata* Khalf. и др. Наличие среди брахиопод как среднедевонских, так и раннедевонских форм вызвало оживленную дискуссию о возрасте этих отложений между Н. Л. Бубличенко и Л. Л. Халфиным, не законченную и к настоящему времени. Однако комплекс остальной фауны позволяет большинству исследователей относить описываемые отложения к эйфельскому ярусу среднего девона. Из табулят Б. С. Соколовым (1953 г.), В. Н. Дубатоловым (1956 г.), Е. Д. Сошкиной (1956 г.) определены: *Thamnopora sibirica* Tchern., *T. cervicornis* (Blain.), *Favosites polymorphus* (Goldfuss), *Thamnopora* cf. *alta* (Tchern.), *Placocoenites medius* (Lecompte), *Fasciphyllum schlüteri* Soshk., *Spongophyllum halysitoides Etheridge* var. *media* Soshk., *Thamnopora alta* (Tchern.) var. *spina* Dubat., *Roemeria infundibuliformis* (Goldfuss). Перечисленные формы по их заключению характерны для середины и конца эйфельского яруса.

Из мшанок В. П. Нехорошевым и М. И. Шульга-Нестеренко определены: *Reteporina* ex gr. *ubensis* Nekh., *R.* cf. *rhombifera* Hall, *Semicoscinium* aff. *račkovskii* Nekh., *S.* cf. *angerlyki* Nekh., *S.* cf. *striatum* Nekh., *Fenestella* cf. *loctewskensis* Nekh., *Hemitrypa* ex gr.

http://jurassic.ru/

*cornea* Nekh., *H. mongolica* Nekh. и другие, также в общем подтверждающие эйфельский возраст вмещающих слоев.

Отложения верхней части эйфельского яруса широко известны в пределах Рудного Алтая под названием **таловской, или черепановской свиты** и состоят главным образом из туфов кварцевых альбитофиров и резко подчиненных им лав кварцевых альбитофиров, еще реже туфов и лав, пород среднего состава, а также алевролитов, аргиллитов и известняков. На большей части территории Северо-Западного Алтая описываемые породы ложатся несогласно на отложения березовской свиты, а иногда связаны с последними постепенными переходами. В западной части Горного Алтая описываемая свита залегает на подстилающих отложениях березовской свиты с размывом. Отложения таловской свиты перекрываются залегающими на них с размывом и несогласием отложениями шипуновской свиты позднеживетского возраста. Мощность таловской свиты колеблется от 350—800 *м* на северо-западе до 1000—1500 *м* на юго-востоке (в бассейне р. Убы).

Места сборов фауны в этой существенно вулканогенной свите весьма немногочисленны. По данным М. А. Петровой, в керне скважины (в линзе аргиллитов из таловской свиты) обнаружены в окрестностях г. Змеиногорска *Dalmanella (Aulacella)* cf. *sokolika* Bubl., *Chonetes* sp., *Tentaculites* sp. (определения Н. Л. Бубличенко), вероятно, указывающие на эйфельский возраст вмещающих слоев. В среднем течении р. Убы в роговиках таловской свиты были встречены мшанки. Среди них В. П. Нехорошевым определена *Fenestella* cf. *kurjensis* Nekh., встречающаяся также в березовской свите и характерная для конца эйфельского века. Возможно, что самые верхние горизонты таловской свиты будут отвечать переходным слоям от эйфельского яруса к живетскому.

## *Живетский ярус*

**Нижний подъярус.** К отложениям этого возраста, возможно, относятся породы акимовской свиты*, пользующиеся распространением в окрестностях с. Курьи. Породы акимовской свиты (500—600 *м*) представлены известковистыми песчаниками с прослоями известняков, залегают с размывом на отложениях эйфельского яруса. На них, также с размывом, залегают средние и основные эффузивы (шипуновская свита), которые, по всей вероятности, относятся уже к верхнеживетскому подъярусу. В акимовской свите собраны *Atrypa independensis* Webst., *Chonetes coronata* Hall. *Delthyris* sp., *Proetus* sp.

**Верхний подъярус.** Отложения этого возраста, известные под названием шипуновской свиты, наибольшим развитием пользуются юго-восточнее г. Змеиногорска и в бассейне р. Убы. Очень небольшие площади они слагают непосредственно к западу от г. Змеиногорска и в окрестностях сс. Курья и Новофирсово.

Отложения верхнего подъяруса живетского яруса представлены как осадочными (аргиллитами, алевролитами, аркозовыми и туфогенными песчаниками и конгломератами), так и вулканогенными толщами основного и среднего состава (спилитами, андезитовыми порфиритами и их туфами). В северной и северо-западной частях описываемой территории среди этих отложений преобладают грубообломочные осадочные и вулканогенные образования. В юго-восточном направлении господствующую роль начинают играть лавы и туфы основного и среднего состава.

* См. примечание на стр. 196 *(Ред.)*.

http://jurassic.ru/

Верхнеживетские отложения несогласно и с размывом залегают на разных горизонтах нижнего живета, а местами даже на эйфельских отложениях. Перекрываются они согласно залегающими верхнедевонскими отложениями. Мощность отложений верхнеживетского возраста колеблется от 300—400 *м* на северо-западе до 800—1000 *м* в юго-восточной части описываемой территории.

Восточнее с. Первая Каменка в них собрана фауна (определения Л. Н. Краевской и В. А. Желтоноговой, 1953 г.): *Isotrypa tuberculata* Nekh., *Semicoscinium bugusunicum* Nekh., *Hemitrypa mongolica* Nekh., *Euryspirifer* ex gr. *cheehiel* Kon., *Atrypa* aff. *desquamata* Siw., *Leptaenella rhomboidalis* (Wilck.). Из растительных остатков здесь обнаружен *Protolepidodendron scharianum* Krecjii. Указанная фауна и флора позволяют отнести вмещающие отложения к позднему живету. В районе с. Черепановского в основании комплекса описываемых отложений были собраны мшанки и брахиоподы среднедевонского возраста, среди которых Н. Л. Бубличенко определил *Pentamerus (Gypidula)* cf. *cassideus* Roem., характерный для живетского века среднего девона. К северо-западу от г. Змеиногорска в отложениях шипуновской свиты обнаружены: *Brachyspirifer* cf. *seid* Nal., *Mucrospirifer* aff. *thedfordensis* Sh. et G., *Productella subaculeata* Murch. (определения Н. Л. Бубличенко) и *Lythophyllum marginatum* Wdkd., *Zmeinogorskia bublitschenkoi* Spass. (определения Н. Я. Спасского).

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

### *Франский ярус*

Фаунистически охарактеризованные отложения франского яруса известны только в западной части описываемой территории, в окрестностях сел Успенское и Раздольное. Здесь они разделены на два подъяруса — нижнефранский и верхнефранский. Первому отвечает гониатитовая, или гериховская свита, второй объединяет каменскую и снегиревскую свиты; по номенклатуре других геологов (Бубличенко, 1955) верхнефранскому подъярусу отвечает николаевская свита.

Франские отложения представлены здесь весьма разнородной по составу толщей, среди которой встречаются кремнистые сланцы, аргиллиты, туфы кислого и смешанного состава, спилиты, известняки. Господствующую роль играют туфы, но в отдельных участках района большое значение приобретают осадочные породы, в частности рифовые известняки, иногда аргиллиты.

В окрестностях сел Успенского и Раздольного взаимоотношения отложений франского яруса с подстилающими не установлены вследствие плохой обнаженности.

По аналогии с районом с. Шемонаихи, расположенным в пределах Восточно-Казахстанской области, и по другим косвенным соображениям В. П. Курбатов, В. С. Шульгина и др. (1956 г.) предполагают, что эти отложения залегают с резким размывом на подстилающих, о чем, в частности, свидетельствует уменьшенная мощность последних. Перекрываются франские отложения этого района толщей, которой приписывается фаменский возраст. Последняя также залегает с размывом на франских отложениях.

Мощность франских отложений составляет здесь 1200—1600 *м*; они содержат обильную, хорошо изученную фауну. В низах разреза найдены: гониатиты — *Neopharciceras kurbatovi* Bogosl., *Trianoceras gerassimovi* Bogosl., *Manticoceras carinatum* Sandb., *M. altaicum* Bogosl., *M. neverovi* Bogosl., *M. sinuosum* Hall, *M. drevermanni*

http://jurassic.ru/

Wdkd. и другие (определения Б. И. Богословского); брахиоподы — *Schizophoria iowensis* H. et W., *Sch. septentrionalis* Eichw., *Pugnax pugnus* Mart., *P. acuminatus* Mart., *Hypothyridina emmonsi* H. et W., *Pentamerus (Gypidula) orientalis* Eichw. (определения Н. Л. Бубличенко); пелециподы — *Buchiola retrostriata* Buch., *B.* cf. *conversa* Clarke, *B. altaica* sp. nov. (определения Л. Л. Халфина).

В верхней части разреза франских отложений, в окрестностях сел Успенское и Раздольное, фауна не найдена, и верхнефранский возраст этих отложений обосновывается несколько юго-восточнее (в окрестностях с. Шемонаиха), где обнаружены *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *H. subcuboides, Alveolites complanatus* Lecompte, *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* (Murch.).

### *Фаменский ярус*

Отложения фаменского яруса (пихтовская свита) развиты на весьма ограниченной территории в западной части Северо-Западного Алтая, в окрестностях с. Раздольное. Они преимущественно состоят из вулканогенных пород среднего и основного состава. Подчиненную роль играют осадочные породы, а также туфы и эффузивы кислого состава. Пихтовская свита с размывом и угловым несогласием залегает на франских отложениях и перекрывается фаунистически охарактеризованными породами нижнего турне. Этим и определяется возраст свиты, поскольку органических остатков в ней не найдено.

Мощность пихтовской свиты достигает 500—800 *м*.

### *Верхний отдел нерасчлененный*

Верхнедевонские отложения, выделяемые под названием алейской свиты, сравнительно широко распространены в юго-восточной части Северо-Западного Алтая, между сс. Первая Каменка и Семеновское с одной стороны и р. Убой — с другой. В составе этих отложений широко развиты осадочные образования, представленные чередованием аргиллитов, алевролитов, туффитов и туфогенных, полимиктовых и аркозовых песчаников. Вулканогенные породы играют в строении алейской свиты второстепенную роль и представлены главным образом туфами кислого, среднего и смешанного состава. Породы алейской свиты залегают согласно, чаще всего с постепенными переходами, на отложениях верхневиветского возраста (шипуновская свита). Соотношения алейской свиты с нижнекаменноугольными образованиями в пределах Северо-Западного Алтая не установлены. Юго-восточнее (на левобережье р. Убы) И. А. Гречишниковой (1957) доказан постепенный переход от отложений верхнего девона к нижнему карбону. В верхней части свиты, в окрестностях пос. Ивановского, в 1950 г. К. Я. Михайловым были обнаружены брахиоподы, среди которых Н. Л. Бубличенко определил *Spirifer kureki* Bubl. В 1952 г. здесь же Ю. С. Перфильевым был найден *Spirifer* ex gr. *disjunctus* Sow. (определение Н. В. Литвинович). В 1955 г. в верхах этой толщи (в долине р. Убы) были обнаружены *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.) и *Spirifer semisbugensis* Nal. (определение А. П. Ротая). Таким образом, возраст верхней части алейской свиты является фаменским.

Выходы отложений фаменского яруса известны также в долине р. Глубочанки в восточной части Северо-Западного Алтая. Здесь среди крупных массивов гранитоидов обнажаются аргиллиты, алевролиты и песчаники (площадь выхода 1,5 *км*$^2$), перекрывающиеся нижнекаменноугольными отложениями. Собранная фауна, среди которой Н. В. Лит-

http://jurassic.ru/

винович и М. С. Потаповой определены *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* (Murch.), свидетельствует о том, что эти породы относятся к фаменскому (?) ярусу верхнего девона.

Корреляционная схема девонских отложений Северо-Западного Алтая приведена в табл. 10.

Таблица 10

**Схема корреляции девонских отложений Северо-Западного Алтая**

| | | Унифицированная схема 1956 г. | Северная часть | Юго-восточная часть | Западная часть |
|---|---|---|---|---|---|
| $D_3$ | $D_3^2$ | Не известен | ? | Алейская свита | Пихтовская свита |
| | $D_3^1$ | Малафеевская свита (верхняя часть) | ? | | Снегиревская свита<br>Каменская свита |
| | | | ? | | Гониатитовая (гериховская) свита |
| $D_2$ | $D_2^2$ | Кукуйская (шипуновская) свита | Шипуновская свита | Шипуновская свита | Шипуновская свита |
| | | | Акимовская свита | ? | ? |
| | $D_1^2$ | Акимовская свита | ? | Таловская (черепановская) свита | Таловская свита |
| | | Соловьихинские известняки | | Березовская (лосихинская) свита | Березовская свита |
| | | Мурзинская свита | Мурзинская (курьинская) свита | | |
| $D_1$ | $D_1^2$<br>$D_1^1$ | | | | |
| O | | | Ордовик | Ордовик | Ордовик |

## *ГОРНАЯ ШОРИЯ*

Среди девонских отложений Горной Шории выделяются породы всех трех отделов. Для его изучения наибольшее значение имеют работы М. А. Усова, К. В. Радугина, В. С. Батурина, А. М. Кузьмина, К. Г. Тюменцева, Г. Г. Петца, М. П. Ломовицкой, Л. Л. Халфина, В. Г. Зинченко и др. Девон Горной Шории имеет много общих черт с девоном Минусинской котловины.

Древнейшими девонскими породами здесь являются разнообразные основные и кислые эффузивы, подстилающие тельбесскую свиту и имеющие возраст скорее всего раннего девона, но возможно, что это и додевонские (силурийские) образования. Среди них главное значение имеют: 1) кабурчакская вулканогенная свита кислых эффузивов с их кластическими производными, обнаженная по р. Кабурчаку (притоку р. Кон-

http://jurassic.ru/

домы) и состоящая из трех подсвит, полого дислоцированная в почти широтном направлении (мощность ее более 3 *км*) и 2) учуленская свита зелено-красных аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломерато-брекчий с разнообразными порфиритами, обнаженная по р. Учуле (правому притоку р. Мундыбаша), полого дислоцированная и, возможно, близкая по составу и возрасту к каларской эффузивно-осадочной свите у ст. Калары (в разрезе по р. Мундыбашу).

Кабурчакская и учуленская свиты, а также и другие дотельбесские эффузивно-осадочные образования девона (?) прорваны и метаморфизованы Тельбесской интрузией (Тельбесским, Кедровским, Осиновским, Тамбовским, Кыстальским и другими массивами). В. М. Кляровский (1952 г.) и некоторые другие геологи считают тельбесскую интрузию додевонской.

У пос. Барнауловки, по берегам р. Таза, притока р. Тельбеса, наблюдается налегание на Тельбесский плутон вышележащей тельбесской свиты без признаков контактового метаморфизма, но с галькой и дресвой гранитоидов в базальном конгломерате. Стратотип тельбесской свиты расположен в районе устья р. Тельбеса (Батурин и Усов, 1936; Радугин, 1957—1959 гг.). Здесь представлены (снизу вверх):

Базальная подсвита (обнаженная близ устья р. Тамалы и в других местах) из отмеченного конгломерата, красных аргиллитов, потоков миндалефира и порфирита с фенокристаллами гематитизированного пироксена, а также своеобразного туфа кислых эффузивов (тельбесита). Сюда же, возможно, относятся брахиоподовые известняки, обнаруженные к северо-западу от Тельбесского рудника. По предварительному определению М. А. Ржонсницкой, брахиоподы эти среднедевонские.

Средняя подсвита из красноцветных порфиритовых брекчий, дресвяников, песчаников и алевролитов с линзами известняков и кремня и потоками лабрадорового порфирита (с медной зеленью). В известняках обнаружена фауна мшанок (близ Тельбесского рудника, по рч. Тамале).

Верхняя подсвита, начинающаяся порфиритовыми конгломератами и отличающаяся своими магнитными мелафирами и амигдалофирами, обнаженными по р. Тазу ниже устья р. Кундели.

Далее идет слабее дислоцированная толща, нижние горизонты которой у устья р. Тельбеса не обнажены. Она может быть и самостоятельной свитой (тельбесской в узком смысле слова), и тогда отмеченные выше три подсвиты следует выделить под названием тазовской свиты (с эталонным разрезом по р. Тазу ниже р. Кундели).

Протолепидодендроновая подсвита тельбесской свиты мощностью свыше 100 *м*, представленная аркозовыми мелко- и среднезернистыми (частью с гальками) песчаниками, линзами порфиритовых дресвяников и красными алевролитами и аргиллитами. Для этой подсвиты характерен опорный горизонт — мощный слой зеленовато-серых метасоматизированных кислых пепловых туфов (так называемых «аркозовых песчаников»). Древесина *Protolepidodendron* sp. найдена в этой подсвите в темно-сером глинистом песчанике и темных аргиллитах близ основания этого туфа на берегу р. Тельбеса, в 6 *м* выше поймы. В подсвите есть потоки порфирита с гематитизированными фенокристами пироксена.

Подсвита фельзитового порфирита локального распространения, представленная дайками, туфами и туффитами фельзитового порфирита (стратиграфическое положение не ясно).

Подсвита терригенных пород (черных, серых, зеленоватых алевролитов, аргиллитов и глинисто-известковистых, частью граувакковых песчаников и конгломератов) мощностью 65—80 *м*. Обнажена она у пос. Усть-Тельбес. Характерны черно-серые, грязно-зеленоватые лейкоксеновые диабазы и порфириты.

Подсвита авгитового (авгито-плагиоклазового) и амфиболового порфиритов и пилотакситового афанита мощностью 350 *м* (по В. С. Батурину). Кроме эффузивов, в ее состав входят (сравнительно редко) туфы и кирпично-красные аргиллиты, а также другие осадочные породы.

Светло-красноватые, фиолетово-бурые и другие ортофиры, перекрытые осадочными брекчиями с их обломками, обнажены на протяжении 500 *м* по рч. Тазу (в 1,2 *км* выше устья р. Кундели). Они рассечены кварцевым порфиром.

Общая мощность тельбесской свиты оценивается в 1,3 *км* (по В. С. Батурину).

http://jurassic.ru/

По наблюдениям К. В. Радугина (1945 г.) есть эффузивы (мелафиры, частью миндалекаменные, с редкими фенокристами лабрадора и пироксена), более молодые, чем ортофиры, и залегающие на осадочной брекчии с обломками красноватых ортофиров. Подобно ортофирам, они дислоцированы, видимо, более полого, чем нижележащие породы тельбесской свиты.

На тельбесской свите несогласно залегает эйфельская (по унифицированной схеме 1956 г. — антроповская) свита мощностью, видимо, не более 1 *км*. Свита сложена преимущественно эффузивно-туфогенными породами, а также красноцветными и зелено-серыми конгломератами и песчаниками, реже песчанистыми известняками. Среднедевонский возраст свиты устанавливается по флоре *Asteroxylon elberfeldense* Kräus et Weyl. и *Hostimella hostimensis* Pot. et Bern., собранной в разрезе по р. Антропа.

В районе р. Антропа и по р. Кондоме антроповская свита содержит ранее не отмечавшиеся черные сланцы с флорой и с прослоями черного сидеритового известняка, а также фельзиты, лейкоксеновые диабазы и разнообразные порфириты.

Разрез среднего девона Горной Шории венчается красноцветной абрамовской свитой (живетской?) мощностью до 500 *м*, состоящей из красно-бурых известковистых аргиллитов, песчаников и конгломератов со слабоокатанной галькой кварцевых альбитофиров, пород тельбесской свиты и интрузивов. Конгломераты обнажены по р. Жесменичке и в 0,7 *км* севернее ее устья.

Кроме того, к абрамовской свите относятся спилиты с дайковой фацией в виде диабазофирита. У пос. Абрамовского, на правом берегу р. Кондомы, из-под верхнедевонских конгломератов с галькой спилитов обнажаются кальцитизированные покровные спилиты и туфы. Абрамовская свита лежит на более древних образованиях резко несогласно.

**Верхний девон** в разрезе по р. Кондоме, к северу от п. Подкатунского до Кузедеевского аила, хорошо обнажен и представлен тремя свитами.

Нижняя свита (110—115 *м*) сложена песчаниками с *Bothrodendron*, красно-бурыми и светло-зелеными аргиллитами, желваковым известняком и конгломератами, лежащими на спилитах абрамовской свиты, а по р. Тазу (3 *км* выше устья р. Кундели, сразу ниже пос. Таз) — на порфиритовой толще тельбесской свиты. В последнем пункте в гальке конгломератов обнаружены адамеллит, кварцевый монцонит, диорит и банатит. Возраст свиты — начало франского века.

Средняя свита мощностью 15—33 *м* сложена серыми известняками, частью глинистыми, с обильной фауной фаленовой зоны низов франского яруса, отмеченной в 1902 г. Г. Г. Петцем (*Spirifer cabedanus* V. et Arch., *S. bifidus* Roem., *S. simplex* Phill., *S. archiaci* Murch., *Retzia tulensis* Roem., *Athyris trapezoidalis* Peetz и др.). К этому списку М. П. Ломовицкая в 1935 г. добавила *Spirifer multifidus* Scup., *S. (Cyrtospirifer) tenticulitus* Vern. var. *curva* Orb., *S. (Cyrtospirifer) verneuili* Murch., *Euryspirifer* ex gr. *cheehiel* Kon., *Athyris ezquerra* Vern. et Arch.

Несколько ранее ее Л. Л. Халфин (1931—1932 гг.) описал отсюда *Productella subaculeata* Murch., *P. arotirostrata* Hall, *Spirifer disjunctus, S. subconoideus* Khalf., *S. zickzack* Roem., *S. deflectus* Roem., *S. acutulus* Khalf., *S. bouchardi* Murch. var. *ales* Khalf., *Delthyris mesacostalis* Hall, *Athyris angelica* Hall, *A. concentrica* Buch., *Anathyris phalaena* (Phill.), *A. helmerseni* Buch, *A. peetzi* Khalf., *Rhynchospira tschernyschewi* Peetz., *Atrypa reticularis* L., *A. aspera* Schloth., *A. barbara* Khalf.

http://jurassic.ru/

Наконец, в пятидесятых годах М. А. Ржонсницкая, Э. З. Бульванкер и В. Н. Дубатолов определили из этого известняка еще следующие формы (Карцева, Цырлина, 1956): *Cariniderella heckeri* Rž o n., *Stropheodonta asella* V e r n., *Dauwillina dutertrii* (M u r c h.), *Atrypa waterlooensis* W e b s t., *Cyrtospirifer schelonicus* N a l., *C. schelonicus* N a l. var. *tenticuliformis* Rž o n., *C. lictor* N a l., *C. rectangularis* (P e e t z), *C. subanossovi* Rž o n., *Mucrospirifer mesacostalis* var. *tricostata* (Rž o n.), *M. novosibiricus* (T o l l), *Adolfia* (?) *fomitchevi* Rž o n., *Elytha undifera* (R o e m.), *Retzia ussiensis* T o l m., *Macgaea multizonata* R e e d, *Nicholsoniella conica* B u l v., *Pachyphyllum devoniense* E. et H., *Megaphyllum pashiense* S o c h k., *M. caespitosum* S o s h k., *Phillipsastraea sedgwicki* E. et H., *Ph. lazutkini* B u b l., *Alveolites suborbicularis* L a m., *Pachyfavosites squamatus* D u b a t., *Thamnopora boloniensis* (G o s s.), а также другие виды.

Верхняя свита пестроцветная, мощностью около 850 *м* (при условии что вышележащие 135 *м* зеленоватых песчаников относятся к карбону), местами начинается конгломератовидной породой с галькой известняка средней свиты, но главным образом — зелеными и красными аргиллитами. Выше залегают частью косослоистые разнозернистые песчаники различных тонов: серого, зеленого, фиолетового, шоколадно-бурого. Среди песчаников есть прослои ярко-зеленых, красных и черных аргиллитов, а также темно-серого известняка. Верхняя свита имеет верхнефранский и фаменский возраст (Карцева и Цырлина, 1956).

В пачке серовато-желтого и розового среднезернистого песчаника из этой свиты найден позднедевонский *Lepidodendron* sp.

В Ортонском, Кабырзинском и Верхнекондомском грабенах девон представлен верхним и средним отделами, но присутствует, видимо, и нижний его отдел. Эти разрезы девона отличаются от тельбесского меньшим развитием (местами почти отсутствием) эффузивных фаций. К югу в нем возрастает роль морских отложений.

В Ортонском грабене девон сложен существенно красноцветной ортонской свитой сланцев и аркозовых песчаников с зеленоватыми песчаниками и серыми сланцами (в верхней части) с астероксилонами, пресноводными гастроподами и пелециподами. В основании ее — аркозы и аркозовые песчаники с дресвой из нижележащего гранита. Общая мощность свиты свыше 1,5 *км*. В песчаниках нередко наблюдаются косая слоистость и трещины усыхания. Пелециподы, по определению Л. Л. Халфина, раннедевонские.

Такая же красноцветная толща залегает и в двух других грабенах, но в Кабырзинском грабене из-под ее конгломератов выходят сильнее рассланцованные черные углистые сланцы и красноцветные и зеленоватые глинистые известняки. В Верхнекондомском грабене К. В. Радугиным обнаружены: по рч. Кочуре — морские темные известняки и глинистые сланцы с фауной брахиопод и кораллов, по рч. Северной — *Euryspirifer cheehiel* (K o n.); в верховье руч. Сайзака — гелиолиты.

Наконец, следует отметить, что в Верхнекондомском грабене сохранились верхнедевонские красноцветные отложения с *Anathyris phalaena* (P h i l l.), *Athyris cora* H a l l, *A.* cf. *concentrica* B u c h, *Spirifer* cf. *bouchardi* M u r c h. (определения Л. Н. Краевской, 1935 г.).

В общем морские фации развиты в верхнем девоне Горной Шории шире, чем в более древнем девоне. В течение $D_{1+2}$ на юго-востоке Горной Шории также были временные вторжения моря (Верхнекондомский грабен), в частности в живетском веке. В вулканогенных образованиях девона широко развита фация пепловых туфов. Характерно непостоянство фациального профиля эффузивно-осадочных толщ девона.

http://jurassic.ru/

## САЛАИР

Изучением стратиграфии девонских отложений Салаира занимался целый ряд исследователей. Геологи б. Кабинета (Б. К. Поленов, А. А. Иностранцев и другие) относили к этой системе не только собственно девонские отложения, но и все нижележащие отложения кряжа («метаморфизованный девон»), вплоть до нижнекембрийских, содержащих фауну археоциат (Г. Г. Петц, 1901 г.).

С 1920 г. девонские отложения Салаира изучались Б. Ф. Сперанским. Он дал первую стратиграфическую и тектоническую характеристику этих пород для трех выделенных им районов (северо-восточный склон, осевая часть Салаира, сложная впадина юго-западного Присалаирья). В последующее время изучением девона занимались А. А. Зенкова, А. Л. Матвеевская, Б. Ф. Сперанский, М. Н. Букина, М. П. Нагорский, В. Д. Фомичев и др. Фаунистическое обоснование выделенных свит было в основном выполнено Л. Н. Краевской, Н. В. Мироновой и С. К. Черепниной; фауну изучали также М. А. Ржонсницкая и В. Н. Дубатолов.

Разрез девонских отложений Салаира легко подразделяется на два комплекса: нижний — существенно известняковый (нижний девон и эйфельский ярус) и верхний — сложенный терригеновыми образованиями (живетский ярус, верхний девон). Нижний комплекс, возможно, завершает каледонский цикл осадконакопления, а верхний, перекрывающий нижний несогласно, характеризует начало герцинского цикла. Залегают девонские отложения местами на бело-розовых известняках венлока или на более древних свитах, т. е. отделяются от подстилающих образований тектоно-денудационным перерывом. Породы девона, по данным В. Д. Фомичева (1961), согласно перекрываются нижнекарбоновыми глинистыми сланцами с прослоями плотных массивных и однородных мергелей, местами с нижнекаменноугольной фауной.

### НИЖНИЙ ДЕВОН

Нижний девон представлен свитами: мочегинской (жединской, отвечающей крековским слоям на северо-восточном Салаире) и хвощевской (кобленцской — аналогом малобачатских или надкрековских слоев северо-восточного Салаира).

**Мочегинская свита** лежит на неровной поверхности венлокских бело-розовых известняков юрманской серии, содержащих в среднем течении р. Ефремихи (левый приток р. Берди в ее верхнем течении) фауну *Bumastus* (Б. Ф. Сперанский, 1934 г.). Свита начинается зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами мощностью до 3 *м*. В среднем течении р. Матренихи (правый приток р. Берди) А. П. Бердниковым в составе этого горизонта, синхронного по времени образования «сухой свите» северо-восточного склона Салаира, установлены зеленые хлоритовые бокситы с примесью диаспора. Мочегинская свита сложена черно-серыми рифогенно-обломочными и амфипоровыми известняками. Пласты амфипорового известняка переслаиваются с брекчиевидными обломочными гравелитовыми, песчанистыми и водорослевыми известняками или переходят в них по простиранию. Встречаются доломитизированные известняки и доломиты. Характерны линзы и прослои кварцевых песчаников с кремнистым цементом. Наибольшим распространением мочегинская свита пользуется в центральной части Салаира, где она слагает Верхнебердскую синклиналь, вытянутую в северо-западном направлении на 45 *км*. М. П. Нагорским установлено, что в ее пределах мощность прослоев кварцевого песчаника увеличивается

http://jurassic.ru/

к северо-западу, а общая мощность амфипоровых известняков в том же направлении уменьшается. В другом поле развития пород девона северного Салаира (к северо-западу от Верхнебердского района), в бассейне среднего течения р. Ика амфипоровые известняки образуют прослои (от 20 до 10 *м* мощности) в мощной терригенной толще, представленной существенно кварцевыми песчаниками с небольшой примесью выветрелых полевых шпатов. Таким образом, отчетливо намечается наличие на севере Салаира древней суши.

Мощность карбонатной мочегинской свиты достигает 800 *м*. Вверху эта свита сменяется пестроцветной свитой (до 100 *м* мощности), состоящей из перемежаемости черных известняков (иногда с амфипоровой фауной или с фауной крупных ругоз) и зеленых и красных мергелей, в которых есть трещины усыхания, волноприбойные знаки и знаки ряби.

Весьма разнообразная и обильная фауна мочегинских известняков представлена кораллами, образующими небольшие караваеобразные полипняки. Условий для образования крупных рифовых построек здесь не было. Только местами, например в юго-восточной части Верхнебердской синклинали или в юго-западном Присалаирье в среднем течении р. Каменки (на площади, тяготеющей к Обуховскому бокситовому месторождению), в силу стабилизации тектонических условий мочегинские слои сменяются голубовато-белыми или светло-серыми рифогеновыми известняками, которые М. П. Нагорским выделяются под наименованием талицкой свиты. На резко неровной поверхности упомянутых известняков лежит обуховский бокситовый горизонт, достигающий по данным изучавших его С. А. Ростовцева и Л. А. Ивании до 20 *м* мощности. Он является возрастным и фациальным аналогом вышеупомянутой пестроцветной свиты, перекрыт маломощными черными амфипоровыми известняками, на которых согласно залегают кобленцские хвощевские известняки.

Н. В. Мироновой и С. К. Черепниной из мочегинских известняков определена коралловая фауна: *Favosites sibiricus* Peetz, *F. multiplicatus* Yanet, *Squameofavosites porfirievi* (Tchern.), *S. berdiensis* Mironova sp. nov., *S. uxunaensis* Mironova sp. nov., *S. rotundus* Mironova sp. nov., *Dictyofavosites salairicus* Tchern., *Striatopora peetzi* Dubat., *S. tschichatschewi* Peetz, *Cladopora rectilineata* Simpson, *Alveolites motchegensis* Mironova sp. nov., *Heliolites regularis* Dun var. *kuznetskiensis* Tchern., *Tryplasma altaica* (Dubat.), *Spongophyllum minimum* (Zhmaev). Из брахиопод Л. Н. Краевская определила: *Gypidula kayseri* Peetz, *Catazyga perpolita* Khod., *Karpinskia fedorowi* Tschern., *Atrypa motchegensis* Krajev., *A. uralica* Nal. Указанные исследователи считают, что мочегинская фауна является раннедевонской ($D_1^1$).

В. Д. Фомичев (1961 г.) отмечает, что мочегинская свита, представленная мощной толщей черных известняков с *Dictyofavosites salairicus* Tchern. и с крупными остракодами(?), является стратиграфическим аналогом лудловской томскозаводской свиты черных известняков окраины Кузбасса (Гурьевский район) и имеет, таким образом, силурийский возраст. В той же фации черных известняков представлена мочегинская (остракодовая) свита по р. Тогулу у с. Верх-Тогул.

**Хвощевская свита** представлена светло-серыми, иногда почти белыми, редко бело-розовыми шламовыми известняками. В них часто встречаются рифовые постройки из строматопор и фавозитов. Мощность известняков обычно не превышает 100 *м*, но иногда возрастает до 500—800 *м*. В последнем случае они отличаются особенной чистотой, что связано с их рифогеновой природой. По определениям Е. Д. Сошкиной,

http://jurassic.ru/

в них развиты многочисленные представители *Spongophyllum halysitoides* Etheridge, *Pseudochonophyllum helianthoides* (Frech).

Хвощевские известняки являются почвой вышележащего бердского (нижнеэйфельского) бокситового горизонта. Заслуживает внимания строение их в юго-западном Присалаирье (среднее течение р. Каменки севернее с. Залесово). Здесь они имеют резкое подчеркнутое полосчатое строение. Полосчатость обусловлена тонкими (от долей до 1 *мм*) темными полосками, обогащенными органическим материалом, перемежающимися с более толстыми (до 1 *см*) полосами чистого белого известняка и, возможно, является результатом наличия здесь обильных остатков водорослей. В других районах развития хвощевских известняков полосчатость выражена менее резко, но следы ее можно найти во многих пунктах.

## СРЕДНИЙ ДЕВОН

Породы среднего девона представлены в Центральном Салаире эйфельскими надрудной и павловской свитами, а также соболевской свитой живетского яруса.

**Надрудная свита** подстилается эйфельским же бердским бокситовым горизонтом (от 1 до 8 *м* мощности). Он лежит на неровной закарстованной поверхности хвощевских известняков и кверху постепенно переходит в темно-серые кораллово-брахиоподовые известняки надрудной свиты мощностью от 20 до 200 *м*. В известняках есть тонкие (до 1 *см*) прослои темно-красного мергеля. Часто известняки сильно песчанистые, причем обломочный материал принадлежит разнообразному известняковому органическому шламу. В надрудных известняках Л. Н. Краевской, Н. В. Мироновой и С. К. Черепниной определены: *Amphipora ramosa* Phill., *Pachyfavosites vilvaensis* Sok., *Caliapora elegans* (Yanet), *C. singularis* var. *minima* Mironova sp. et var. nov., *Roemeripora salairica* Mironova, *Pachycanalicula nagorskyi* (Zhmaev), *Stenophyllum salairicum* Zhmaev, *S. devonicum* Bulv., *Atrypa* ex gr. *devoniana* Webst. Возраст фауны эйфельский.

В юго-западном Присалаирье бердский бокситовый горизонт фациально замещается песчаниками с прослоями глинистых сланцев. Вдали от зоны бокситообразования их мощность возрастает до 200 *м*.

**Павловская свита** начинается глинистыми сланцами. Если они выклиниваются, то надрудные известняки постепенно переходят в павловские — темно-серые с большим количеством кораллов и брахиопод. Мощность павловских известняков достигает 600 *м*. В центральном Салаире они хорошо обнажены в среднем течении р. Павловой (правый приток р. Берди в ее верхнем течении), а в юго-западном Присалаирье — в нижнем течении р. Выдрихи (приток р. Каменки севернее с. Залесово) и во многих других пунктах.

Выдрихинские известняки юго-западного Присалаирья (по С. А. Ростовцеву и Л. А. Ивании) вверху переслаиваются с темно- и зеленовато-серыми глинистыми сланцами и постепенно в них переходят. Глинистые сланцы имеют мощность до 500—800 *м* и являются возрастным аналогом мамонтовских слоев северо-восточного Салаира. В центральном Салаире они смыты в период, предшествовавший накоплению отложений соболевской свиты.

В павловских известняках отмечены: *Squameofavosites zolotainskii* (Zhmaev), *S. obliquespinus* (Tchern), *S. karpinskyi* Mironova sp. nov., *Caliapora elegans* (Yanet), *C. singularis* Mironova sp. nov., *Heliolites vulgaris* Tchern., *H. vulgaris* var. *bachatensis* Tchern., *H. vulgaris* var. *irregularis* Tchern., *Columnaria rhenana* Frech, *Calceola sandalina* Lam., *Gypidula ivdelensis* Khod., *G. nagorskyi*

http://jurassic.ru/

Krajev., *Catazyga perpolita* var. *vagranensis* Khod., *Elythina salairica* Ržon, *Conchidiella* ex gr. *pseudobaschkirica* (Tchern.).

**Соболевская свита** (живетский ярус) представлена мощной толщей терригенных пород, начинающихся конгломератами (до 300 *м*), несогласно залегающими на различных горизонтах нижележащих слоев. Название свиты происходит от Соболевской заимки в Верхнебердском районе. Среди преобладающих в составе свиты глинистых сланцев и алевролитов нередко встречаются прослои песчаников с остатками псилофитовой флоры. Песчаники имеют порфиритовый и плагиоклазовый состав зерен; среди них имеются туфогеновые разновидности. Общая мощность свиты достигает 1000—1200 *м*. Прослои темно-серых известняков очень редки и не достигают большой мощности. В одном из них на правом берегу р. Берди ниже устья р. Хмелевки определены: *Chascothyris* sp., *Spirifer* ex gr. *angustus* Hall, *Columnaria vulgaris* Soshk., *C. rhenana* Frech. По данным В. Д. Фомичева (1961 г.), соболевская свита развита также в нижнем течении р. Мал. Ик (Бухарихинская синклиналь), откуда эти отложения протягиваются на восток к пос. Мавринскому.

## ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Предположительно к верхнему девону относится нижняя часть толщи темно-серых и черных глинистых сланцев мамоновской серии (Фомичев, 1961) мощностью до 1 *км*. Отличить их от нижележащих среднедевонских глинистых сланцев и песчаников соболевской свиты не всегда представляется возможным. Кверху они постепенно сменяются литологически близкими верхнемамоновскими глинистыми сланцами нижнего карбона.

Они отмечены в наиболее крупных синклинальных структурах юго-западного Присалаирья. По сборам И. К. Картавцева и М. М. Грунина в районе с. Афонина В. Г. Зинченко определила в 1958 г. из темных сланцев верхнедевонских *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.), *Cyrtina* sp.

Верхнедевонские отложения сложены мощной толщей терригеновых отложений, среди которых преобладают тонкозернистые осадки — глинистые сланцы и алевролиты. На восточном склоне Салаира фаменские отложения представлены красноцветной рассолкинской свитой с *Athyris angelica* Hall, *A. concentrica* Buch, *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.), *Plicatifera* ex gr. *praelonga* (Sow.), *Productella lachrymosa* (Conr.) и др., а также с *Moresnetia zalesskii* Stockmans.

Девонские отложения юго-западного Присалаирья прорваны адамеллитовой интрузией. Верхняя возрастная граница интрузии достоверно не установлена; массивы ее прорывают черные сланцы мамоновской серии. Интрузия, по мнению Б. Ф. Сперанского, образует крупные лакколитообразные тела и ряд мелких штоков неправильной формы, залегающие в основном среди черных сланцев. Большие площади заняты Залесовским массивом, расположенным восточнее с. Залесово, и Выдрихинским, находящимся в бассейнах рр. Каменки и Выдрихи. Оба они сопровождаются широким поясом окремнения.

Показательны изменчивость минералогического состава, зернистости интрузивных массивов — вплоть до появления порфировидных разновидностей пород, наличие многочисленных даек кварцевых гранит-порфиров, керсантитов и других.

Для осевой части Салаира не известно эффузивной деятельности девонского времени, столь разнообразной в других районах, в том числе и по юго-западной окраине Кузнецкого бассейна (сафоновская свита—

http://jurassic.ru/

$D_2gv$). Корреляционная схема девонских отложений Салаира приведена в табл. 11.

Таблица 11

**Схема корреляции девонских отложений Салаира**

| | Северо-восточный Салаир | Центральный Салаир | Юго-западное Присалаирье |
|---|---|---|---|
| $D_3^2$ | Рассолкинская свита | Черные глинистые сланцы (мамоновская серия — нижняя часть) ~ 1000 *м* | Черные глинистые сланцы с интрузиями адамеллитов (Залесовская, Выдрихинская) |
| $D_3^1$ | | Размыв | ? |
| $D_2^2$ | Сафоновские слои<br>Керлегешские слои<br>Акарачкинские слои | Соболевская свита 1000—1200 *м* | ? |
| $D_2^1$ | Мамонтовские слои | Размыв | Выдрихинские глинистые сланцы — 500—800 *м* |
| | Шандинские слои | Павловская свита — 600 *м* | Выдрихинские известняки — 600 *м* |
| | Салаиркинские слои | ? Надрудная свита до 200 *м*<br>Бердский бокситовый горизонт 1—8 *м* | Песчаники до 200 *м* |
| $D_1^2$ | Малобачатские слои (надкрековские) | ? Хвощевская свита обычно 100 *м*, иногда 500—800 *м* | Хвощевский известняк. Обычно 100 *м*, иногда 500—800 *м* |
| $D_1^1$ | Крековские слои | ? | Черные амфипоровые известняки |
| | | Пестроцветная ? свита | Обуховский бокситоносный горизонт—20 *м* |
| | | Мочегинская свита — 800 *м* | Талицкая свита (голубые, серые известняки) |

Девон центрального Салаира (Верхнебердский район) залегает в узких, сжатых синклинальных структурах. Девон юго-западного Присалаирья выполняет обширные впадины (Залесовскую, Маслянинскую и другие), собран в более пологие, но напряженные брахискладки и



http://jurassic.ru/

рассланцован. Узкие ядра брахиантиклиналей характеризуются крутыми, чаще всего опрокинутыми на восток или северо-восток крыльями и сопровождаются взбросами, падающими на юг или юго-запад. Осевые части синклиналей имеют сундучный характер и обширные размеры. Породы в них залегают иногда почти горизонтально или с небольшим (до 35°) наклоном.

Следует отметить проявление тектонических движений на Салаире в девонском периоде. Переход от силурийских отложений к нижнедевонским постепенный; залегают они друг на друге совершенно согласно. Эйфельские отложения местами залегают на более древних слоях с размывом; то же наблюдается в основании живетского яруса. Последнее несогласие отмечено в верхнем девоне: франских отложений здесь нет, и черные мамоновские сланцы фаменского яруса несогласно налегают на различные более древние отложения, вплоть до кембрийских. Нижнекаменноугольные отложения с этренской фауной согласно и постепенно сменяют фаменские.

### *ОКРАИНЫ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА*

Девон Кузбасса и его окраин изучали многие дореволюционные исследователи, начиная с середины XIX века: П. А. Чихачев (1845), А. Кейзерлинг (1847), Н. Я. Нестеровский (1875, 1896), Ф. П. Брусницин (1883), Д. П. Богданов (1889), А. Н. Державин (1890, 1893, 1895, 1896), П. Н. Венюков (1896), Б. К. Поленов (1897, 1901, 1907, 1915), И. П. Толмачев (1909, 1915), Г. Г. Петц (1901). Обзору этой литературы уделено достаточно внимания в работах В. И. Яворского (1927, 1940), М. А. Ржонсницкой (1952) и В. Д. Фомичева (1961).

Первая стратиграфическая схема для девона Кузбасса была составлена Г. Г. Петцем в 1901 г.; на основе монографического изучения фауны им выделены все три отдела девонской системы и произведено ярусное расчленение. Детальные исследования, выполненные в советский период (В. И. Яворский и П. И. Бутов, 1927; В. Д. Фомичев, 1934; 1935; П. С. Лазуткин, 1936; Д. В. Наливкин, П. С. Лазуткин, М. А. Ржонсницкая, В. И. Яворский, 1936), внесли в эту схему существенные изменения и уточнения. Так, А. В. Тыжнов (1931, 1932, 1935, 1936, 1938) детально расчленил девон северной окраины Кузбасса (Колывань-Томская зона и Барзасский район), выделив верхнеживетские, франские и фаменские отложения.

В. Д. Фомичев (1934, 1935) установил по окраинам бассейна отложения всех трех отделов девона, представленные в разных фациях осадочными породами с фауной и флорой, эффузивными толщами и т. д. В Присалаирской окраине также имеется красноцветный верхний девон, но небольшой мощности*.

В результате геологических и палеонтолого-стратиграфических исследований, проводившихся многие годы на юго-западной окраине Кузбасса группой геологов ВСЕГЕИ под руководством В. И. Яворского и Д. В. Наливкина, создана новая уточненная стратиграфическая схема, опубликованная в 1936 г. коллективом авторов (Д. В. Наливкин, П. С. Лазуткин, М. А. Ржонсницкая, В. И. Яворский); в это же время были детализированы подразделения среднего девона (Ржонсницкая, 1937), палеонтологически обосновано разграничение девона и силура,

* В северной части этой окраины найдена морская фаменская фауна (Яворский, 1945; Фомичев, 1948), а южнее по р. Черной, левому притоку р. Кара-Чумыша, у дороги из д. Б. Керлегеш в д. Сафонову — верхнедевонская флора (Ананьев, 1959) с *Meresnetia zalesskyi* Stockm. (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

причем для остракодовых известняков, отнесенных Г. Г. Петцем к нижнему девону, доказан верхнесилурийский возраст (Лазуткин, 1936).

Монографическому описанию девонской фауны Кузбасса посвящены работы М. А. Ржонсницкой (1937, 1952, 1956, 1960), В. А. Иванина (1948, 1952, 1953, 1955, 1956, 1957, 1958, 1960, 1961), Б. Б. Чернышева (1951), Н. Е. Чернышевой (1951), В. И. Яворского (1929, 1930, 1931, 1958), В. К. Халфиной (1953, 1954, 1956, 1961), Л. Л. Халфина (1932, 1933, 1936, 1937, 1950), Э. З. Бульванкер (1948, 1959); тематические исследования провели В. Г. Зинченко (1959, 1961), Н. В. Миронова (1956, 1959), В. А. Желтоногова (1959, 1960, 1961) и др.

В пятидесятых годах в связи с поисками нефти в Кузбассе изучение девона резко усилилось. С 1953 по 1956 г. сотрудники ВНИГРИ В. С. Муромцев, Г. Н. Карцева, В. Б. Цырлина и другие (1960) переописали известные разрезы девона на всех окраинах бассейна, изучили их литологию и палеонтологические остатки и на этой основе составили локальные стратиграфические схемы. Одновременно от ВСЕГЕИ тематические работы проводила М. А. Ржонсницкая (1952, 1956); она монографически описала фауну и выделила 13 биозон для всего девона Кузнецкого бассейна.

С 1952 по 1956 г. в изучение девона юго-западной окраины включилась литолого-палеонтологическая партия ЗСГУ, внесшая существенные поправки и уточнения в стратиграфию этих отложений (Харин, 1958).

В итоге всех перечисленных работ в 1956 г. на Межведомственном совещании по унификации стратиграфических схем в г. Ленинграде для девонских отложений Кузбасса и его окраин была принята унифицированная биостратиграфическая схема (Решения..., 1959), в основу которой были положены данные М. А. Ржонсницкой (1956), Г. Н. Карцевой и В. Б. Цырлиной (1956) и др.

Уточненные данные о геологическом строении, тектонике и палеогеографии девона Кузнецкого бассейна изложены в сборнике «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса», составленном коллективом авторов под руководством В. С. Муромцева и изданном в 1959 г.

Накопившиеся к настоящему времени материалы по девону окраин Кузнецкого бассейна показывают, что состав этих отложений весьма разнообразен. В них наряду с морскими прибрежными, мелководными и более глубоководными отложениями имеются и континентальные. Последние особенно характерны для среднего девона, осадки которого фациально весьма изменчивы. Это в особенности резко выражено по юго-западной окраине бассейна, где известняки, сланцы и мергели среднего девона юго-восточной половины этой окраины нацело замещаются песчаниками разной крупности зерен, гравелитами и отчасти туфами (в северо-западной). Там имело место и развитие вулканической деятельности. На юге морские фации замещаются континентальными и красноцветными.

## НИЖНИЙ ДЕВОН

Отложения нижнего девона на окраинах Кузнецкого бассейна представлены в двух фациях: морской и прибрежно-континентальной.

Морской нижний девон развит на юго-западной окраине бассейна — от р. Мостовой на юге до с. Новопестерово на севере. Здесь непосредственно на остракодовом известняке томь-чумышских (томско-заводских) слоев верхнего лудлова залегают мощные, часто массивные темно-серые и серые крековские (нижнедевонские) известняки, среди которых местами встречаются тонкие прослои песчаника.



http://jurassic.ru/

Наиболее полно эти известняки представлены в обнажениях левого берега р. Черневого Бачата у бывшей Крековской мельницы (вблизи устья р. Салаирки), от которой они и получили свое название. Здесь нижнедевонские отложения подразделяются на три толщи или зоны: 1) нижнекрековская толща, 2) зона Plectatrypa marginalis sibirica и 3) зона Karpinskia conjugula.

Нижнекрековская толща представлена темно- и светло-серыми массивными перекристаллизованными известняками с редкой фауной: *Tryplasma altaica* Dyb., *Favosites compositus* Tchern.

Зона Plectatrypa marginalis sibirica (верхнекрековская толща) сложена темно-серыми слоистыми, обычно плитчатыми известняками, местами с прослоями серых известковистых песчаников. Фауна их богата и разнообразна. Особенно многочисленны кораллы, среди которых преобладают *Tryplasma altaica* (Dyb.), *T. hercynica* (Roem.), *Favosites brusnitzini* Peetz, *Striatopora tschichatschewi* Peetz. Весьма характерно здесь присутствие *Rhizophyllum gervillei* Bayle и *R. enorme* Eth. Из брахиопод наиболее характерными формами являются *Levenea inostranzewi* Peetz, *Cypidula kayseri* (Peetz), *Plectatrypa marginalis sibirica* Ržon.

Зона Karpinskia conjugula (малобачатские слои) представлена светлыми массивными чистыми биоморфными известняками с богатой и разнообразной фауной, преимущественно брахиоподовой. Наиболее распространенными и характерными формами в ней являются: *Karpinskia conjugula* Tschern., *Carinatina*(?) *insolita* (Barr.), *Spinatrypa semiorbis* (Barr.), *Cymostrophia stephani* (Barr.), *Nymphorhynchia nympha* (Barr.), *N. latona* (Barr.) и другие.

Крековские известняки развиты и на правобережье р. Черневого Бачата, протягиваясь отсюда (по простиранию) почти непрерывно до д. Мамонтовой на р. Степном Бачате; далее они прослеживаются по правому берегу р. Баскускана, по р. Кара-Чумышу в районе дд. Колода, Верхнечумышская, Першино, в излучине р. Кара-Чумыша (западнее д. Сафоновой) и по р. Томь-Чумышу ниже с. Томского. К северо-западу от р. Черневого Бачата крековские известняки прослежены на правом берегу р. Усканды, на правобережье р. Ура и в других местах. Общая мощность крековских известняков 350—500 *м*.

На северо-восточной, восточной и южной окраинах Кузнецкого бассейна развита прибрежно-континентальная фация отложений нижнего девона; согласно решению Межведомственного совещания (1956 г.) по стратиграфии Сибири (Решения..., 1959 г.), к нижнему девону отнесены красногорская и синхронная ей тельбесская свиты, представленные красноцветными конгломератами, песчаниками, аргиллитами и вулканогенными образованиями, общей мощностью 150—800 *м*.

В аргиллитах и песчаниках восточной окраины встречены растительные остатки: *Psilophyton goldschmidti* Halle, *Ps. princeps* Daw., *Tomyphyton primaevum* Zal., *Asteroxylon elberfeldense* Kraus. et Weyl. и *Hostimella* sp., а также споры. Однако возраст этой свиты требует дальнейшего уточнения. Присутствие *Asteroxylon elberfeldense* Kraus. et Weyl и *Hostimella* sp. говорит в пользу их более молодого (среднедевонского) возраста.

На западной и северо-западной окраинах бассейна нижнедевонские отложения неизвестны *.

* Пестеревские известняки, отнесенные авторами статьи к малобачатским слоям, впервые были выделены у с. Новопестерево Г. Г. Петцем (1901), считавшим, что они залегают под крековскими и относятся к жединскому ярусу. В. Д. Фомичев (1935) впервые указал на залегание пестеревских известняков у с. Новопестерево выше крековских и высказал мнение об их эйфельском возрасте, на основании определения

http://jurassic.ru/

## СРЕДНИЙ ДЕВОН

Средний девон широко распространен по окраинам Кузнецкого бассейна и представлен породами эйфельского и живетского ярусов.

### *Эйфельский ярус*

Морские отложения эйфельского яруса развиты только на юго-западной окраине Кузнецкого бассейна. Они характеризуются изменчивостью литологического состава, обильной и разнообразной фауной. В бассейне р. Чумыша отложения эйфельского яруса представлены мощной толщей преимущественно терригенных осадков (конгломераты, песчаники, аргиллиты) с подчиненными им пачками и линзами известняков; к северо-западу отсюда значительно увеличивается карбонатность отложений. Наиболее богат карбонатами разрез по р. Черневому Бачату.

В отложениях эйфельского яруса юго-западной окраины бассейна можно выделить три биостратиграфические зоны: зону Paraspirifer gurjevskensis, зону Megastrophia uralensis и зону Lazutkinia mamontovensis.

Зоне Paraspirifer gurjevskensis соответствуют салаиркинские слои. Они залегают с конгломератом или песчаником в основании на малобачатских известняках, ранее отождествлявшихся с пестеревскими, и согласно перекрываются отложениями шандинских слоев, принадлежащих зоне Megastrophia uralensis. Отложения этой зоны представлены толщей буровато-серых алевролитов, аргиллитов, мелкозернистых известковистых песчаников и темно-серых песчанистых салаиркинских известняков мощностью 300—500 *м*. Наиболее характерными формами являются: *Gypidyla pseudoacutolobata* Ржон., *Productella* aff. *subaculeata* (Murch.), *Atrypa reticularis kuzbassica* Ржон., *Paraspirifer gurjevskensis* Ржон., *Fasciphyllum massivum* Bulv., *Spongophyllum halisitoides* Eth., *Loyolophyllum breviseptatum* Bulv., *Stenophyllum gorskii* Bulv., *Thamnopora siavis* Dubat., *Soalaetrochus lindströmi* (Eth.), *Phacops fecundus asiaticus* Max.

Местами в верхней части этих слоев встречаются линзы светлых зернистых криноидно-брахиоподовых известняков с *Eospirifer secans* (Barr.), *E. sergaensis* Khod., *Nymphorhynchia latona* (Barr.), *N. bischofioides* Ржон., *N. pseudolivonica asiatica* Ржон., *Fasciphyllum massivum* Bulv. Эти известняки ранее назывались криноидными, сопоставлялись с пестеревскими и относились к кобленцскому ярусу. В настоящее время установлено, что эти линзы являются рифовыми телами и содержат ряд эйфельских форм: *Conchidiella pseudobaschkirica sibirica* Ржон, *Gypidula acutolobata* var. *bellicostata* Khod., *Uncinulus parallelepipedus* var. *pestereviensis* Ржон., *Thamnophyllum tabulatum*

---

фауны Д. В. Наливкиным. В. И. Яворский (1938), а вслед за ним М. А. Ржонсницкая (1952) переименовали «пестеревские известняки» в «пестеревские слои», объединив под этим названием разные известняки, вскрытые у г. Гурьевска, у с. Новопестерево и в районе пос. Дробильного и придав им кобленцский возраст. В 1952—1953 гг. в результате новых геологических исследований ЗСГУ (Харин, 1958) и ВНИГРИ (Карцева, 1960), выяснилось, что в «пестеревские слои» объединены разновозрастные линзы известняков, содержащие фауну либо кобленцскую, либо раннеэйфельскую, либо позднеэйфельскую. Таким образом, бывшие «пестеревские известняки» Г. Г. Петца нашли свое надлежащее место в стратиграфической колонке девона Кузнецкого бассейна, а в малобачатские (надкрековские) слои включается толща известняков, вскрытая северным участком Гурьевского карьера на левом берегу р. Мал. Бачата и непосредственно залегающая на крековских слоях жединского яруса (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

Bulv. По простиранию известняки переходят в песчаники, алевролиты и песчанистые известняки с *Paraspirifer gurjevskensis* Ržon. Поэтому они рассматриваются как рифовая фация более выдержанного стратиграфического горизонта — салаиркинских слоев и названы баскусканскими известняками. Возраст их, так же как и салаиркинских, — самое начало среднего девона. Эти известняки являются переходными от нижнего к среднему девону и могут быть сопоставлены с культриюгатовыми слоями самых низов среднего девона Западной Европы.

Салаиркинские слои прослежены почти на всем протяжении распространения отложений эйфельского яруса по юго-западной окраине Кузнецкого бассейна (от р. Томь-Чумыша до с. Новопестерево).

К зоне Megastrophia uralensis принадлежат шандинские слои, представленные различными отложениями:

серыми и темно-серыми слоистыми известняками с банками *Conchidiella pseudobaschkirica sibirica* Ržon. и *Megastrophia uralensis* (Vern.);

зеленовато-серыми песчаниками и аргиллитами с прослоями желвакообразных глинистых известняков с обильной фауной: *Elythyna salairica* Ržon., *Stropheodonta patersoni* Hall., *Conchidiella tschumyschensis* Ržon., *C. vagranensis* (Khod.), *Calceola sandalina* L., *Tabulophyllum schlütheri* Peetz. и других;

светлыми, чистыми криноидно-брахиоподовыми пестеревскими известняками с *Gypidula acutolobata* (Sandb.), *Uncinulus parallelepipedus* (Bron.), *Camarotoechia hexatoma* (Schnur), *Carinatina signifera* (Schnur), *Cyrtinopsis nalivkini* Ržon, группой *Nymphorhynchia pseudolivonica*. Общая мощность шандинских слоев 250—1300 *м*. Они широко распространены на юго-западной окраине бассейна и подразделяются на два горизонта:

нижнешандинский, или таловский, для которого характерны: *Thamnophyllum ržonsnickajae* Bulv., *Stenophyllum devonicum* Bulv., *Eoreticularia dereimsi* Oehlert, *Acrospirifer gerolsteinensis* (Stein.), многочисленные *Uncinulus parallelepipedus* (Bronn.), *Atrypa tschumyschensis* Ržon., *Conchidiella*(?) *mirabilis* Ržon., *Gypidula minor* Ržon. и другие;

верхнешандинский с обильными *Elythyna salairica* Ržon., *Paeckelmannia tschumyschensis* Ržon., банками с *Conchidiella pseudobaschkirica sibirica* Ržon., *Megastrophia uralensis* (Vern.), *Conchidiella tschumyschensis* Ržon., *Tabulophyllum schlüteri* (Peetz), *Thamnophyllum tabulatum* Bulv.

Зоне Lazutkinia mamontovensis соответствуют мамонтовские слои, сложенные буровато-серыми мергелями, песчаниками и темно-серыми мелкокристаллическими известняками мощностью 200—350 *м*. Наиболее характерными формами здесь являются: *Lazutkinia mamontovensis* (Laz.), *Camarotoechia lazutkini urensis* Ržon., *Favistella rhenana* (Frech.), *Pinacites jugleri* Kayser и другие.

Развиты мамонтовские слои на юго-западной окраине Кузбасса (от д. Тереш до с. Новопестерева).

К прибрежно-континентальной фации относится антроповская свита, впервые установленная на южной окраине Кузнецкого бассейна. Свита сложена красноцветными эффузивно-туфогенными породами (туфоконгломераты, туфы, песчаники и аргиллиты) с растительными остатками: *Asteroxylon elberfeldense* Kraus. et Weyl., *Hostimella hostimensis* P. et B., прорванными дайками лабрадорового порфирита и кварцевого альбитофира. Эта свита с некоторыми изменениями литологического состава прослеживается по восточной и северо-восточной окраинам Кузнецкого бассейна, где известна под названием эффузивно-

http://jurassic.ru/

туфогенной толщи (Тыжнов, 1938) и нижней части осиповской свиты (Фомичев, 1935).

Лагунно-континентальные отложения дмитриевско-перебойской свиты, рассматриваемые А. В. Тыжновым в качестве фации эффузивно-туфогенной толщи, возможно, принадлежат к вышележащей продуктивной барзасской свите (Звонарев и др., 1945).

### *Живетский ярус*

Отложения живетского яруса также представлены морскими и прибрежно-континентальными фациями.

Наиболее полно морские породы развиты на юго-западной окраине бассейна, где можно выделить нижнеживетский и верхнеживетский подъярусы. Живетские отложения известны на протяжении от д. Таловой до д. Степно-Гутовой; в бассейне р. Чумыша они отсутствуют.

К нижнеживетскому подъярусу отнесены акарачкинские слои (от б. Акарачкинской заимки на р. Черневом Бачате), сложенные зеленовато-бурым мелкогалечным конгломератом, туфогенными песчаниками, аргиллитами, алевролитами и мергелями с фауной плохой сохранности: *Maenoceras* cf. *bannenbergi* Beyrich, *Camarotoechia lazutkini urensis* Ržon., *Urella elongata* Ržon. gen. et sp. nov., *Elythina salairica* Ržon., *Pachycanalicula karcevae* Dubat., *Pentagonocyclus biconvexus* Yelt. Мощность их до 500 *м*. Они могут быть сопоставлены с нижнеменецерасовыми слоями Западной Европы.

В верхнеживетском подъярусе по юго-западной окраине Кузнецкого бассейна выделяется две биостратиграфические зоны: зона Chascothyris salairica и зона Indospirifer pseudowilliamsi.

Зоне Chascothyris salairica соответствуют керлегешские слои, сложенные серыми несколько коричневатыми скрытокристаллическими битуминозными известняками, туфогенными песчаниками, алевролитами и мергелями. Известняки этой зоны содержат типичный живетский комплекс фауны: *Chascothyris salairica* Ržon., *Bornhardtina* sp., *Denckmanella damesi* Holz., *Isopoma lummatoniensis* (Dav.), *Favistella rhenana* var. *vulgaris* (Soshk.), *Columnaria vesiculosa* Bulv., *Neospongophyllum lemgiseptatum* Bulv., *Grypophyllum gracile* Wed., *Alveolites multiperforatus* Salée, *Paracyclas proavia* Goldf. Мощность зоны до 1000 *м*.

Керлегешские слои широко распространены на юго-западной окраине бассейна и наиболее полно представлены в районе улуса Керлегеш, дд. Сафоновой, Верхне-Чумышской, Инченковой и Иганиной; в бассейне р. Большой (Степной) Бачат в районе д. Мамонтовой, с. Бачаты и ж.-д. разъезда Баскускан; по р. Малый (Черневой) Бачат в районе пос. Шанда.

Зоне Indospirifer pseudowilliamsi соответствуют на юго-западной окраине бассейна сафоновские слои, сложенные туфогенными песчаниками, конгломератами, аргиллитами и известняками; для них характерно значительное развитие эффузивных пород и их туфов. Известняки с богатой и разнообразной фауной, среди которой имеется много форм общих с верхнеживетской фауной Урала, Средней Азии, Западной Европы и Китая. Наиболее характерными формами являются: *Leptaenella rhomboidalis* var. *sinuata* Ržon., *Uncinulus angularis* (Phill.), *U. subcordiformis* (Schnur), *U. dubroviensis* Ržon., *U. tricostatus* (Peetz), *Hypothyridina procuboides* (Kayser), *Spinatrypa bodini* (Mans.), *Indospirifer pseudowilliamsi* Ržon., *Retzia stuckenbergi* Ržon., *Denckmanella circularis* (Holz.), *Agoniatites fulguralis* Whidb., *Ag. tubuloides* Barr., *Dialythophyllum crassiseptatum* Bulv.,

http://jurassic.ru/

*D. tenuiseptatum* Bulv., *D. yavorskii* Bulv., *Neostringophyllum waltheri* (Yoh), *Grypophyllum gracile* Wed. Мощность зоны около 1000 *м*.

Зона Indospirifer pseudowilliamsi может быть сопоставлена с зоной Dialythophyllum и зоной Agoniatites fulguralis верхов живетского яруса Западной Европы.

Отложения сафоновских слоев являются наиболее распространенными на юго-западной окраине Кузнецкого бассейна, протягиваясь от д. Таловой до д. Степно-Гутовой. Наилучшие разрезы их имеются по р. Большому Бачату у д. Заречной, в районе д. Сафоновой и других.

Верхнеживетские отложения северной и северо-восточной окраины (лебедянские слои) также являются морскими. Однако точное сопоставление их с верхнеживетскими отложениями юго-западной окраины затрудняется вследствие принадлежности их к разным биогеографическим провинциям, которые, по-видимому, не сообщались между собой. Отложения лебедянских слоев, выделенные в зону Euryspirifer cheehiel, сложены известняками и рассланцованными песчано-глинистыми породами мощностью 50—70 *м*.

Наиболее характерными формами для них являются: *Euryspirifer cheehiel* (Kon.) и его многочисленные варьететы, *Uncinulus goldfussi* Schur., *U. korovini* Khalf., *Atrypa waterlooensis lebedjanica* Ržon., *Delthyris altschedatiensis* (Kor.), *Athyris concentrica* Buch., *Pseudomicroplasma fongi* (Yoh), *Pachyphyllum ibergense* Roem., *Thamnopora angusta* Lec.

Лебедянские слои развиты в Анжеро-Судженском районе, в верховьях р. Яи, а также вскрыты глубокими скважинами Р-1 и Р-3 в Невской структуре (по р. Яе).

Прибрежно-континентальными отложениями живетского яруса сложены абрамовская свита Тельбесского района и эффузивно-туфогенные толщи Рассолкинского и Вассинского районов.

Абрамовская свита (от пос. Абрамовского на р. Кондоме) сложена красноцветными конгломератами, песчаниками, аргиллитами и эффузивно-туфогенными породами общей мощностью 100—500 *м*. Развита она в бассейне рр. Кондомы, Томи и Бель-су, где она залегает несогласно на антроповской свите и также несогласно перекрывается песчано-конгломератовой толщей с *Bothrodendron*.

Эффузивно-туфогенная толща Вассинского района сложена порфиритами, диабазами и их туфами, туфогенными песчаниками, конгломератами общей мощностью 325 *м*. Ей, по-видимому, соответствуют эффузивно-туфогенные толщи Рассолкинского и Коуракского районов, сопоставляемые с сафоновскими слоями верхнеживетского подъяруса.

В Барзасском районе к живетскому ярусу относится лагунно-континентальная барзасская свита, представленная двумя фациями: аргиллитовой, развитой по р. Барзас у Барзасского угольного рудника, и известняково-аргиллитовой, выходящей по р. Кедровке. В первом районе свита сложена преимущественно зеленовато-серыми, реже красными аргиллитами с прослоями песчаников, конгломератов и известняков и содержит выдержанный пласт угля (сапромиксита) мощностью до 5 *м*. В основании свиты залегают базальные конгломераты с галькой эффузивных пород антроповской свиты.

Вторая фация характеризуется значительным развитием известняков, которые переслаиваются с желтовато-серыми аргиллитами. Среди этой толщи также встречаются пласты сапромиксита рабочей мощности. К барзасской свите приурочены пластовые залежи диабаза.

Мощность свиты непостоянная (до 300 *м*).

Живетский возраст барзасской свиты доказывается находками в ней флоры *Aneurophyton* cf. *germanicum* Kraus. et Weyl., спор и

http://jurassic.ru/

листоногих ракообразных *Estheria membranacea* Pacht., *E.* ex gr. *pogrebovi* Lutk., а также тем, что она согласно перекрывается верхнеживетскими лебедянскими слоями.

## ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Породы верхнего девона широко распространены почти по всем окраинам Кузнецкого бассейна за исключением юго-западной. Они сложены морскими (фация открытого моря), прибрежно-морскими, прибрежно-континентальными и континентальными фациями. По фауне они отчетливо могут быть отнесены к франскому и фаменскому ярусам. Наиболее полно они охарактеризованы фауной на западной и северо-западной окраинах (зарубинский тип разреза), а также на северо-востоке бассейна.

### *Франский ярус*

В отложениях франского яруса по фауне могут быть выделены нижнефранский и верхнефранский подъярусы.

В нижнефранском подъярусе выделяется две зоны: зона Anathyris sibirica и зона Anathyris phalaena.

Зона Anathyris sibirica наиболее хорошо представлена в районе д. Вассиной, где ей соответствуют изылинские слои, залегающие с угловым несогласием на туфогенно-эффузивной свите живетского яруса. Изылинские слои согласно покрываются вассинскими слоями, сложенными желтовато-бурыми известковистыми песчаниками, конгломератами, аргиллитами и известняками с *Atrypa waterlooensis* Webst., *Mucrospirifer vassinensis* Ržon., *Euryspirifer* cf. *cheehiel* (Kon.), *Elytha undifera* (Roem.), *Athyris concentrica* Buch., *A. isilensis* Ržon., *Anathyris sibirica* Khalf., *A. trapezoidalis* Peetz, *Lioclema* sp. и другими. Мощность 250—300 *м*.

Зоне Anathyris sibirica на северо-западной окраине бассейна принадлежат зарубинские и аскольдовские слои, а на северо-восточной окраине — нижняя красноцветная толща А. В. Тыжнова, которая на межведомственном совещании 1956 г. названа «яйской свитой»; на южной окраине ей соответствует песчано-конгломератовая толща с *Bothrodendron* sp. и *Archaeopteris sibirica* Zal.

Зона Anathyris phalaena в морской фации распространена почти по всем окраинам Кузбасса. Этому времени соответствует максимальная трансгрессия моря. В районе д. Вассиной этой зоне соответствуют вассинские слои, представленные известняками и песчано-мергелистыми породами, общей мощностью 50—70 *м*. Наиболее характерными формами в них являются: *Stropheodonta asella* (Vern.), *Atrypa waterlooensis* Webst., *Cyrtospirifer achmet* (Nal.), *Mucrospirifer ales* Khalf., *M. mesacostalis* (Hall.), *Anathyris phalaena* (Phill.), *Phillipsastraea lazutkini* Bulv., *Megaphyllum paschiense* Soshk. и другие.

На северо-западной окраине Кузбасса зоне Anathyris phalaena соответствуют стрельнинские и пожарищевские слои, в которых, кроме *Anathyris phalaena* (Phill.), характерными формами являются: *Cyrtospirifer rectangularis* (Peetz.), *Mucrospirifer mesacostalis* var. *tricostata* Ržon.

В Барзасском районе, в районе д. Симоновой заимки и на южной окраине Кузбасса зоне Anathyris phalaena соответствуют аналогичные вассинским так называемые фаленовые слои, в которых широко распространены *Anathyris phalaena* (Phill.), *Atrypa waterlooensis* Webst.,

http://jurassic.ru/

*Mucrospirifer mesacostalis* (Hall), *M. ales* (Khalf.), *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *C. achmet* (Nal.) и другие формы.

Отложения верхнефранского подъяруса наиболее полно развиты и хорошо фаунистически охарактеризованы на северо-западной окраине Кузнецкого бассейна. Здесь их можно подразделить на две зоны: зону Manticoceras intumescens и зону Anathyris ussoffi, синхронную зоне

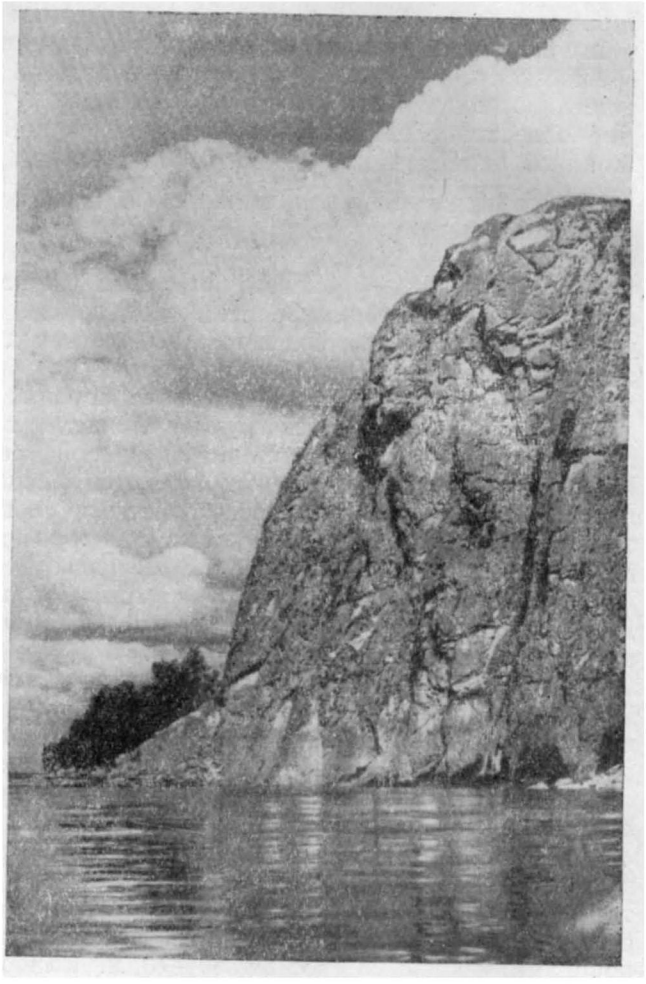


Рис. 23. Обнажение верхнедевонских известняков (Глубокинские слои) на правом берегу р. Томи у с. Подъякова (фото И. С. Соломатина)

Crickites expectatus Урала. В первой зоне в свою очередь выделяются: подзона Nudirostra depressa, подзона Anathyris tishnoffi и подзона Hypothyridina cuboides.

Подзоне Nudirostra depressa соответствуют терехинские слои, первоначально выделенные А. Тыжновым (1931 г.) в Зарубинском районе (р. Курляк) под названием «гониатитовые песчаники». Они представлены серыми и темно-серыми известковистыми алевролитами с прослоями известняков. В них встречена фауна: *Nudirostra depressa* Ržon., *N.* ex gr. *formosa* (Schnur), *Manticoceras intumescens* (Beyr.), *Phacops* ex gr. *fecundus* Barr., *Ph.* aff. *cristatus* Hall., гастроподы, мшанки, членики криноидей. Мощность 200—250 *м*.

Подзоне Anathyris tishnoffi соответствуют курлякские слои, известные ранее (Тыжнов, 1931) как атриповый горизонт. Сложены эти

http://jurassic.ru/

слои серыми песчанистыми, глинистыми и кристаллическими известняками, чередующимися с прослоями желтоватых известковистых песчаников, песчано-глинистых и глинистых сланцев. Наиболее характерными для них формами являются: *Pugnax pugnus* (Mart.), *Atrypa posturalica* Mark., *A. alticoliformis* Ržon., *Adolfia* cf. *zickzack* (Roem.), *Cyrtospirifer conoideus* (Roem.), *Anathyris tishnoffi* Khalf., *An.* ex gr. *monstrum* Khalf. Мощность 350 *м*.

Подзоне Hypothyridina cuboides соответствуют глубокинские слои (по д. Глубокой), которые сложены в основном чистыми органогенными известняками, светлыми, розоватыми и темно-серыми, массивными или слоистыми (рис. 23). В них встречен следующий характерный комплекс фауны: *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Pugnax mesogonias* (Phill.), *Isopoma lummatoniensis* (Dav.), *I. isilensis* Ržon., *Atrypa posturalica* Mark., *Adolfia zickzack* (Roem.), *Ad. multifida* (Scupin), *Cyrtospirifer* cf. *conoideus* Roem., *Cranaena romingeri* Hall, *Hexagonaria isylensis* Bulv. (*Solominella soshkinae* Ivania) и другие. Мощность 300—400 *м*.

Зоне Anathyris ussoffi на северо-западной окраине соответствуют соломинские (от д. Соломиной) слои, выделенные первоначально А. В. Тыжновым под названием промежуточной толщи. Соломинские слои сложены желтовато-серыми и серыми, иногда брекчиевидными известняками, чередующимися с прослоями зеленовато-серых, иногда глауконитовых песчано-глинистых пород.

Наиболее характерными для них формами являются: *Atrypa bifurcata* Mark., *Adolfia angustisellata* (Paeck), *Cyrtospirifer markovskii* Nal., *C. ussoffi* Khalf., *Mucrospirifer mucronatiformis* Khalf., *Anathyris ussoffi* Khalf., *A. monstrum* Khalf. Мощность 150—300 *м*.

В Вассинском районе верхнефранскому подъярусу соответствует мощная однообразная толща коралловых известняков — шубкинские (от д. Шубкиной) слои, в которых выделение зон и подзон, аналогичных выделенным для Зарубинского района, пока невозможно.

В Барзасском районе нижняя часть верхнефранского подъяруса представлена сергиевской свитой, первоначально выделенной А. В. Тыжновым под названием средней красноцветной толщи. Она сложена из чередующихся прослоев песчаников, аргиллитов и конгломератов, часто красноцветных, общей мощностью до 150 *м*.

Верхняя часть верхнефранского подъяруса сложена прибрежно-морскими отложениями кельбесских (от р. Кельбес) слоев, первоначально выделенных А. В. Тыжновым под названием монстрового горизонта. Они характеризуются сравнительно небольшой мощностью, представлены желтовато-бурыми песчаниками и известняками и содержат своеобразную фауну с *Anathyris monstrum* Khalf., и *Cyrtospirifer ussoffi* Khalf.

На восточной и южной окраинах Кузнецкого бассейна к верхнефранским отложениям относится нижняя часть красноозерской свиты, сложенная красноцветными прибрежно-континентальными осадками с *Bothriolepis* sp. и остракодами.

### *Фаменский ярус*

Отложения фаменского яруса могут быть довольно четко сопоставлены почти по всем окраинам Кузнецкого бассейна, за исключением юго-западной(?). Здесь можно выделить нижнефаменский и верхнефаменский подъярусы.

Нижнефаменские отложения, выделенные в зону Cyrtospirifer tschernyschewi, на северо-западной окраине представлены косоутесов-

http://jurassic.ru/

скими (рис. 24) и подподонинскими слоями, которые, кроме того, могут быть выделены в Барзасском районе и в районе с. Жарковского. В Вассинском районе им соответствуют курундусские слои.

Косоутесовские слои характеризуются карбонатным составом и богатым комплексом фауны, в котором наиболее распространенными формами являются: *Plicatifera meisteri* (Peetz), *Pl. praelonga* (Sow.), *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalf., *C. verneuili* (Murch.), *Athyris angelica* Hall., *A. globosa* Roem. Мощность их небольшая: 25—30 *м*.

Подподонинские слои сложены преимущественно песчаниками, алевролитами и аргиллитами с тонкими прослоями известняков. Фауна

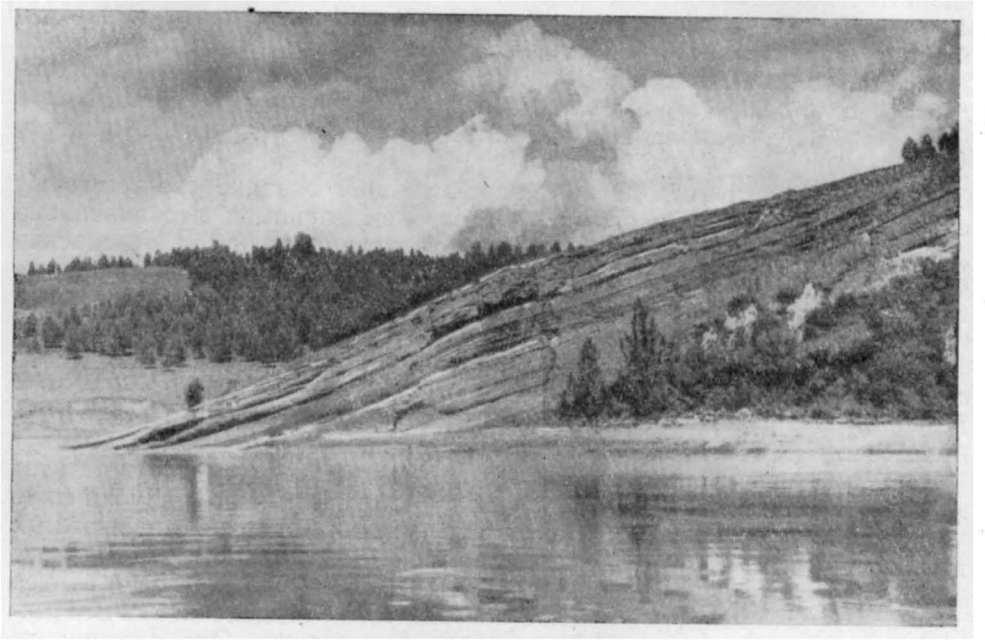


Рис. 24. Обнажение косоутесовских слоев (верхний девон) на правом берегу р. Томи у с. Подъякова (фото И. С. Соломатина)

более бедная. Наиболее характерными формами являются: *Pugnax rigauxi* Mark., *Camarotoechia boloniensis glubokiensis* Ržon., *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.); встречены единичные экземпляры *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalf., *Plicatifera* ex gr. *praelonga* (Sow.), *Athyris globosa* Roem., *A. globularis* (Phill.).

В районе д. Рассолкиной к нижнефаменскому подъярусу можно отнести нижнюю часть рассолкинской свиты *.

На южной и восточной окраинах Кузнецкого бассейна к нижнефаменскому подъярусу относится верхняя часть красноозерской красноцветной песчано-глинистой свиты.

Верхнефаменский подъярус почти по всем окраинам Кузнецкого бассейна представлен красноцветными прибрежно- и лагунно-континентальными отложениями. Наиболее полно они развиты на северо-западной окраине, где известны под названием подонинской (от с. Подонина) свиты. Она сложена мощной толщей (до 600 *м*) буровато-красных и малиновых песчаников, алевролитов, чередующихся с зелеными песча-

* В самых низах рассолкинской свиты имеется небольшая пачка известняка с фаменской фауной.

http://jurassic.ru/

никами и аргиллитами и с прослоями плотных серых грубозернистых кварцевых песчаников; иногда встречаются линзы конгломератов и прослои светло-серого известняка. Фауна обычно не встречается. Эта свита прослежена и в Барзасском районе, а также на восточной и южной окраинах Кузнецкого бассейна. В Вассинском районе ей соответствует боровлянская свита окварцованных песчаников*. Все эти отложения объединены в настоящее время в подонинский горизонт.

Вышеприведенный разрез девонских отложений Кузнецкого бассейна как наиболее полный, богато фаунистически охарактеризованный и представленный и морскими, и континентальными, и прибрежно-континентальными породами, может служить эталоном при расчленении девонских отложений других районов Западной Сибири (Салаир, Рудный и Горный Алтай, Колывань-Томская зона). Корреляционная схема девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна приведена в табл. 12.

Девонские отложения Кузбасса интенсивно дислоцированы по западной окраине бассейна, более спокойно залегают по его восточной окраине. Они всюду согласно подстилают здесь отложения нижнекаменноугольного возраста.

Нижнефранские отложения налегают на разные горизонты нижележащих отложений. Местами (на юго-западе) франские отложения отсутствуют, и разрез верхнего девона начинается с фаменских слоев. Второе несогласие выявлено между эйфелем и нижним девоном: в Присалаирье базальные горизонты эйфеля залегают с размывом на кобленцских отложениях. На восточной окраине бассейна, видимо, отсутствуют низы нижнего девона. Обильные девонские ($D_1$ и $D_2$) эффузивы известны по восточной и южной окраинам бассейна. По западной окраине они наблюдаются лишь в живетском ярусе. Тельбесские интрузивные массивы (граниты) имеют среднедевонский возраст и установлены по южной (и восточной) окраинам бассейна.

## *КОЛЫВАНЬ-ТОМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА*

В дореволюционной литературе девон Колывань-Томской зоны был освещен весьма скудно (Петц, 1896; Янишевский, 1915). Основной материал по нему получен в советский период: А. И. Гусев (1934), Б. Ф. Сперанский (1926, 1933, 1948), В. П. Казаринов (1940), И. П. Максимов (1940), Л. Н. Краевская (1936, 1940, 1958, 1960), А. Л. Матвеевская (1940, 1956, 1959), Т. Ф. Васютинская (1956, 1958), К. В. Иванов и М. П. Юдин (1950), В. Д. Фомичев (1935, 1940), Н. В. Григорьев (1958), Р. Ф. Колпакова (1958) и другие. Существенное значение имели работы А. В. Тыжнова (1931, 1940, 1941, 1944, 1948), который предложил детальную стратиграфическую схему для среднего и верхнего девона, указал характер фациальной изменчивости пород при движении в направлении от Кузбасса к гг. Томску и Новосибирску и выделил здесь разнофациальные зоны: зарубинскую и пачинско-юргинскую. Девонские фауны изучали Л. Н. Краевская, М. П. Ломовицкая, Н. В. Миронова, Л. Л. Халфин, А. М. Ярошинская и др.

Девон в рассматриваемом районе представлен средним и верхним отделами; нижний девон отсутствует.

Характерной чертой разреза девона Колывань-Томской зоны является его фациальная неустойчивость; на площадях, тяготеющих к Кузбассу, девонские отложения пестро окрашены (зарубинская фация), ближе к гг. Томску и Новосибирску господствуют монотонные серые толщи. Стратиграфия девона зарубинской фации рассмотрена в очерке

* Это скорее абышевская зона нижнего карбона (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

Таблица 12

## Схема корреляции девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна

| | Северо-восточная окраина Салаира | Окраины Кузнецкого бассейна | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Юго-западная | Западная | | Северо-западная | Северная и северо-восточная | Юго-восточная и южная |
| $D_3^2$ | Подонинская (рассолкинская) свита | ? | Рассолкинская свита | Боровлянская толща ? | Подонинская свита | Подонинская свита (верхняя красноцветная толща) | Подонинская свита |
| | | ? | | Курундусские (пещеркинские слои) | Подподонинские слои | Подподонинские слои / Прелонгусовый горизонт | Красноозерская свита |
| | | | | | Косоутесовские слои | Косоутесовские слои | |
| $D_3^1$ | Отсутствуют | ? | Шубкинские слои | | Соломинские слои | Кельбесские слои (монстровый горизонт) | |
| | | | | | Глубокинские слои | | |
| | | | | | Курлякские слои | Сергиевская свита (ср. красноцветная толща) | |
| | | | | | Терехинские слои | | |
| | | Зона Anathyris phalaena (?) | Вассинские слои | | Пожарищевские слои | Фаленовые слои | |
| | | | | | Стрельнинские слои | | |
| | | Зона Anathyris sibirica (?) | Изылинские слои | | Аскольдовские слои | Яйская свита (нижняя красноцв.) | Яйская свита (песчано-конгломератовая толща) |
| | | | | | Зарубинские слои | | |

http://rasstar.ru

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Сафоновские слои | Зона Indospirifer | Эффузивно-туфогенная толща | ? | Лебедянские слои | |
| $D_2^2$ | Керлегешские слои | Зона Chascothyris | ? | | | Абрамовская свита |
| | Акарачкинские слои | Акарачкинские слои | | | Барзасская свита | |
| | Мамонтовские слои | Зона Lazutkinia | | | Эффузивно-туфогенная толща | |
| $D_2^1$ | Шандинские слои | Зона Megastrophia | ? | | | Антроповская свита |
| | Салаиркинские слои | Зона Paraspirifer (баскусканский известняк) | | | Дмитриевско-перебойская фация | |
| $D^2_1$ | Надкрековские слои | Зона Karpinskia (малобачатские слои) | | | | |
| $D_1^1$ | Крековские слои | Зона Plectatrypa (верхнекрековская толща) | Отложения неизвестны | | Красногорская свита | Тельбесская свита |
| | | Нижнекрековская толща | | | | |
| $S_2$ | Томь-чумышские (томско-заводские) слои | Томь-чумышские слои | | | | |

http://jurassic.ru/

В. И. Яворского и М. А. Ржонсницкой по девону Кузнецкого бассейна. Основная площадь его распространения — северо-западная окраина Кузнецкого бассейна: от Анжеро-Судженского района на севере до р. Томи (на участке между д. Подъяковой и д. Писаной) и затем через район с. Зарубина и Инской район к Горловскому бассейну. Отложения верхнего девона зарубинской фации известны также на небольшой площади правобережья р. Оби между г. Камнем и с. Ордынским (Краевская, 1936; Казаринов, 1940).

### *Пачинско-Юргинская зона*

К северо-западу от Зарубинской зоны проходит полоса развития преимущественно глинисто-сланцевых пород, в основном сероцветных, с редкими горизонтами известняков, местами обогащенных эффузивно-туфогеновыми образованиями. Она прослеживается от 57° с. ш. через г. Яшкино и с. Пачу (на р. Томи) к г. Тогучину (на р. Ине) и к г. Искитиму (на р. Берди), а затем тянется в юго-западном направлении параллельно р. Оби, почти до ее Каменской излучины. На эту полосу мы распространяем название Пачинско-Юргинская зона, данное А. В. Тыжновым (1941, 1948) аналогичным породам в северо-восточной части Колывань-Томской дуги. Крупные надвиги, обрамляющие Кузбасс на северо-западе, привели окраинную часть Пачинско-Юргинской зоны в ближайшее соседство с Кузбассом; южнее она от него отходит. В Пачинско-Юргинской зоне развиты отложения среднего девона, франского и фаменского ярусов верхнего девона и этренских слоев нижнего карбона.

**Средний девон.** Наиболее низкие горизонты девона здесь слагают эффузивно-туфогеновые образования, вскрывающиеся в осевой части водораздельного увала Сокур. На севере эффузивно-туфогеновые породы выступают по р. Каменке у с. Подломского, к северо-западу от г. Анжеро-Судженска и в верховьях рр. Ташмы и Омутной (система левых притоков р. Яи). Они подсечены скважинами в бассейне р. Куербака у дд. Подлесовки, Камаевки, Григорьевки и у ж.-д. станции Тайга (Григорьев, 1958). По рр. Китату и Алчедату эффузивы перекрыты лебедянскими слоями верхнего живета.

На крыльях Подломской структуры (рр. Ташма, Киргисла, Осиновка, Щербак и другие) в изолированных обнажениях вскрыты среднедевонские известково-мергелистые породы с богатой фауной мшанок, определенных А. М. Ярошинской: *Fistulipora* cf. *bugusunica* Nekh., *F. cf. belgebaschensis* Nekh., *Amplexopora* aff. *devonica* Nekh., *Lioclema polenovi* Nekh.; брахиопод, определенных Л. Н. Краевской: *Retzia lopatini* Stuck., *Atrypa* aff. *sinensis* Kays., *Leptaenella rhomboidalis* (Wilck.), *Delthyris altschedatiensis* Korovin и кораллов, определенных Н. В. Мироновой: *Favosites polymorphus* (Goldf.), *Thamnopora* aff. *reticulata* Blainv., *Scalopora* ex gr. *denticulata* M. Edw. et H.).

Каменское месторождение известняков на р. Щербак относится к толще переходной от $D_2^2$ к $D_3^1$ (на основании фауны кораллов). Здесь мергелистые известняки с верхнеживетскими кораллами через сланцевую толщу сменяются темными известняками низов верхнего девона (Краевская, 1959).

На р. Томи у д. Митрофановой в ядре Митрофановской антиклинали узкой полосой выступают диабазы, кварцевые порфиры-альбитофиры, туфогенные образования, а стратиграфически выше — серые осадочные породы: конгломераты, песчаники и глинистые сланцы. Венчается толща пластовой залежью оливинового диабаза, перекрываемого диабазовыми туфами и нормальными осадочными породами. В песча-

http://jurassic.ru/

никах и сланцах среднего горизонта в 1940 г. найдена фауна брахиопод, определенных Л. Н. Краевской как *Anathyris* cf. *phalaena* Phill., *Ambocoelia umbonata* Hall. var. *sibirica* Krajev., *Stropheodonta interstrialis* Phill., *Loxonema rudifera* Phill., *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.).

В 1958 г., по сборам В. А. Лоскутова, М. А. Ржонсницкая определила с р. Кунгурки (притока р. Томи) *Uncinulus* ex gr. *goldfussi* (Schnur), *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Eoreticularia* sp., *Stropheodonta* cf. *interstrialis nalivkini* Ržon (in coll.). Если первый приведенный список указывает на франский возраст верхней пачки митрофановских

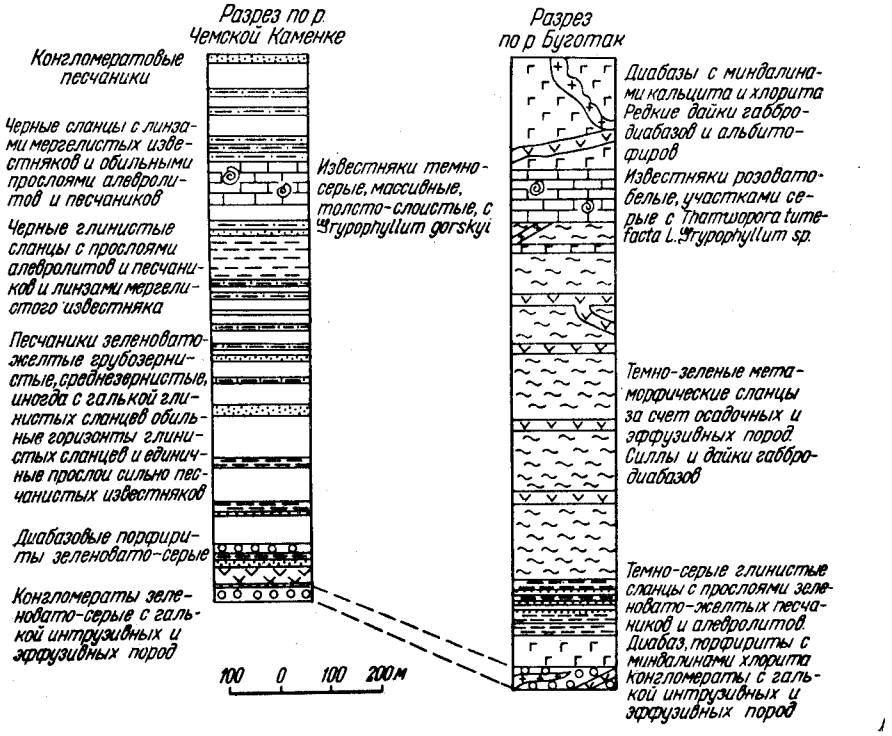



Рис. 25. Сопоставление разрезов отложений среднего девона по рр. Чемской, Каменке и Буготак (по В. А. Кутолину)

пород, то во втором фауна свидетельствует о наличии в этой толще и среднедевонских отложений.

Верхняя осадочная часть митрофановской толщи по присутствию *Anathyris* cf. *phalaena* (Phill.) может сопоставляться со стрельнинскими слоями зарубинской фации; эффузивную же пачку, лежащую в ядре антиклинали, следует вероятнее всего считать среднедевонской или переходной от $D_2^2$ к $D_3^1$.

В юго-западной части Колывань-Томской зоны среднедевонские эффузивно-осадочные образования принимают участие в составе буготакской свиты (Матвеевская, 1940, 1959). Типичные для этой полосы разрезы вскрыты по рр. Буготаку и Карпысаку (рис. 25), где встречены кораллы *Thamnopora tumefacta* Lec. и *Grypophyllum* sp. (определения Н. В. Мироновой). Породы буготакской свиты обнажены также в Буготакской антиклинали в бассейне рр. Бол. и Мал. Коен, где по данным А. И. Гусева (1934, определения К. В. Радугина) известны кораллы *Diphyphyllum* cf. *minus* Roem. Возраст буготакской свиты определя-



http://jurassic.ru/

ется А. Л. Матвеевской как ранний живет (1940, 1959), а Т. Ф. Васютинской (1958 г.) — в более широких пределах $D_2^1$—$D_2^2$, на основании заключения Н. В. Мироновой о верхнеэйфельском возрасте встреченных здесь табулят и их сходстве с табулятами из шандинских слоев Салаира.

К среднему же девону, вероятно к его второй половине, следует относить песчано-сланцевые отложения с горизонтом кораллово-криноидных известняков, распространенных по рр. Тогучинке, Киику, Кусьмени, где они участвуют в строении Тогучинской и Кокуйской антиклиналей. Мощность среднего девона здесь по данным Р. Ф. Колпаковой (1958) достигает 1700—2000 *м*. В районе рч. Зверобойки в 1960 г. в мергелистых породах Р. Ф. Колпаковой найдена фауна, среди которой Л. Н. Краевской определен характерный комплекс форм верхнего живета: *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *E. mesolobus* (Korovin), *Delthyris* cf. *raricosta* Conr., *D. robusta* Barr., *Atrypa tubaecostata* Paeck., *Uncinulus subcordiformis* (Schnur.) и другие.

Среднедевонские отложения обнажены также на крыльях Горловской синклинали. По р. Каменке, притоку р. Чема, в 0,3—0,5 *км* от устья (рис. 25), в них найдены среднедевонские кораллы, определенные Н. В. Мироновой и С. К. Черепниной: *Grypophyllum gorskyi* Bulv., *Chaetetes rotundus* Lec., *Ch. lonsdalei* Etheridge et Toord, *Heliolites vulgaris* var. *bachatensis* Tchern., *Alveolites nalivkini* Sokolov.

В Ордынском районе также выступают эффузивно-осадочные образования среднего девона.

**Верхний девон.** Осадки франского и фаменского ярусов и низов нижнего карбона в районе г. Новосибирска первоначально объединялись А. И. Гусевым (1934 г.) в инскую серию, классические разрезы которой по р. Ине и в нижнем течении р. Берди позволили расчленить ее на три свиты (снизу): иниодендровую, споритосовую и шиферную.

Инская серия начинается (Гусев, 1934) конгломератовидными известняками франского яруса (350—400 *м*), подстилающими иниодендровые песчаники; они залегают с перерывом на эффузивных толщах живетского яруса. По новым данным Т. Ф. Васютинской (1960), иниодендровые песчаники подстилают шиферные слои $C_1$ и налегают на споритосовые слои $D_3$, перекрывающие конгломератовидные известняки.

В Ордынском районе Н. А. Боговаров (1934) выделил две свиты: чингисскую — $D_3^1$ и спиринскую — $D_3^2$. Трудами последующих исследователей отложения франского и фаменского ярусов инской серии были сопоставлены с подразделениями верхнего девона, установленными в притомской полосе.

Верхний девон Пачинско-Юргинской зоны представляет собой мощную непрерывную серию песчано-глинистых и известковистых пород, содержащих ряд фаунистически охарактеризованных горизонтов. Породы франского яруса выступают в замках антиклинальных структур (Саламатовской на р. Томи, Тутальской, Митрофановской) и на крыльях синклиналей. Они представлены в основном сизо-серыми алевролито-глинистыми и серицито-глинистыми сланцами, алевролитами, филлитизированными известково-глинистыми сланцами с рифовыми образованиями известняков невыдержанной мощности. Хороший разрез отложений франского яруса наблюдается в правом борту р. Берди у г. Искитима, где в известняках из основания этого яруса известна фауна брахиопод — *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.), *C. archiaci* (Murch.), *Anathyris phalaena* (Phill.) (определения Л. Л. Халфина) и кораллов *Thamnopora* ex gr. *boloniensis* (Gosselet), *Hexagonaria isylensis* Bulv., *Schlüteria lazutkini* Bulv., *Megaphyllum bulvankeri*

http://jurassic.ru/

Soshk. (определения Н. В. Мироновой и С. К. Черепниной). Выше по разрезу лежат серые сланцы, аналогичные пачинским на р. Томи, тоже с франской фауной — *Adolfia multifida* Scupin, *A. zickzack* (Roem.), *Anathyris peetzi* Khalf. (определения Л. Л. Халфина).

В направлении к северу от г. Искитима разрез франских отложений меняется за счет постепенного выклинивания, а затем и полного исчезновения прослоев известняков. Так, на участке р. Каменки, притока р. Бол. Коен, горными работами установлено, что в низах франского яруса пласт известняка имеет мощность только 10 *м* и залегает в 150 *м* от основания яруса; в разрезе доминируют сланцы, перекрывающие среднедевонские альбитофиры. О франском возрасте свидетельствуют кораллы, по определению Н. В. Мироновой, *Thamnopora rudio* Tchudinova., *Th. boloniensis* (Gosselet) и *Alveolites suborbicularis* Lec. (В. А. Кутолин, 1959 г.). Далее на северо-восток известняк замещается линзами известковистых песчаников с брахиоподами, определенными Л. Н. Краевской как *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.), *Rhynchospira tschernyschewi* Khalf. и другие (Р. Ф. Колпакова, 1958 г.).

В притомской части Колывань-Томской зоны сизо-серая сланцевая толща названа А. В. Тыжновым пачинской свитой (1943, 1948), на франский возраст которой указывает фауна, изученная (предварительно) из разреза Митрофановской антиклинали. На юге региона пачинская свита также недавно выделена из инской серии (Кутолин, 1959).

На р. Томи, начиная от д. Пачи вниз по течению, наблюдается очень хороший разрез отложений пачинской свиты франского возраста. Это сизо-серые сланцы, собранные в мелкие складки; среди сланцев есть линзовидные прослои известковистых песчаников. Характерной особенностью этого разреза являются своеобразные «конкреции» черного цвета, представляющие свернутые раковины трилобитов из семейства факопид (определения Ломовицкой, 1940). Кроме трилобитов, спорадически встречаются тамнопориды, далманеллиды, обрывки растений псилофитового комплекса (Краевская, 1940; Тыжнов, 1943).

С пачинскими сланцами на правобережье р. Томи связаны яшкинские известняки, подчиненные, вероятно, средним горизонтам этой сланцевой толщи; на левом берегу р. Томи им соответствуют известняки у д. Копыловой. Возраст яшкинских известняков до последнего времени оставался дискуссионным ($D_2$ или $D_3$).

Верхняя возрастная граница пачинской свиты не всегда четко устанавливается, так как вышележащие отложения имеют близкий к ним литологический состав. Так, например, по р. Томи у д. Кулаковой сходная сланцевая толща имеет более молодой фаменский возраст, обоснованный прелонгусовой фауной.

В крайних северных участках рассматриваемой территории отложения франского яруса с фауной вскрыты в 1957 г. колонковыми скважинами на р. Кусле к северу от с. Подломского (скв. 23) и в с. Турунтаево, а также обнажены в верховьях р. Каменки, притока р. Ташмы, на р. Киргисле, на р. Щербак (система р. Яи). Подломские известняки сопоставляются с указанными выше искитимскими (южнее г. Новосибирска) известняками на основании присутствия в них брахиопод *Anathyris phalaena* (Phill.), *Cyrtospirifer* cf. *tenticulum* (Vern.), *Adolfia zickzack* (Roem.) и других форм, определенных Л. Н. Краевской. Турунтаевские известняки, содержащие Mucrospirifer cf. ales Khalf. и Athyris sp., сопоставляются с известняками, выступающими в верховьях р. Каменки (приток р. Ташмы); из последних Л. Н. Краевской установлены франские брахиоподы: *Adolfia multifida* (Scupin),



http://jurassic.ru/

*A. zickzack* (Roem.), *Gürichella* cf. *vratschinskaiae* Krajev., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Streptorhynchus* cf. *devonicus* d'Orb.

Турунтаевские известняки параллелизируются также с глубокинскими слоями зарубинской зоны (Краевская, 1957). Известняки с р. Киргисты, содержащие эндемичные виды табулят, и известняк с р. Щербак остаются без точного сопоставления вследствие недостаточной палеонтологической характеристики и неясных соотношений их с лучше датированными толщами.

Отложения фаменского яруса, выделяемые в юргинскую свиту, согласно перекрывают сизо-серые и голубовато-серые сланцы франского яруса. По появлению в разрезах песчанистых пород проводится условная граница между франским и фаменским ярусами. Для нижних горизонтов последнего характерно чередование глинистых сланцев и алевролитов с тонко- и мелкозернистыми песчаниками, а в верхах его разреза преобладают песчаники с маломощными прослоями сланцев и алевролитов. По наблюдениям Р. Ф. Колпаковой (1958) вверх по разрезу крупность зерна в песчаниках увеличивается до среднезернистых разностей. Верхняя граница фаменского яруса проводится по подошве глинисто-песчаниково-известковистых пород с этренской фауной, выше которых залегают отложения турнейского яруса с их характерной фауной (и флорой).

Стратотипический разрез пород фаменского яруса (юргинская свита) имеется на правом берегу р. Томи в береговом обрыве, начинающемся ниже д. Малой Тайменки и прослеживаемом до б. Тутальского рудника. Он детально изучен А. В. Тыжновым (1943); здесь в ряде горизонтов свиты имеется фауна брахиопод, мшанок, пелеципод, указывающая на ее фаменский возраст; из брахиопод Л. Н. Краевская определила *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalf., *C. jurgiensis* Krajev., *C. archiaci* (Murch.), *Plicatifera praelonga* (Sow.). Здесь же П. С. Краснопеева определила мшаники *Fenestella* aff. *multispinosa* Ulr. и др.

Разрезы фаменского яруса послойно описаны также по р. Искитиму и его притоку р. Зимнику, а также по р. Прямой (Тыжнов, 1943; Колпакова, 1958). Фауна брахиопод изучена и описана Л. Н. Краевской в 1951 г.

В северной части района фаунистически охарактеризованные породы фаменского яруса установлены на р. Киргизке близ г. Томска, в вершине р. Ушайки, по р. Басандайке у совхоза Межениновка, у дд. Пашковой и Ельцовки в бассейне р. Сосновки, впадающей в р. Томь ниже с. Сосновый Острог (К. В. Иванов, 1950 г.; Н. В. Григорьев, 1958 г.). В них собраны брахиоподы: *Plicatifera praelonga* (Sow.), *Chonetes minuta* Goldf., *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalf. (Л. Н. Краевская, 1959 г.).

Т. Ф. Васютинской (1957 г.) и Р. Ф. Колпаковой (1958 г.) прослежено распространение фаменских отложений в юго-западном от р. Томи направлении, где они выделены из инской серии. Фаменская фауна найдена здесь среди маломощных прослоев и линз известняков в целом ряде пунктов: в устьевой части р. Тальменки, притока р. Ини; в правом борту р. Шебанихи, левого притока р. Ини; по р. Кабанихе, в 400 *м* от устья; по р. Филихе (Васютинская, 1957; Кутолин, 1959). Руководящей формой является *Plicatifera praelonga* (Sow.). Мощность осадков фаменского яруса в Пачинско-Юргинской зоне более 1000 *м*.

В заключение необходимо отметить, что девонские отложения во многих участках Колывань-Томской складчатой зоны изучены еще недостаточно; многие вопросы стратиграфии остаются неясными, сопо-

http://jurassic.ru/

ставление разрезов затруднительно. Поэтому корреляционная стратиграфическая схема этого региона, приведенная в табл. 13, не может претендовать на большую точность.

Девонские толщи Колывань-Томской зоны сложены в напряженные асимметричные крутые складки север-северо-восточного простирания. Наблюдаются дизъюнктивы большой и малой амплитуды.

К проявлениям девонского магматизма относятся кислые эффузивы (альбитофиры, кварцевые альбитофиры и фельзитовые порфиры), входящие в состав буготакской свиты верхов среднего девона. Из интрузивных пород следует назвать девонские габбро и диориты, распространенные к северо-востоку от г. Камня, а также герцинские гранодиориты.

## *ОБЩИЕ ВЫВОДЫ*

Из приведенных выше региональных описаний можно видеть, что девонские отложения на рассматриваемой территории отличаются большим фациальным разнообразием. Наиболее полные, хорошо охарактеризованные фауной разрезы нижнего и среднего отделов девона, являющиеся опорными для всей Западной Сибири, развиты на Салаире и на западной окраине Кузбасса, а разрезы верхнего девона в Колывань-Томской зоне (Зарубинская Прикузбасская часть ее). Для Салаира и северо-восточного отрезка Колывань-Томской зоны характерны морские и прибрежно-морские осадочные фации; слабые проявления магматической деятельности. Магматические эффузивные породы являются господствующим элементом в девонских разрезах востока и южной части рассмотренной территории Кузнецко-Алтайской области, т. е. в Кузнецком Алатау и на Алтае. Эти последние регионы характеризуются преимущественно развитием континентальных красноцветных, богатых эффузивами образований с подчиненными породами лагунно-озерного происхождения. Морские или прибрежно-морские условия существовали здесь во время кратковременных мелководных ингрессий, оставивших свой след в виде пачек и прослоев осадочных пород с морской фауной; при этом самые крупные трансгрессии падают на средний девон: это нижнеэйфельская (таштыпская) и верхнеживетская (бейская) трансгрессии, которые захватили обширные территории, включая Минусинские впадины. Широкого развития девонская трансгрессия достигла и в верхнем девоне: верхнедевонские отложения с морской фауной констатированы во многих районах Кузнецко-Алтайской области.

Корреляция разрезов девонских отложений Кузнецко-Алтайской складчатой области по унифицированной схеме 1956 г. приведена в табл. 8 во вводной части раздела «Девонская система». В региональных очерках имеются некоторые отклонения от унифицированных схем, обусловленные новыми фактическими материалами, полученными геологами после Совещания 1956 г.

Наиболее существенными являются следующие изменения:

1. Принята новая трактовка возраста коргонской свиты в Ануйско-Чуйском синклинории. Возраст коргонской свиты по унифицированной схеме был определен как ранний эйфель, теперь принимается как позднеэйфельский.

2. Зарубинские слои в корреляционной таблице отнесены к нижнефранскому подъярусу верхнего девона на основании присутствия в них характерных позднедевонских тетракораллов — *Phillipsastraea sedgwicki* Edw. et H., *Megaphyllum paschiense* Soshk. и других. Для зарубинских слоев на Межведомственном совещании 1956 г. был принят позднеживетский возраст.

http://jurassic.ru/

Таблица 13

## Схема корреляции девонских отложений Колывань-Томской зоны

| | Зарубинская зона (северо-запад Кузбасса) | Пачинско-Юргинская зона | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Северо-восточная часть | | Юго-западная часть Н. А. Боговаров | | Юго-восточная часть (А. П. Гусев) | | Юго-восточная часть (Т. Ф. Васютинская) |
| $D_3^2$ | Подонинская свита | ? | Юргинская свита | | Спирин-ская свита | Инская серия | Споритосовая свита | Иниодендровые песчаники |
| | Подподонинские слои | | | | | | | |
| | Косоутесовские слои | | | | | | | |
| $D_3^1$ | Соломинские слои | ? | Пачинская свита | Пачинская свита | Чингисская свита | | | Споритосовые слои |
| | Глубокинские слои | Турунтаевский известняк | | | | | Иниодендровая свита: Песчаники | |
| | Курлякские слои | ? | | | | | | |
| | Терехинские слои | | | | | | | |
| | Пожарищевские слои | | | | | | | |
| | Стрельнинские слои | Митрофановская толща | | | | | Иниодендровая свита: Известняки | Конгломератовидные известняки |
| | Аскольдовские слои | | | | | | | |
| | Зарубинские слои | | | | | | | |
| $D_2^2$ | ? | | Лебедянские слои | ? | | Песчано-сланцевая толща с прослоями известняков и диабазов (вверху) | | |
| | | | Эффузивно-туфогенный горизонт | Буготакская свита | | | | |
| $D_2^1$ | ? | ? | | ? | | ? | | |

http://jurassic.ru/

3. Внесены коррективы в стратиграфическую схему для Колывань-Томской зоны, в частности для ее северной части (на основании результатов геологической съемки выполненной здесь после 1956 г. геологами Т. Ф. Васютинской, В. А. Кутолиным, Р. Ф. Колпаковой и Н. В. Григорьевым).

С учетом этих поправок можно дать следующую общую фаунистическую характеристику девонских отложений Кузнецко-Алтайской области.

## НИЖНИЙ ДЕВОН

Древнейшие толщи нижнего девона с морской фауной жединского возраста известны в северной части Горного Алтая (известняки д. Соловьихи) и на Салаире (крековские слои). В комплексе жединской фауны содержатся позднесилурийские элементы наряду с руководящими раннедевонскими видами. Важнейшими формами соловьихинского известняка являются *Gypidula optata* (Barr.) var. *nux* Khod., *Plectatrypa supramarginalis* Khalf., *Clorindina paranucleolata* (Khalf.), *Atrypopsis thetis* (Barr.) и другие.

Некоторые геологи относят соловьихинские известняки к силуру, поэтому они в табл. 8 не показаны. На Салаире для крековских слоев характерны: *Atrypinella barba* var. *losvensis* Khod., *Gypidula optata* (Barr.), *Tryplasma altaica* (Dyb.), *Tr. hercynica* Roem. и другие. В мочегинских слоях центрального Салаира пышного расцвета достигают *Dictyofavosites* (?), *Tryplasma altaica* (Dyb.), *Gypidula kayseri* (Peetz) и другие.

Кобленцский ярус в известняковой фации развит на Салаире и охарактеризован богатой фауной. Из руководящих видов можно назвать: *Karpinskia conjugula* Tschern., *Nymphorhynchia nympha* (Barr.), *Eospirifer secans* (Barr.), *Atrypa comata* Barr., *Heliolites insolens* Tchern., *Crotalocephalus* sp.

Песчано-сланцевая фация с кобленцской фауной, допускающей дальнейшее биостратиграфическое расчленение, распространена в Ануйско-Чуйском синклинории. Для флишоидных фаций кобленцского времени (кондратьевская и медведевская фауны, барагашская свита) наиболее показательны *Leptodontella* (=*Altaestrophia*), некоторые *Leptaena, Chonetes, Brachyprion, Carinatina, Probolium altaicum* Khalf., *Dalmanites, Tolmaia squamosa* Khalf., *Leiopecten rectangularis* Khalf. Здесь же в изобилии присутствуют *Pleurodictyum* sp.

В северо-западной части Горного Алтая (Курьинско-Акимовский район) присутствие морского нижнего девона доказано наличием фауны *Stropheodonta stephani* Barr., *Eospifer davousti* (Vern.), *Leptodontella (Altaestrophia) planuscula* Khalf., *Carinatina arimaspa* Eichw., *Wilsonella princeps* Barr., *Fenestella geometrica* Nekh., *Unitrypa altaica* Nekh., найденной в известковистых песчаниках правобережья р. Локтевки против с. Курьи. В этом районе нижний девон не всегда может быть расчленен на ярусы и нередко не отделяется от вышележащих отложений среднего девона. Нерасчлененные отложения $D_1^1$—$D_2^1$ объединены здесь в мурзинскую свиту, мощностью до 200—300 *м*, представленную серыми, иногда розоватыми известняками, часто рифовыми. Приводимые в некоторых работах списки фауны, содержащие ранне- и среднедевонские виды, показательны для таких нерасчлененных толщ. Так, например, в очерке Д. И. Горжевского вместе с раннедевонским комплексом приведены и характерные эйфельские *Gypidula acutolobata* (Sand.) и *Leptaenella rhomboidalis* (Wilk.).

Континентально-вулканогенные красноцветные породы нижнего девона широко развиты по южной, восточной и северо-восточной окраи-

http://jurassic.ru/

нам Кузбасса, а также на склонах Кузнецкого Алатау, где они несогласно залегают на нижнепалеозойских породах. К этому отделу на основании находок *Psilophyton goldschmidti* Halle, *Ps. princeps* Daw. отнесены тельбесская и красногорская свиты.

В последние годы отложения с раннедевонской флорой установлены во многих участках Ануйско-Чуйского синклинория. По определениям А. Р. Ананьева, кроме вышеупомянутых псилофитов здесь присутствуют *Taeniocrada decheniana* (Goepp.) Kr. et Weyl., *Drepanophycus spinaeformis* (Goepp.). Интересно, что в верхнем течении р. Песчаной этот флористический комплекс найден совместно с морской кобленцской фауной.

Тот же фациальный тип осадков нижнего девона наблюдается в Восточном Алтае. Они выделены там под названиями: уландрыкская, онышская, караозекская и сумурлинская свиты. По возрасту эти нерасчлененные отложения относятся к раннему и среднему девону.

## СРЕДНИЙ ДЕВОН

Средний девон представлен морскими фациями на Салаире, где нижнедевонские известняки с *Karpinskia conjugula, Gypidula kayseri* (Peetz) трансгрессивно (несогласно) перекрываются известняками с эйфельской фауной. На юго-западной (Присалаирской) окраине Кузбасса средний девон расчленен М. А. Ржонсницкой более дробно (см. корреляционную таблицу). В эйфельском ярусе присалаирской окраины Кузбасса выделены салаиркинские, шандинские, мамонтовские слои, а в живетском ярусе — акарачкинские, керлегешские, сафоновские.

Для нижней половины среднего девона этого района характерно чередование тонкозернистых обломочных пород с карбонатными.

Лагунно-континентальные толщи среднего девона с растительными остатками, с пелециподами и эстериями известны в Кузнецком Алатау, в Горной Шории и на Алтае. Важнейшими растительными формами там являются: *Psilophyton princeps* Dawson, *Ps. sibiricum* Zal., *Asteroxylon sibiricum* Krysht., *Tomiphyton primaevum* Zal. Живетский ярус в лагунно-континентальной фации охарактеризован *Asmussia membranacea* Pacht., *Pseudoestheria pogrebovi* Lutk., *Aneurophyton germanicum* Kraus. et Weyl.

Эпиконтинентальные образования живетского времени распространены на северо-восточной окраине Кузбасса и в некоторых районах Горного Алтая; в верхах разреза этого типа залегают мергелистые известняки и песчано-мергелистые породы с *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Uncinulus goldfussi korovini* Khalf., *Brachyspirifer martianovi* (Stuck.), *Productella spinulicosta* Hall., *Altaeophyllum korgonicum* Ivania, *Semicoscinium delicatum* Kr. и другими.

Эффузивно-осадочные свиты среднего девона слагают значительные территории в Рудном и Горном Алтае, а также выступают в ядрах некоторых антиклинальных структур Колывань-Томской зоны. В их составе преобладают то кислые, то основные эффузивы, переслаивающиеся с осадочными породами, представленными глинистыми сланцами, песчаниками, мергелями, туфовыми образованиями и в подчиненном количестве известняками.

В Змеиногорском районе к этому фациальному типу относятся лосишинские (лосихинские) слои эйфельского яруса — наиболее распространенные в Алейском антиклинории. Эти слои, состоящие из конгломератов, песчаников, алевролитов с прослоями туфов и лав кварцевых альбитофиров, легко узнаются по характерному комплексу брахиопод:

http://jurassic.ru/

*Leptaenella rhomboidalis* (Wilk.), *Acrospirifer frequens* (Bubl.), *Uncinulus nalivkini* Bubl., *Cymostrophia patersoni* Hall. и др. Иногда в них встречаются *Leptodontella rotundata* Khalf. и другие виды лептодонтелл — группы, господствовавшей и в раннем девоне в пределах Ануйско-Чуйского синклинория. В эйфельских известняках этого района встречаются многочисленные кораллы (*Tyrganolites altaicus* Tcherepnina, *Thamnopora sibirica* Tchern., *Th. alta* Tchern., *Fasciphyllum schlüteri* Soshkina) и мшанки (*Semicoscinium račkovskii* Nekh., *S. angerlyki* Nekh., *Hemitrypa cornea* Nekh.).

В пределах Горного Алтая эффузивно-осадочный средний девон распространен во многих участках Ануйско-Чуйского синклинория. Он обладает сложным строением и меняющимся литологическим составом. Органические остатки встречаются здесь сравнительно редко, вследствие чего их расчленение возможно только до яруса (и то с большим трудом и далеко не всегда). Эйфельский ярус в Горном Алтае во многих местах четко отделяется перерывами как от подстилающих, так и от вышележащих толщ. Литологический состав эйфельских пород очень разнообразен, чем и обусловлено выделение большого числа местных свит (например, онгудайская, аксайская, таштыпская, куратинская и пр.).

В составе фауны здесь установлены: *Acrospirifer frequens* (Bubl.), *Gypidula acutolobata* (Sand.), *G. biplicata* (Schnur.), *Thamnopora proba* Dubat., *Stenophyllum sibiricum* (Bubl.).

Отложения живетского яруса по сравнению с эйфельскими беднее эффузивами и их туфами.

Местами породы живетского яруса в Горном Алтае, например себыстейская свита (Э. Н. Янов, 1959 г.), имеют пестроцветный облик и сходны с породами, развитыми на восточных окраинах Кузбасса, в Кузнецком Алатау и в Горной Шории.

Вообще на Алтае пока не известны такие разрезы, где были бы представлены толщи с фаунами всех горизонтов эйфельского и живетского ярусов.

В Колывань-Томской складчатой зоне разрез девона начинается эффузивно-осадочными образованиями, которые выступают на р. Буготаке, на р. Томи близ д. Митрофановой и на водоразделе рр. Томь—Яя вблизи сел Ивановка и Подломское. Возраст их — средний девон.

## ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Верхний девон в пределах Саяно-Алтайской области представлен отложениями разных фациальных типов. Доминируют морские фации. Наиболее полный разрез терригенных и карбонатных пород с морской фауной наблюдается по северо-западной окраине Кузнецкого бассейна, где в основании верхнего девона залегают слои с *Anathyris sibirica* Khalf., *A. trapezoidalis* Peetz., *Atrypa waterlooensis* Webster. Хорошие разрезы верхнего девона обнажает р. Томь на правом берегу между д. Саламатовой и г. Юргой.

Красноцветные песчано-алевритовые отложения верхнего девона прослеживаются в юго-восточном Алтае, в Горной Шории, в Кузнецком Алатау. Для этих отложений характерны археоптерисы и позднедевонские лепидофиты.

Нижняя половина верхнего девона в прибрежноморских фациях охарактеризована маркирующим фаленовым фаунистическим комплексом с *Anathyris phalaena* (Phill.), *Cyrtospirifer achmet* (Nal.), *C. tenticulum* (Vern.), *Gürichella zickzack* (Roem.), *Lamellispirifer ales* Khalf. и другими. Местами имеются кораллы: *Macgaea multizonata*

http://jurassic.ru/

(C. Reed), *Prismatophyllum, Phillipsastraea, Pachyfavosites, Megaphyllum.* Отложения с фаленовой фауной известны в Ануйско-Чуйском и Уйменско-Лебедском синклинориях Горного Алтая, в Колывань-Томской складчатой зоне, в Кузнецком Алатау и в Горной Шории. В Рудном Алтае и на Салаире отложения с фаленовой фауной отсутствуют.

В Рудном Алтае в составе франских осадков, как и в среднем девоне, решающую роль продолжают играть кислые, реже основные эффузивы и рифовые розово-белые и красные известняки, содержащие кубоидную фауну. Того же эффузивно-осадочного состава отложения франского возраста известны в центральных частях алтайских прогибов: Ануйско-Чуйского (верхнекуратинская свита) и Уйменско-Лебедского (тарболинская и угульская свиты). В продолжение среднего и позднего девона происходила довольно интенсивная эффузивная деятельность, очаги которой были рассеяны в районе развития мелководного моря.

Верхи франского яруса охарактеризованы отложениями со своеобразной *Anathyris monstrum* Khalf., от которой получил название монстровый горизонт северо-восточной окраины Кузбасса.

Фаменское время характеризуется в Алтае-Саянской области резким сокращением морских бассейнов и замиранием эффузивной деятельности. Лучшие разрезы фаменского яруса с морской фауной известны на северо-восточной окраине Кузнецкого бассейна (в районе с. Жарковского) и по северо-западной его окраине — по р. Томи между д. Саламатовой и г. Юргой, у ж.-д. ст. Тутальской. Руководящее значение имеют *Plicatifera praelonga* (Sow.), *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *C. archiaci* (Murch.).

Толщи с фаменской фауной ближе к Кузбассу имеют красноцветный облик, к западу же от него, на правобережье р. Томи и далее в пределах Новосибирской области, в верхах девона широко распространены сероцветные сланцевые толщи. Выше в литологически близких породах содержится раннекарбоновая (этренская) фауна: *Spirifer tornacensis* Kon., *Plicatifera mugodjarica* Nachimson, *Productus semireticulatus* Mart.

Континентальные фаменские отложения, содержащие археоптерисовую флору, известны в юго-восточной части Алтая (у границы с Монголией) и по восточной окраине Кузбасса.

К морским относительно глубоководным фациям девона относятся крековские и мочегинские слои жединского века на Салаире и их вероятные возрастные аналоги в Ануйско-Чуйском синклинории; в кобленцском веке этими фациями были представлены малобачатские (надкрековские) слои Кузбасса, хвощевская и обуховская свиты Салаира. В эйфельском веке отложениями морских фаций были сложены салаиркинские и шандинские слои, павловская и выдрихинская свиты на Салаире. В позднем девоне эта фация была характерна для пачинской, чингисской и спиринской свит, частично для мамоновской серии. К этому же типу близки отложения юргинской свиты фаменского века.

Отложения мелководных морских (эпиконтинентальных) фаций, изредка переслаивающиеся с туфовыми образованиями, характеризуют барагашскую свиту кобленцского возраста и многочисленные свиты среднего девона: соловьихинскую, верхнюю часть мурзинской, павловскую, надвыдрихинскую, мамонтовские слои эйфельского века. В живетских отложениях к мелководной фации можно отнести лебедянские и чиелевые слои, индоспириферовые и хаскотирисовые горизонты, а также среднекуратинскую (карагемская, юстыдская, вторая свита куратинской формации), аккемскую, бейскую, ташантинскую, себыстейскую, акимовскую свиты. Особенно много стратиграфических подразде-

http://jurassic.ru/

лений с отложениями подобного фациального типа известно в верхнем девоне; в разных регионах были выделены: слои — зарубинские, аскольдовские, стрельнинские, пожарищевские, терехинские, курлякские, глубокинские, соломинские, кельбесские, пещеркинские и свиты — алейская, каменская, снегиревская, николаевская, гериховская, черемшанская, богучинская, барбургазинская. Прочно вошедшие в литературу и переименованные конференцией 1956 г. монстровый и прелонгусовый горизонты верхнего девона северо-восточной окраины Кузбасса принадлежат к этому же фациальному типу.

Лагунными и прибрежно-континентальными фациями сложены каракудюрская и уландрыкская свиты нижнего девона, дмитриевско-перебойская толща эйфеля, барзасская свита, акарачкинские и керлегешские слои живетского яруса. В разрезах верхнего девона континентальными фациями сложены свиты красноозерская, подонинская, подподонинская, богутинская, яйская.

Весьма многочисленны вулканогенные и вулканогенно-осадочные свиты (чаще с преобладанием эффузивных пачек). Здесь следует назвать красногорскую и тельбесскую свиты нижнего девона; низовскую, митрофановскую, буготакскую, нижнекуратинскую, куратинскую, коргонскую, аксайскую, таштыпскую, саржематинскую, онгудайскую, туэктинскую, таловскую, черепановскую, лосихинскую (лосишинские слои), березовскую, шипуновскую и антроповскую свиты среднего девона. Бедные эффузивным материалом соболевскую и сафоновскую свиты на Салаире, возможно, следует относить к иной прибрежно-мелководной фации. В верхнем девоне осадочно-эффузивными свитами являются верхнекуратинская, угульская, тарболинская (уйменская), пихтовская и бичиктубомская.

Палеонтологические материалы из верхних и нижних горизонтов девона в различных районах Кузнецко-Алтайской области не равноценны. Нижняя граница отложений девонской системы здесь во многих районах тектоническая и достаточно четкая, за исключением Салаирского кряжа, где отлагались морские толщи как в раннем девоне, так и в додевонское (верхнелудловское) время. Положение границы между силуром и девоном является дискуссионным не только на Салаире (юго-западная окраина Кузбасса), но и во всех местах, где наблюдаются непрерывные морские разрезы этих отложений. Известняки жединского яруса содержат фауну смешанного типа (позднесилурийские и раннедевонские виды). Межведомственное совещание по унификации стратиграфических схем для Сибири постановило в 1956 г. относить к нижнему девону крековские слои, а нижележащие томскозаводские считать верхнесилурийскими *.

В Кузнецко-Алтайской области почти повсеместно наблюдается непрерывный переход от девона к карбону и даже выделяются слои со смешанной девоно-карбоновой фауной, которые сопоставляются с этренскими слоями. Описания этих переходных отложений, носящих название абышевской зоны (Кузбасс), приведены в главе «Каменноугольная система».

В других местах, например на Алтае, констатированы местные перерывы (?) на границе девона и карбона **.

Крупнейшим событием девонского времени является заложение на территории Рудного Алтая и Калбы Зайсанской геосинклинали,

---

* То же положение этой границы утверждено стратиграфическим комитетом в 1960 г. (*Ред.*)

** Несогласия и перерывы наблюдаются не столько в основании нижнего карбона, сколько в средней части верхнего девона, под фаменскими отложениями. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

которая определила дальнейшее геологическое развитие этой части Алтае-Кузнецкой области. На северо-востоке, вдали от Зайсанской геосинклинали, раньше, чем на других территориях, началась вулканическая деятельность. Нижне- и среднедевонские отложения в Кузнецком Алатау и Горной Шории представлены эффузивно-осадочными красноцветными — тельбесской (красногорской), антроповской и абрамовской свитами. На юго-западе отлагались в основном сероцветные толщи. На большей части территории Алтае-Кузнецкой области существовали морские условия, но не одновременно. Например, раннедевонское море с его островами, по-видимому, не доходило до Колывань-Томской зоны, а в Салаире морской режим господствовал почти все время (с некоторым перерывом во франском веке). Территория Алтая была островной страной. Максимума морская трансгрессия достигла в позднедевонское время в Колывань-Томской зоне.

Девонский вулканизм, начавшийся в Кузнецко-Алтайской области в конце раннего девона, достиг максимального напряжения в среднедевонскую эпоху, когда продукты мощной и длительной вулканической деятельности местами почти подавляли нормальное осадконакопление, в результате чего во многих разрезах свиты нацело сложены эффузивами. Проявления этого вулканизма широко известны почти во всех структурно-фациальных зонах западной части Алтае-Саянской области, за исключением Салаира, где он был выражен слабо. Небольшие пачки эффузивных пород (авгитовые и диабазовые порфириты, кератофиры и их туфы) по восточной окраине Салаирского кряжа известны только в живетских осадках и отсутствуют в других стратиграфических подразделениях девонских отложений этого региона.

На Алтае эффузивная деятельность проявлялась неравномерно на разных участках и в разные отрезки времени, имея то наземный, то подводный характер. В среднем и позднем девоне эффузивам подчинены субвулканические интрузии и дайки диабазов. Особенностью девонского вулканизма на Алтае является преобладание кислых эффузивов над основными; только на востоке в Уйменско-Лебедском синклинории доминируют более основные эффузивы. Вулканическая деятельность в Горном Алтае прекратилась к концу позднего девона: здесь известна только одна содержащая эффузивы нижнефаменская бичиктубомская свита. В Рудном Алтае в это время туфы продолжали играть господствующую роль в сложении эффузивно-осадочных толщ (пихтовская свита).

В Колывань-Томской зоне известны девонские кислые эффузивы — альбитофиры, кварцевые альбитофиры и фельзитовые порфиры, слагающие буготакскую и митрофановскую свиты.

По окраинам Кузнецкого бассейна широко распространены эффузивы, аналогичные по составу эффузивам Салаира, Колывань-Томской зоны, Кузнецкого Алатау и Горной Шории. В двух последних регионах продукты вулканической деятельности выражены наиболее ярко в нижнем и среднем девоне, в составе тельбесской (красногорской), антроповской и абрамовской свит.

В Алтае-Саянской складчатой области установлена тесная пространственная связь среднедевонских эффузивных пород с небольшими интрузиями гранит-порфиров и граносиенит-порфиров. Гранитоиды пользуются значительным распространением; меньше распространены габбро и габброидные породы.

Тектонические движения, происшедшие в течение среднего девона и вызванные ими магматические интрузивные проявления, М. А. Усов (1936 г.) выделил в особый тельбесский цикл.

http://jurassic.ru/

# КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

## *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

Каменноугольные отложения широко, но неравномерно развиты в северо-западной части Алтае-Саянской горной области. Они известны здесь в районах Кузнецкого и Горловского бассейнов, в Колывань-Томской складчатой зоне и на Алтае; слабее представлены на Салаире; в пределах остальных районов горной части Западной Сибири почти отсутствуют. Разрезы их довольно однотипны. Отложения нижней части нижнего карбона (турнейские и нижневизейские) представлены морскими толщами. Выше залегают терригенные угленосные отложения, накопление которых началось в конце раннего карбона и продолжалось до конца этого периода. Наиболее полно представлены и лучше изучены эти отложения в Кузнецком бассейне, разрез которого и может быть взят за основу при описании стратиграфии отложений карбона Западной Сибири. Низы разреза хорошо охарактеризованы морской фауной (турнейские и визейские фауны). Возраст угленосной толщи устанавливается с известным трудом, так как она лишена типичных для европейского карбона форм; сама граница каменноугольных и пермских отложений является здесь условной.

В Кузбассе в настоящее время установлена следующая последовательность каменноугольных слоев: морские турнейские и нижневизейские отложения, острогская свита (условно намюрские отложения), нижнебалахонская свита (средний и верхний карбон). Вышележащие свиты угленосных отложений (верхнебалахонскую, кузнецкую, ильинскую и ерунаковскую) теперь принято относить к перми.

Весьма близок к Кузбасскому разрез каменноугольных отложений Горловского бассейна. Отличием от разреза Кузнецкого бассейна (наиболее близок к нему разрез Присалаирской окраины бассейна) является бóльшая мощность угленосной толщи. Аналогичный разрез имеет Ельцовское месторождение, расположенное в правобережье р. Оби в Ордынском районе. В Приобье известны морские фауны не только турнейского и ранневизейского возраста, но также намюрские (острогского типа) и более молодые. В отдельных синклинальных структурах морские каменноугольные толщи с небольшой угленасыщенностью прослежены на север до района г. Томска. При этом широко развиты здесь лишь нижнекаменноугольные отложения (темно-серые шиферные сланцы); более молодые толщи сохраняются достаточно редко.

До последнего времени считалось, что каменноугольные отложения являются на Салаире редкостью. Первая находка нижнекаменноугольной фауны была сделана здесь А. А. Зенковой и А. Л. Матвеевской лишь в 1937 г. Позднее было доказано более широкое развитие на Салаире не только турнейских отложений с фауной (Фомичев и Алексеева, 1961), но и, по-видимому, низов визейских. Верхнепалеозойская угленосная толща на Салаире не известна. Литологически разрез близок к разрезу шиферных сланцев Приобья.

Доказано наличие палеонтологически охарактеризованных каменноугольных отложений и в пределах Горного Алтая. Еще недавно считалось, что они развиты здесь только в районе Чуйского тракта (Курайская степь) и представлены лишь угленосной толщей с пластами угля и растительными остатками (определения В. А. Хахлова). Теперь доказано широкое развитие их в более юго-восточной части Алтая, по притокам рр. Башкауса и Чулышмана, а также восточнее Телецкого озера. Установлены они и в Усть-Коксинском районе. Обнаружена нижнекаменноугольная морская турнейская фауна и в северной части Гор-

http://jurassic.ru/

ного Алтая — в районе с. Ажинки на р. Бии (определения В. А. Желтоногова) и у д. Черемшанки (определения Р. Т. Грацианової).

Нижнекаменноугольные известняки с позднетурнейской фауной обнаружены у д. Курьи (северо-западная окраина Алтая), у с. Золотухи, где скважинами вскрыта малоульбинская угленосная свита (средний карбон).

Следует также упомянуть, что восточнее Кузбасса, по окраине Кузнецкого Алатау и в Горной Шории, в небольших выходах известны морские турнейские отложения и вышележащие угленосные (красноцветные, возможно, пермские) отложения.

### *КУЗНЕЦКИЙ БАССЕЙН*

#### ДОУГЛЕНОСНЫЙ КАРБОН

Первое упоминание о нахождении в Кузбассе каменноугольных известняков встречается у Н. Соколовского (1835 г., рр. Осипова и Тайдон). Позже о них упоминают А. Айдаров (1836 г.) и П. Чихачев (1845 г.). Г. Щуровский (1845 г.) указал, что тут представлен лишь нижний горный известняк; список нижнекаменноугольной фауны из Бачатско-Гурьевского района привел Н. Нестеровский (1895 г.). Фауны из Кузбасса определяли в то время Е. Вернейль, Г. Шифер, В. И. Меллер, Ф. Н. Чернышев. А. Н. Державин во время своих многолетних работ (1889—1896 гг.) показал, что нижний карбон по всей периферии Кузбасса оконтуривает угленосные отложения и по данным Ф. Н. Чернышева все развитые здесь нижнекаменноугольные отложения отнес к турнейскому ярусу.

Не менее успешными были работы геологов б. Кабинета В. К. Поленова (1897 г.), А. А. Иностранцева (1898 г.), П. Н. Венюкова (1896 г.), Г. Г. Петца (1896 г.), И. П. Толмачева (1909 г.) и др. Всю собранную ими нижнекаменноугольную фауну монографически обработал И. П. Толмачев (1924 г. и 1931 г.), подтвердивший турнейский ее возраст. Результаты работ, выполненных геологами группы Л. И. Лутугина (Геолком), были опубликованы Н. И. Бутовым и В. И. Яворским (1922, 1927 гг.). При этом относительно полнее других был изучен разрез в Кемеровском районе бассейна. В. Д. Фомичев (1931, 1932, 1935, 1940 гг.) при детальных работах в этом районе впервые составил полную колонку этих отложений и указал, что в мозжухинском известняке появляются первые представители рода *Lithostrotion*, в силу чего этот известняк и вышележащую часть разреза морского нижнего карбона следует считать нижневизейскими; верхи визе (с *Gigantoproductus giganteus* Martin.) в морских фациях Кузбасса не известны. В. Д. Фомичевым были выделены следующие горизонты нижнекаменноугольных известняков (снизу вверх): нижний (топкинский), балахонский (денисовский), мозжухинский и верхотомский, разделенные терригенными породами. А. П. Ротай (1938, 1940 гг.) дал по фауне зональное расчленение нижнекаменноугольного разреза Кузбасса, выделив в турнейской части его три зоны (абышевскую, тайдонскую и фоминскую), а в визейской — две (подъяковскую и верхотомскую). Монографически были описаны сборы фауны, произведенные П. И. Бутовым и В. И. Яворским: мшанок описал В. П. Нехорошев (1924 г.), рыб — А. В. Хабаков (1928 г.), ругоз — В. Д. Фомичев (1931 г.). В. П. Нехорошев также подчеркнул наличие нижневизейских форм в Кузбассе.

В 1952—1956 гг. к изучению стратиграфии и фауны нижнего карбона Кузбасса приступили Нефтяной институт (ВНИГРИ) и Палеонтологический институт АН СССР. Закончены работы по изучению фора-

http://jurassic.ru/

минифер (Н. С. Лебедева, 1954 г.; С. В. Максимова и Л. Ф. Ростовцева, 1956 г.) и мшанок (В. Б. Тризна, 1958 г.). Находятся в монографической обработке ругозы (Т. А. Добролюбова), брахиоподы (Т. Г. Сарычева и А. Н. Сокольская).

Стратиграфию и физические свойства пород разреза нижнего карбона в связи с нефтеносностью его изучали в 1950 г. В. Д. Фомичев (ВСЕГЕИ), а затем (более систематически) — группа геологов СНИИГГИМС, возглавляемая В. С. Муромцевым (1960 г.). Разрез этих отложений изучал также геолог С. П. Микуцкий (1956 г.), расчленивший каждую из зон, выделенных А. П. Ротаем, на две подзоны.

В 1956 г. на Межведомственном совещании во ВСЕГЕИ была принята унифицированная схема для морских нижнекаменноугольных отложений Кузбасса (табл. 14), в основу которой была положена схема, предложенная А. П. Ротаем.

Таблица 14

**Унифицированная схема нижнекаменноугольных (морских) отложений Кузбасса, 1956 г.**

| | | | |
|---|---|---|---|
| Визейский ярус ($C_1^v$) | Нижневизейский подъярус ($C_1^v$) | Зона Spirifer plenus (верхотомская—$C_1^vv$) | Зеленовато-серые известковистые песчаники и аргиллиты с тонкими пачками и линзами известняков; в верхах их—редкие линзы конгломератов (в Кемеровском районе мощность 250 *м*) |
| | | Зона Petalotrypa tomiensis (подъяковская—$C_1^vpd$) | Внизу — зеленоватые песчаники и аргиллиты (в Кемерове — 95 *м*), вверху — темные глинистые известняки (мозжухинские известняки Кемеровского района — 95 *м*) |
| Турнейский ярус ($C_1^t$) | | Зона Spirifer subgrandis (фоминская — $C_1^tfm$) | Темно-серые слоистые известняки. В Кемеровском районе это верхняя часть денисовского известняка (90 *м*) |
| | | Зона Spirifer ussiensis (тайдонская —$C_1^ttd$) | Темно-серые слоистые известняки. В Кемеровском районе это нижняя часть денисовского известняка (180 *м*) |
| | | Зона Productus niger (абышевская — $C_1^tab$) | Литологически непостоянны. В Кемеровском районе в низах их залегают топкинские известняки (75 *м*), выше—кварцитовидные песчаники (130 *м*) |

В районе Кузбасса эти отложения являются в основном морскими и отличаются известным постоянством разреза по всей периферии бассейна. Они хорошо обнажены, всюду согласно налегают на красноцветные фаменские отложения, содержат мощные пачки известняков, а потому уже давно выделены, расчленены и хорошо изучены.

Верхняя граница отложений морского нижнего карбона повсеместно является границей размыва *. Повсюду в бассейне она выражена литологически отчетливо и характеризуется резкой сменой карбонатно-терригенных морских отложений нижнего визе преимущественно континентальными осадками вышележащей острогской свиты, которая по схеме 1954 г. и по унифицированной схеме 1956 г. является намюрской,

* В последнее время предостражский размыв некоторыми геологами отрицается. *(Ред.)*

http://jurassic.ru/

а по А. П. Ротаю относится уже к верхнему палеозою (к верхнему карбону или основанию перми).

Мощность морских нижнекаменноугольных отложений колеблется в Кузбассе от 600 до 1100 *м*. При этом минимальные мощности располагаются вдоль короткой оси бассейна, примерно по линии с. Бачаты—р. Нижняя Терсь. Мощность трех карбонатных зон ($C_1^t$td, $C_1^t$fm, $C_1^v$pd) по этой линии равна 250—300 *м*, а всего разреза 600—700 *м*. К северу и югу от этой линии мощности $C_1$ возрастают, достигая 870 *м* на севере, в Кемеровском районе, и 1100 *м* на юге, в Кондомском районе. Мощность известняковых зон ($C_1^t$td—$C_1^t$fm) возрастает в тех же направлениях соответственно до 470 *м* в Кемеровском и 530 *м* в Кондомском районах.

Зоны, выделенные А. П. Ротаем, с большими или меньшими изменениями своего литологического состава и палеонтологических особенностей, прослеживаются по всей территории Кузнецкого бассейна.

Деление морского нижнего карбона Кузбасса на ярусы произведено на основании палеонтологических данных и сопоставлено с ярусным делением Англо-Бельгийского каменноугольного бассейна.

### *Турнейский ярус*

Нижняя граница этих отложений проходит в основании слоев со смешанной девоно-каменноугольной фауной, отвечающих по своему стратиграфическому положению слоям «этрен» Бельгии (зона «клейстопора» Англии и горизонт «киндерхук» Северной Америки). Верхняя граница яруса проводится в кровле слоев со *Spirifer* ex gr. *cinctus* Keys. В Англо-Бельгийском бассейне (стратотип) она проходит в подошве слоев с *Productus sublaevis* Kon. и находится там внутри зоны C (Caninia — зона), точнее — внутри подзоны $C_2$. В Кузбассе граница турнейского и визейского ярусов совпадает с границей фоминской и подъяковской зон *.

Литологически нижняя граница турне выражена обычно очень отчетливо и фиксируется точно; верхняя граница в большинстве случаев несколько расплывчата, так как местами проходит внутри более или менее однообразных известняковых толщ.

Общая мощность отложений турнейского яруса меняется от 310 *м* в районе р. Нижней Терси до 630 *м* в районе р. Кондомы. В Кемеровском районе, в районе р. Ини и в Присалаирской полосе (по западной окраине бассейна) мощность яруса хорошо выдерживается, достигая 420—450 *м*.

Турнейский ярус подразделяется на три зоны.

**Абышевская зона** ($C_1^t$ ab), или зона Productus niger. Литологический состав ее в разных частях бассейна различен. В северо-западной части бассейна (у с. Топки в Кемеровском районе и по р. Ине у д. Абышевой) нижняя часть зоны сложена темно-серыми известняками мощностью 45—75 *м*, с богатой фауной. Это «нижний», или топкинский, известняк В. Д. Фомичева. Верхняя часть зоны мощностью 100—150 *м* представлена здесь толщей крепких мелкозернистых желтовато- и зеленовато-серых, отчасти кремнистых немых песчаников. Это «кварцитоподобные песчаники» В. Д. Фомичева (1940 г.).

Известняки абышевской зоны здесь залегают согласно и без видимых следов перерыва на красноцветах верхнего девона.

На юго-западной окраине бассейна Абышевская зона представлена

* Утверждение В. Б. Тризны (1959 г., стр. 22), что указанная граница принята А. П. Ротаем в этом месте исходя из позиций практического удобства, является ошибочным.

http://jurassic.ru/

толщей темных и светлых, местами почти нацело окварцованных немых известняков с красными халцедонами, переслаивающихся с зелеными и красноватыми мелкозернистыми плитчатыми песчаниками. Общая мощность толщи достигает здесь 180 *м*. Обычно она залегает на размытой поверхности порфиритовых туфов и туфогенных песчаников с линзами конгломератов; в конгломератах встречается галька нижне- и среднедевонского известняка. По возрасту эта серая вулканогенно-осадочная толща относится к живетскому веку (сафоновская свита). Таким образом, нижняя граница абышевской зоны является здесь границей размыва, и карбон залегает на девоне со стратиграфическим несогласием *.

По южной окраине бассейна к абышевской зоне, вероятно, относится верхняя часть (около 125 *м*) мощной толщи немых плитчатых зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, подстилающих здесь толщу турнейских известняков.

Почти по всей восточной окраине бассейна в составе абышевской зоны снова намечаются два горизонта: нижний, сложенный сильно глинистым комковатым немым известняком (или известковистым алевролитом с желваками известняка), и верхний, представленный зеленовато- и желтовато-серыми, часто сланцеватыми песчаниками (это фарфоровидные песчаники А. В. Тыжнова). Общая мощность зоны равна здесь 75—100 *м*. В районе р. Тайдона известняки абышевской зоны снова становятся окварцованными (с жилками красного халцедона) и отчасти оолитовыми.

На крайнем северо-востоке, в Барзасском и Анжерском районах, весь ее разрез представлен зеленовато-серыми плитчатыми песчаниками.

По восточной и северо-восточной окраинам бассейна отложения этой зоны залегают согласно на красноцветных отложениях фаменского яруса.

От нижележащих девонских толщ абышевская зона отличается смешанным составом фауны. Вместе с представителями девонских групп здесь представлены и явно каменноугольные формы. Для нее характерны (Кемеровский, Абышевский и другие районы): *Productus (Avonia) niger* Goss., *Pr. praelongus* Sow., *Pr. (Dictyoclostus) burlingtonensis* Hall (вверху), *Camarotoechia panderi* Sem. et Moell., *Spirifer julii* Dehée, *Sp.* ex gr. *verneuili* Murch.; первые *Sp. ussiensis* Tolm., *Athyris struniana* Dehée, *A. puschiana* Vern., *Endophyllum* aff. *caninoides* Gorsky, *Fistulipora foliacea* Trizna, *Tabuliporella veska* Trizna, *Nikiforovella bytchokensis* Trizna, *Lioclema coynicha* Nech.

По возрасту абышевская зона отвечает слоям этрен Бельгии.

**Тайдонская зона** ($C_1^1$td), или зона Spirifer ussiensis. Сложена толщей темно-серых слоистых известняков с богатой фауной, местами с черными кремнями, при ударе пахнущих сероводородом. В Кемеровском районе это нижняя часть денисовского (б. балахонского) известняка В. Д. Фомичева. На северо-востоке бассейна (в Барзасском и Анжеро-Судженском районах) известняки частично (в нижней части зоны) или полностью замещаются зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами. Мощность зоны меняется от 100 *м* на западе бассейна (в Бачатском районе) до 340 *м* на юге — по р. Кондоме.

* В унифицированной схеме отмечено согласное залегание их и налегание нижнего карбона на красноцветный верхний девон с морской фаменской фауной (у с. Рассолкина, с. Коурак и других). По А. Р. Ананьеву (1959 г.), южнее, в Прокопьевском районе, в красноцветном девоне имеется *Moreshetia zalesskii*, известная только из позднедевонских отложений (*Ред.*).



http://jurassic.ru/

Из фауны характерны: *Tournayella discoidea* Dain., *Endothyra glomiformis* Lip., *E. kosvensis* Lip., *E. latispiralis* Lip., *Quasiendothyra* Leb., *Q. deserta* Leb., *Zaphrentis koninckі* Edw. et H., *Z. omaliusi* Edw. et H., *Schellwienella globosa* Tolm., *Productus (Dictyoclostus) burlingtonensis* Hall, *Chonetes hardrensis* Phill., *Camarotoechia davidsoni* Tolm., *Spirifer ussiensis* Tolm., *Sp. tornacensis* Kon., *Syringothyris typa* Winch., *Fistulipora tabulosa* Nik., *F. trassa* Trizna, *Meekopora regularis* Trizna, *Dekayja ramosa* Trizna, *Stenopora* Trizna, *Tabulipora nekhoroshevi* Trizna, *Tabuliporella mosjuchensis* Trizna, *Petalotrypa tenuilignata* Trizna, *Fenestella multispinosa* Ulr., *F. serratula* Ulr., *Klaucena aculea* Trizna, *Kl. altinodata* Trizna, *Sulcoretepora tomiensis* Tolm.

Тайдонская зона отвечает зоне Zaphrentis Англо-Бельгийского бассейна.

**Фоминская зона** ($C_{1_1}$fm), или зона Spirifer subgrandis. Представлена толщей темно-серых, обычно крупнозернистых битуминозных известняков, местами плитчатых, с очень богатой (преимущественно кораллово-брахиоподовой) фауной. Мощность их от 50 *м* (в районе р. Нижней Терси) до 150 *м* (в Присалаирской полосе). Характерны наличие многочисленных желваков черного кремня, гигантизм почти всей фауны и смесь турнейских и визейских форм.

Из фауны наиболее характерны: *Endothyra tomiliensis* Gross., *E. kartzevae* Leb., *Michelinia tenuisepta* Phill., *M. megala* Tolm., *Caninia cornucopiae* Mich., *C. ussowi* Tolm., *Zaphrensis constricta* Carr., *Z. delanouei* f. *kousnetckensis* Fom., *Lithostrotion sibiricum* Gab., *L. grande* Tolm., *Schellwienella globosa* Tolm., *Orthotetes keokuk* Hall, *Chonetes papilionaceus* Phill. (редко), *Productus (Dictyoclostus) deruptus* Rom., *Pr. (Dictyoclostus) poljenovi* Tolm., *Pr. (Dictyoclostus) robustus* Tolm., *Pr. (Pustula) altaicus* Tolm., *Camarotoechia fallax* Tolm., *Spirifer subgrandis* Rot., *Sp. attenuatus* Sow., *Syringothyris altaica* Tolm., *Reticularia pseudolineata* Hall, *Athyris megala* Tolm., *Fistulipora taidonensis* Trizna, *Dekayia varionodata* Trizna, *Batostomella foeda* Trizna, *Tabulipora montifera* Ulr., *T. tersiensis* Trizna, *Lioclema rojkiensis* Trizna, *Petalotrypa crustosa* Trizna, *Fenestella serratula* Ulr., *F. multispinosa* Ulr., *F. rudis* Ulr., *F. tenax* Ulr., *Hemitrypa proutana* Ulr., *Polypora biseriata* Ulr., *P. spininodata* Ulr., *Rhombopora binodata* Trizna, *Rh. simplex* Trizna, *Meekopora approximata* Ulr.

Характерно весьма значительное обновление фауны фоминской зоны по сравнению с тайдонской, хотя многие формы являются для них общими. По стратиграфическому положению и фауне фоминская зона отвечает верхнетурнейским слоям Западной Европы, а именно подзоне $C_1$ и нижней части подзоны $C_2$ Caninia-зоны Англо-Бельгийского бассейна *.

### *Визейский ярус*

Объем и границы этого яруса, принятые нами для Кузбасса, те же, что и в стратотипическом Англо-Бельгийском бассейне.

В Кузбассе представлена, однако, только нижняя часть визейского яруса, отвечающая верхам Caninia-зоны и Seminula-зоне. Более высокие горизонты этого яруса, отвечающие зоне Dibunophyllum, а также намюрский ярус в разрезе морского нижнего карбона, в Кузбассе отсутствуют.

* Наличие у пос. Фоминского (Ройки) первых представителей рода *Lithostrotion* и ранневизейских мшанок указывает на то, что во всяком случае верхи этой зоны отвечают самым низам визейского яруса (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

О нижней границе визейского яруса сказано выше. Верхняя его граница совпадает с эрозионной поверхностью стратиграфического несогласия, проходящего в основании острогской свиты, которой начинается вышележащая угленосная серия Кузбасса.

Верхняя граница морского нижнего карбона выражена четко и фиксируется по смене обычно известковистых и богатых глауконитом зеленовато-серых пород резко отличными от них породами острогской свиты. Резкость этой границы подчеркивается тем, что в основании разреза острогской свиты часто залегает слой или линзы конгломерата.

Углового несогласия между морским карбоном и острогской свитой нет *. Минимальная мощность визейских отложений (как и турнейских) располагается вдоль короткой, почти широтно ориентированной оси бассейна (р. Нижняя Терсь — с. Бачаты). Она достигает здесь 250—300 *м*. К северу и к югу отсюда мощность увеличивается, достигая на юге в районе р. Кондомы 590 *м*, а на севере, в Кемеровском районе — 410 *м*.

Визейские отложения подразделены на две зоны — подъяковскую и верхотомскую.

**Подъяковская зона** ($C_1^v$pd), или зона Petalotrypa tomiensis. В стратотипическом разрезе Кемеровского района верхняя половина этой зоны сложена грязно-серыми сильно глинистыми мшанковыми известняками. Это мозжухинский известняк В. Д. Фомичева, мощностью 85 *м*. Нижняя половина подъяковской зоны мощностью 70 *м* представлена здесь толщей зеленых туфогенных песчаников и аргиллитов, налегающих на денисовские известняки (рис. 26).

По северо-восточной окраине бассейна (Барзасский и Анжерский районы) значительная часть верхних мозжухинских известняков замещается алевролитами и песчаниками.

На остальной территории Кузбасса, по представлениям А. П. Ротая, наоборот, весь разрез подъяковской зоны представлен известняками, т. е. песчаники нижней половины этой зоны (подмозжухинские) по направлению на юг замещаются известняками. В отношении корреляции этих разрезов со стратотипом существует, однако, и другая точка зрения: Т. Г. Сарычева и А. Н. Сокольская считают, что подъяковской зоне в западных и южных районах бассейна отвечают не верхи сплошной известняковой толщи, как это принимает А. П. Ротай, а нижняя часть вышележащей терригенной толщи, которая А. П. Ротаем целиком сопоставляется с верхотомской зоной.

Указанный вариант корреляции разрезов, предложенный Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской, базируется на предположении, что нижняя половина подъяковской зоны повсюду в Кузбассе сложена толщей зеленых туфогенных песчаников, как это имеет место в Кемеровском районе. Другими словами, толщи зеленых туфогенных песчаников во всех разрезах они относят к подъяковской зоне и считают, что мозжухинские известняки местами замещаются песчаниками. Вообще это вполне логично, и возможно, что они окажутся правы. Если туфогенная толща была в разрезе всего одна, как это считают Т. Г. Сарычева и А. Н. Сокольская, то вариант корреляции разрезов, предлагаемый ими, был бы наиболее вероятным. Однако туфогенные горизонты есть и в составе верхотомской зоны.

* На северо-восточной окраине бассейна (у пос. Ермаковского) острогская свита налегает на разные горизонты визейских отложений, местами на низы мозжухинских известняков. На западе, у с. Завьялова визейские отложения и фоминская зона турнейского яруса отсутствуют (перерыв). Нет здесь также острогской свиты и низов мазуровской подсвиты нижнебалахонской свиты *(Ред.)*.



http://jurassic.ru/

Мощность зоны колеблется от 45 *м* в районе р. Нижней Терси до 160 *м* в Кемеровском районе. На западе (в Присалаирской полосе) она достигает 60 *м*, на юге (в районе р. Кондомы) — 90 *м*.

Характерны следующие подъяковские формы: *Endotrypa globula* Eichw., *E. paula* Viss., *E. ischimica* Raus., *Tetrataxis media* Viss.,

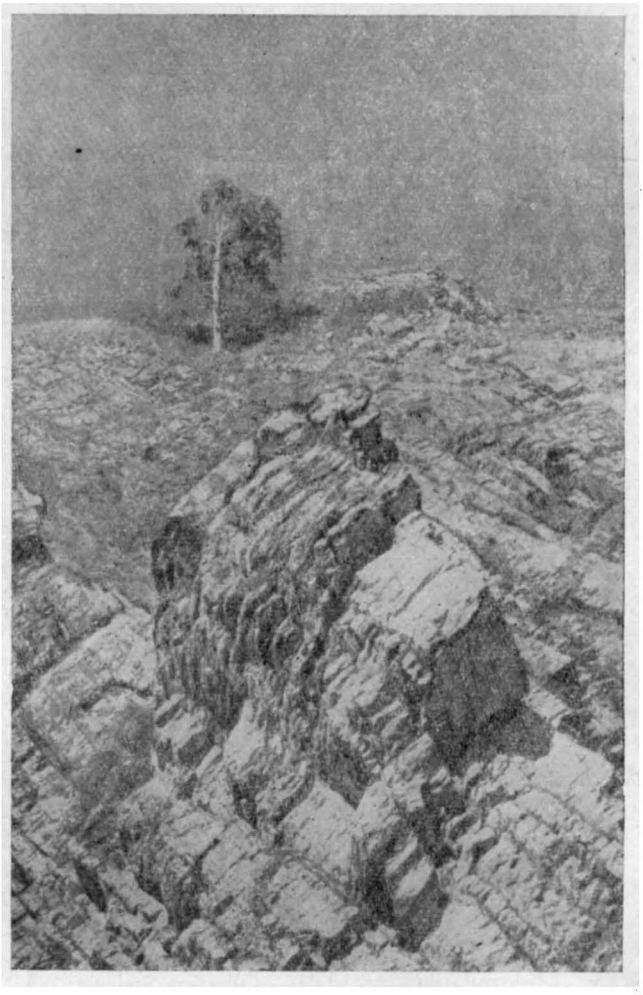


Рис. 26. Нижнекаменноугольные отложения ($C_1$ визе) на правом берегу р. Томи, ниже с. Верхотомское (фото И. С. Соломатина)

*Lithostrotion irregulare* var. *balachonkaensis* Fom., *L. affine* Edw. et H., *Caninia ussowi* Gab., *Michelinia megastoma* Phill., *Chonetes dalmanianus* Kon., *Ch. magnus* Rot., *Ch. papilionaceus* Phill., *Productus (Dictyoclostus) robustus* Tolm., *Pr. (Dictyoclostus) deruptus* Rom., *Pr. (Dictyoclostus) recurvatus* Tolm., *Pr. (Pustula) pilosus* Thom., *Pr. (Pustula) punctatus* Mart., *Pr. (Pustula) minimus* Tolm., *Pr. (Pustula) batschaticus* Tolm., *Camarotoechia fallax* Peetz, *Spirifer subgrandis* var. *latissimus* Rot. (in lit.), *Sp. striatus* Mart., sp. *tolmatschewi* Rot., *Syringothyris texta* Hall, *Fistulipora prolifica* Ulr., *Batostomella vaskovoensis* Trizna, *Stenopora angularis* Ulr., *Tabuli-*

http://jurassic.ru/

*pora novellastra* Trizna, *Petalotrypa tomiensis* Trizna, *Fenestella rudis* Ulr., *F. tenax* Ulr., *F. serratula* Ulr., *F. multispinosa* Ulr., *Hemitrypa proutana* Ulr., *Polypora biseriata* Ulr., *P. spininodata* Ulr., *Meekopora* sp.

Стратиграфически подъяковская зона соответствует верхам подзоны $C_2$ Caninia-зоны и подзоне $C_1$ Seminula-зоны Англо-Бельгийского бассейна.

**Верхотомская зона** ($C_1^v v$), или зона Pseudosyrinx plenus. Толща зеленовато-серых, обычно известковистых мелкозернистых, часто плитчатых песчаников с линзами немых сливных известняков и песчаных известняков-ракушников с толстостенными брахиоподами и мшанками. Местами песчаники переслаиваются с алевролитами и аргиллитами. Наряду с фауной, приуроченной к прослоям известняка, здесь иногда встречаются растительные остатки (в песчаниках).

Мощность верхотомской зоны от 200—250 *м*, в средних и северных районах бассейна (Присалаирская полоса, р. Нижняя Терсь, Кемеровский район) до 500 *м* на юге (район р. Кондомы).

Из фауны наиболее характерны: *Chonetes magnus* Rot., *Ch. papilionaceus* Phill., *Productus (Dictyoclostus) robustus* Tolm., *Pr. (Dyctyoclostus) irsuensis* Serg., *Pr. (Echinoconchus) punctatus* Mart., *Welleria sibirica* Rot., *Pseudosyrinx plenus* (Hall), *Spirifer (Brachithyris) suborbicularis* Hall, *Sp. striatus* Mart., *Eridopora macrostoma* Ulr., *Meekopora approximata* Ulr., *Tabulipora verchotomica* Trizna, *Lioclema semetra* Trizna, *Fenestella rudis* Ulr., *F. tenax* Ulr., *F. multispinosa* Ulr., *F. serratula* Ulr., *Polypora biseriata* Ulr., *P. spininodata* Ulr., *Nematopora kusbassensis* Trizna.

По возрасту верхотомская зона отвечает нижней части визейского яруса и соответствует верхам подзоны $C_1$ и большей части подзоны $C_2$ Seminula-зоны Англо-Бельгийского бассейна.

Выше верхотомской зоны залегает острогская свита угленосной верхнепалеозойской серии Кузбасса *.

До самых предгорий Салаира, Кузнецкого Алатау и других горных сооружений, ограничивающих ныне Кузнецкий бассейн, значительных фациальных изменений в составе нижнекаменноугольных пород, в частности известняков, не чувствуется **. Это говорит за то, что указанные горные сооружения являются образованиями более молодыми, что в раннем карбоне территория бассейна и его окраин перекрывалась водами единого обширного морского бассейна.

Значительных тектонических движений и складчатости на площади Кузнецкого бассейна и смежных с ним территорий в течение турнейского и ранневизейского времени не было, о чем свидетельствует отсутствие тектонических несогласий на границах отложений этого времени с подстилающими и покрывающими их толщами, а также отсутствие перерывов в накоплении осадков самого нижнего карбона: Явно намечаются,

* Большинство геологов относит острогскую свиту к намюру, т. е. к нижнему карбону. Против этого говорит не только состав встреченных в острогской свите и изученных автором брахиопод, но и богатый спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого иногда около 40% составляют хвойные, которые в раннем карбоне нигде не известны. В ходе эволюции органического мира они проявляются лишь в позднем карбоне. Более того, палеофитологи подчеркивают генетическую близость и преемственность флоры острогской и нижнебалахонской свит, которая не имеет с ранним карбоном ничего общего.

** По р. Золотому Китату у пос. Черное Озеро (северо-западная окраина Кузнецкого Алатау) мощность отложений морского нижнего карбона, в том числе и денисовских известняков, сильно сокращена. В предгориях Салаира низы этих отложений также имеют сокращенную мощность. Западнее Кузбасса описанные выше отложения $C_1$ фациально переходят в морские же черные и сизые сланцы, широко там развитые (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

однако, проявления медленных эпейрогенических движений. Поднятие в конце девона местами привело к регрессии моря и частичному размыву более древних слоев. В начале карбона поднятие сменилось медленным опусканием всей площади бассейна и вся она снова была захвачена морем. Это опускание продолжалось до конца фоминского времени. С начала подъяковского времени началось новое медленное поднятие всей территории бассейна, которое к концу верхотомского времени привело к регрессии моря и началу накопления лагунных и пресноводных отложений.

## УГЛЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

### *История изучения*

В Кузбассе эти отложения представлены мощными однообразными терригенными толщами с пластами угля. Морская фауна встречается в них в ограниченном количестве (в низах отложений). Более обильны пресноводные и солоноватоводные пелециподы, остракоды, остатки насекомых и особенно отпечатки листьев, древесины и споры ископаемых растений.

Первая попытка подразделения угленосной толщи Кузбасса была предпринята П. Генгроссом (1835 г.). В последующие годы ее изучали Г. Р. Гепперт, П. Чихачев (1845 г.), О. Б. Гейниц (1871 г.), И. Шмальгаузен (1879, 1881, 1883 гг.), О. Фейстмантель (1880 г.), Д. П. Богданов (1883 г.) и другие. Часть исследователей высказывались за палеозойский возраст, другие считали ее юрской. С. Космовский (Kosmovsky, 1891 г.) впервые отметил, что флора Кузбасса сборная, близка к гондванской и охватывает период от пермо-карбона до юры. А. Н. Державин (1896 г.) оконтурил и показал на карте весь бассейн, отнес угленосную толщу к карбону и подразделил ее на две части: нижнюю — песчано-сланцевую с углями и верхнюю — песчаную без углей.

Геологи б. Кабинета (А. Н. Державин, 1898 г.; Б. К. Поленов, 1897 г.; П. Н. Венюков, 1896 г.; И. П. Толмачев, 1909 г. и другие) для большей части бассейна (без его северо-востока) составили геологическую карту в масштабе 1 : 420 000. Северную и северо-восточную части Кузбасса в это время изучали геологи, работавшие вдоль линии Сибирской железной дороги.

Более подробное изучение Кузбасса начала в 1914 г. группа геологов Геолкома, работавшая под руководством Л. И. Лутугина. Угленосная толща была расчленена ими на семь свит ($H_1$—$H_7$). Они считали, что свиты $H_1$ (балахонская), $H_3$—$H_4$ (подкемеровская и кемеровская) и $H_7$ (конгломератовая) являются продуктивными (содержат пласты угля), а свиты $H_2$ (безугольная) и $H_5$—$H_6$ (надкемеровская и красноярская) лишены рабочих углей. Большинство свит ($H_1$, $H_3$, $H_4$, $H_5$, $H_6$) были установлены у Кемеровского рудника, в северной половине бассейна, где были изучены большие обнажения по берегу р. Томи. Только безугольная ($H_2$) и конгломератовая ($H_7$) свиты имеют стратотипы в южной части бассейна: по р. Томи у г. Новокузнецка — для свиты $H_2$ и выше устья р. Абашевой — для свиты $H_7$. Участники этих работ В. И. Яворский и П. И. Бутов закончили в 1925 г. составление геологической карты бассейна, а в 1927 г. подытожили работы лутугинской группы геологов. В монографии (1927 г.) ими были подробно описаны отмеченные выше свиты, указано их распространение, протянуты углесодержащие и безугольные свиты (или группы свит) в пределах всего бассейна. Нижние свиты они отнесли к карбону, верхние — к перми. Считалось, что свиты $H_6$ и $H_7$ несогласно залегают на нижележащих.

http://jurassic.ru/

Ископаемые растительные остатки, установленные в угленосной толще геологами б. Кабинета и геологами группы Л. И. Лутугина обработал М. Д. Залесский (1918 г.). Все угленосные отложения бассейна он отнес к перми.

М. К. Ельяшевич (1922 г.), работавший одновременно с М. Д. Залесским, доказывал наличие юрских отложений в Кузбассе. Это утверждение было поддержано В. А. Обручевым в его сводных работах по геологии Сибири (Obrutschew, 1926 г. и Обручев, 1927 г.). Уже в 1926 г. он указал, что время отложения угленосных осадков Кузбасса охватывает средний и поздний карбон, раннюю пермь и юру.

А. Н. Криштофович (1927 г.) отметил, что в Кузбассе имеются «штуфы, густо покрытые исключительно юрского типа флорой».

Фауну из угленосной толщи изучали В. П. Амалицкий, Р. Джонс (Jones, 1901 г.), А. А. Стоянов (Stoyanow, 1923 г.), М. Э. Янишевский (1928 г.), A. S. Woodward, А. В. Хабаков (1927 г.).

Дискуссии о возрасте угленосной толщи многие годы продолжались как среди палеофитологов, так и между палеофитологами и палеонтологами.

В 1925 г. в Кузбассе приступили к детальной геологической съемке. По данным этих работ В. Д. Фомичевым (1929) была опубликована статья о том, что в Кузбассе имеются только две верхнепалеозойские свиты с каменными углями рабочей мощности (балахонская и кольчугинская); разделены они безугольной свитой.

В. Д. Фомичев (1930, 1931 гг.) разделил в Кемеровском районе отложения балахонской свиты на пять подсвит (или толщ) снизу вверх: мазуровскую, алыкаевскую, промежуточную, ишановскую и ягуновскую.

М. Ф. Нейбург (1931, 1933, 1934, 1936, 1938, 1940 гг.) изучала листовую флору, составила сводные списки форм ее для отдельных свит и наметила возраст последних.

М. Д. Залесский (1930, 1931, 1934; Zalessky, 1932, 1933, 1934, 1936, 1937) частично с Е. Ф. Чирковой (1931, 1937; Zalessky M. and Tschirkowa E., 1935, 1937) описал новые сборы ископаемых растений и составил сводные их списки. При этом непродуктивные низы балахонской свиты он считал ранним карбоном ($C_1$), продуктивную часть балахонской свиты отнес к ранней перми, безугольную и кольчугинскую свиты — к поздней перми.

Особо выделяется стратиграфическая схема, разрабатывавшаяся в течение ряда лет В. А. Хахловым (1932, 1933, 1934, 1935, 1936, 1937; Хахлов и Поллак, 1937). Он послойно описал разрез по р. Томи выше г. Новокузнецка и пришел к выводу, что свиты Кузбасса имеют неустойчивые мощности, местами могут совсем выклиниваться, отделены друг от друга скрытыми несогласиями.

Обработка фауны из угленосной толщи Кузбасса продолжалась и после 1929 г.: А. Н. Рябинин (1932) описал кости рептилий; А. В. Мартынов (1930, 1933, 1935, 1936), М. Д. Залесский (1931; Zalessky (1931) и Г. М. Залесский (Zalessky, 1935 и другие) опубликовали ряд статей по ископаемым насекомым; Б. И. Чернышев (1932, 1934, 1936) дал работы по *Cirripedia* и брахиоподам; Л. А. Рагозин (1931, 1933, 1935, 1936, 1937, 1939, 1940), Д. М. Федотов (1937, 1938) и Л. Л. Халфин (1938, 1939) описали пелеципод; Т. Н. Спижарский (1937) и М. И. Мандельштам (1936) — остракод; М. Э. Янишевский (1935) и А. П. Ротай (1938) — брахиопод острогской свиты.

С 1933 г. стали выходить из печати работы Г. П. Радченко (1933, 1934, 1936, 1940), в которых он описал ряд новых растительных форм.

Ю. А. Жемчужников (1944 г.) подразделил безугольную свиту у г. Новокузнецка на три горизонта (снизу): усинский, кузнецкий и

http://jurassic.ru/

митинский. М. Ф. Нейбург (1943) повторно изучила флору из ерунаковской свиты на берегу р. Томи выше д. Ерунаковой и подразделила эту свиту на пять «групп горизонтов» (снизу): суриековские, турновские, коровихинские, борисовские и ерунаковские, флоры которых сменяют одна другую постепенно. Тогда же она отметила, что у г. Новокузнецка нижняя часть (476 *м*) безугольной свиты тяготеет по флоре к балахонской свите, а верхняя — к кольчугинской. О возрасте свит угленосной толщи писали Б. К. Лихарев (1935), А. П. Ротай (1938), М. Ф. Нейбург (1948), М. Д. Залесский и В. А. Хахлов.

Новые сборы пелеципод описали Л. А. Рагозин (1954, 1956) и Л. Л. Халфин (1950, 1954, 1956).

В 1952 г. С. Г. Горелова предложила по флоре новое стратиграфическое расчленение разреза кольчугинской свиты на левом берегу р. Томи в Ерунаковском районе. Границы проведены ею на уровне угольных пластов №№ 38, 49, 60, 69, 86. За границу ильинских и ерунаковских отложений она приняла угольный пласт № 38, а не пласт № 19, как принималось до этого.

В 1952 г. к изучению биостратиграфии бассейна приступили сотрудники Нефтяного института (ВНИГРИ) и его Западносибирского филиала, а также сотрудники Палеонтологического института АН СССР. Продолжали работы палеонтологи Томского политехнического института.

В июле 1954 г. в г. Ленинско-Кузнецком было проведено Второе стратиграфическое совещание по Кузбассу, на котором была принята стратиграфическая схема, приведенная в табл. 15.

Нижнюю границу ерунаковских отложений провели по пласту № 38, а не по пласту № 19 Ерунаковского района (левый берег р. Томи), по которому ее проводили до 1954 г. Для балахонской свиты было утверждено подразделение на нижнебалахонскую подсвиту (в объеме мазуровской и алыкаевской толщ) и верхнебалахонскую (ишаново-промежуточная, кемеровская и усятская толщи). Кольчугинскую свиту подразделили на нижнекольчугинскую подсвиту (с толщами ильинской — практически безугольной, и ускатской — местами с рабочими углями) и верхнекольчугинскую (ерунаковскую).

Совещание приняло раннекарбоновый ($C_1^3$) возраст для острогской свиты; средне- и позднекарбоновый — для нижнебалахонской подсвиты; раннепермский — для верхнебалахонской подсвиты и кузнецкой свиты и позднепермский — для кольчугинской свиты. Кроме того, было подтверждено наличие в Кузбассе раннетриасовой мальцевской свиты (с подсвитами нижне- и верхнемальцевской) и несогласно залегающей юрской конгломератовой свиты.

После окончания совещания 1954 г. вышел в свет «Атлас фауны и флоры Западной Сибири» (1955) под редакцией Л. Л. Халфина, в котором описаны пелециподы Кузбасса (Рагозин, 1955) и растительные остатки (Радченко, 1955). В 1956 г. ВСЕГЕИ опубликовал «Атлас руководящих форм пермских отложений Кузнецкого бассейна» под редакцией В. И. Яворского.

Межведомственное совещание по унификации стратиграфических схем для Сибири, состоявшееся при ВСЕГЕИ в январе 1956 г., внесло в стратиграфию Кузбасса некоторые изменения и дополнения (см. табл. 15).

### *Средний—верхний карбон*

Каменноугольные угленосные отложения хорошо изучены в Кемеровском районе, их разрез был взят за основу при составлении общей стратиграфической схемы для нижней половины угленосных отложений

http://jurassic.ru/

Кузбасса и расчленении балахонской серии на свиты и подсвиты. Здесь, как это хорошо видно в разрезах у дд. Мозжухи, Балахонки, Евсеевой, с. Верхотомского и других пунктах, наблюдается, что уже в верхах морских слоев (верхах верхотомской зоны) появляется ряд небольших пачек полимиктовых* песчаников и конгломератов. Примерно на одном и том же стратиграфическом уровне в разных местах района прослои с морской фауной полностью вытесняются из разреза и сменяются песчаниками и алевропелитовыми породами без фауны, с линзами — прослоями, а затем и с более устойчивыми пачками конгломератов разной мощности (до 4—5 *м* и более). При этом происходит быстрая, но постепенная смена фаций и начинаются отложения острогской свиты. Ее нижняя граница проводится здесь, как и в других местах периферии Кузбасса, в почве нижнего («пограничного») пласта более устойчивых конгломератов, залегающего на известковистых песчаниках морского нижнего карбона. Галька в нем хорошо окатана, не связана по составу с подстилающим угленосную толщу морским карбоном (нижневизейскими отложениями), представлена черным кремнем, белым кварцем, кремнистыми породами, реже полевыми шпатами; цемент железисто-кремнистый. Местами пограничный конгломерат выклинивается, и тогда перекрывающие его песчаники ложатся непосредственно на темные мергелистые породы верхов верхотомской зоны.

### Острогская свита

В Кемеровском районе подразделена В. Д. Фомичевым на три толщи (снизу): толщу α (нижних песчаников и сланцев, 175 *м*), толщу β (усть-каменскую — мощных алевролитов, 125 *м*) и толщу γ (строительных песчаников, 300 *м*).

Для толщи α характерно непостоянство состава; здесь преобладают серые грубозернистые песчаники с обильными зернами кварца, меньше тонкозернистых песчаников более темной окраски; встречаются редкие тонкие (0,15—0,10 *м*) прослои углистого аргиллита и каменного угля, а также пачки конгломератов того же состава, как и «пограничные» конгломераты. В верхах толщи α по р. Бол. Чесноковке найдены (Нейбург, 1948) *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Phyllotheca* sp.**, а стратиграфически ниже их в ряде мест района залегают песчаники с *Lophiodendron tyrganense* Zal., *Lepidodendron ostrogianum* Zal., *Sigillaria (Rhytidolepis)* Corda, *Demetria* sp. Часть этих форм имеет заведомо раннекаменноугольный возраст.

Толща β сложена однообразными темно-серыми алевролитами и аргиллитами. По всему разрезу ее известна морская фауна, наиболее обильная в небольшом прослое песчаника, залегающем в верхах этой толщи. В песчанике на р. Томи у д. Балахонки, а также по р. Мал. Корчугану и у д. Корниловой С. В. Кумпаном и В. Д. Фомичевым найдена следующая фауна (определения Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской, 1956): *Rhipidomella* sp., *Leptaena* cf. *analoga* (Phill.), *Schellwienella crenistria* (Phill.), *Chonetes shumardianus* Kon., *Cancrinella undata* (Defr.), *Linoproductus kokscharensis* (Groeb.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Dictyoclostus* sp., *Welleria kuzbassi* Rotai, *Neospirifer kumpani* (Rotai), *N. derjavini* (Yan.), *Brachythyris kumpani* (Yan.), *Lamellispirifer* sp., *Dielasma* sp., *Lingula* sp., *Retzia* sp., а также криноидеи и конулярии. Весь комплекс фауны указывает на конец визе или начало намюра. Значительно ранее А. П. Ротай (1938 г.) отсюда же

* «Табачковых», по терминологии геологов Кузбасса и Донбасса.

** По М. Д. Залесскому на р. Чесноковке имеются *Angaropteridium abeanum* Zal., *Lophiodendron tyrganense* Zal., *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth.

http://jurassic.ru/

Таблица 15

## Корреляция стратиграфических схем Кузбасса, одобренных стратиграфическими конференциями

| Конференция по стратиграфии Кузбасса (ВСЕГЕИ, 1934 г.) | | | Второе совещание по стратиграфии Кузбасса (Ленинск-Кузнецкий, 17—25 июля 1954 г.) | | | | Межведомственное совещание по проработке унифицированных стратиграфических схем для Сибири (ВСЕГЕИ, январь 1956 г.) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I | Конгломератовая свита | — | $I_{1-3}$ | Конгломератовая свита | — | — | $I_{1-3}$ | Тарбаганская серия | Конгломератовая свита | |
| T | Мальцевская свита | — | $T_1$ | Мальцевская свита | — | Верхнемальцевская толща<br>Нижнемальцевская толща | $T_1$ | Мальцевская серия | Верхнемальцевская свита<br>Нижнемальцевская свита | — |
| $P_2$ | Кольчугинская свита | Ерунаковская подсвита<br>Ильинская подсвита | $P_2$ | Кольчугинская свита | Верхнекольчугинская подсвита<br>Нижнекольчугинская подсвита | Грамотеинская толща<br>Ленинская толща<br>Ускатская толща<br>Ильинская толща<br>Красноярская фация | $P_2$ | Кольчугинская серия | Ерунаковская свита<br>Ильинская свита | Тайлуганская подсвита<br>Грамотеинская подсвита<br>Ленинская подвита<br>Ускатская подсвита<br>Казанково-маркинская подсвита<br>Красноярская фация |

http://jurassic.ru/

| | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $P_2$ | Безугольная свита | Красноярская подсвита / Кузнецкая подсвита | $P_1$ | Кузнецкая свита | — | — | | | Кузнецкая свита | — |
| $P_1$ | Анжерская (балахонская) свита | — | $C_{2+3} + P_1$ | Балахонская свита | Верхне-балахонская подсвита | Усятская толща / Кемеровская толща / Ишаново-промежуточная толща | $P_1$ | Балахонская серия | Верхне-балахонская свита | Усятская подсвита / Кемеровская подсвита / Ишановская подсвита / Промежуточная подсвита |
| | | | | | Нижне-балахонская подсвита | Алыкаевская толща / Мазуровская толща | $C_{2+3}$ | | Нижне-балахонская свита | Алыкаевская подсвита / Мазуровская подсвита |
| $C_3$ | Острогская свита | — | $C_1^3$ | Острогская свита | — | — | $C_1^3$ | | Острогская свита | — |
| Морской нижний карбон | | | Морской нижний карбон | | | | | Морской нижний карбон | | |

http://jurassic.ru/

определил: *Derbya*(?) sp., *Productus* (*Cancrinella*) *cancriniformis* Tschern., *Pr.* (*Linoproductus*) *cora* Orb., *Welleria kuzbassi* Rot., *Spirifer kimsari* Bion var. *kumpani* Rot., *Sp.* (*Martiniopsis*)(?) aff. *darwini* Morris., на основании которых возраст острогской свиты принял ошибочно за позднекаменноугольный. В том же прослое песчаника по р. Томи у д. Балахонки В. А. Лапшиной были собраны мшанки, недавно изученные В. Б. Тризной (1960 г.); она приводит следующий список: *Stenopora*(?) sp., *Tabulipora* cf. *incrustans* Nekch., *Fenestella muromcevi* Trizna, *F. staminea* Trizna, *F.* aff. *longacella* Nikif., *F. rudis* Ulr., *F. multispinosa* Ulr., *F. settarula* Ulr., *F. tenax* Ulr., *Hemitrypa* cf. *proutana* Ulr., *Polypora biseriata* Ulr., в целом относящийся к раннекаменноугольному возрасту. Тут же встречена *Pentagrammysia altaica* Cherm. Общий анализ острогской фауны дан Р. Н. Бенедиктовой (1956, 1959).

В толще γ наблюдается чередование мощных пачек серых слоистых песчаников (не менее трех пачек) с пачками мощных темных сланцев. В третьей пачке этих песчаников имеется довольно устойчивый светлый конгломерат, обогащенный зернами полевых шпатов, чем он отличается от «пограничного». Заканчивается разрез толщи серыми полосчатыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Встречается флора *Angaropteridium vescum* Zal. плохой сохранности и плохие отпечатки *Camarotoechia* sp. Основные особенности разреза (характер пород, особенно песчаников) острогская свита сохраняет в пределах всего бассейна, однако мощность ее заметно меняется: от 600 *м* в Кемеровском, 510—535 *м* в Ермаковском районе и 400—500 *м* в Анжеро-Судженском, до 385 *м* у д. Змеиной, 200 *м* в Киселево-Прокопьевском и до 150 *м* — по р. Тайдону.

Следует отметить наличие в Анжеро-Судженском районе угольных пачек уже в самых низах острогской свиты (среди «пограничных» конгломератов). На восточной окраине бассейна, у пос. Ермаковского по данным разведочных скважин установлен тот же трехчленный разрез этой свиты, что и у г. Кемерова. В свое время еще М. Э. Янишевский определил часть фауны (брахиоподы, пелециподы и др.) из толщи β (темного мощного аргиллита), развитой у этого поселка, как нижнекаменноугольную (визе); известные отсюда наутилоидеи, конулярии и гастроподы до сих пор недостаточно изучены. Острогская свита залегает здесь на морских нижнекаменноугольных отложениях с перерывом, объем которого изменяется на разных участках Ермаковского района; местами острогская свита ложится непосредственно на мозжухинские («перфишкины») известняки подъяковской зоны, местами часть отложений верхотомской зоны сохраняется.

Новые сборы фауны из острогской свиты определены Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской (1956 г.). Они установили здесь, кроме перечисленных, *Leptaena* cf. *analoga* (Phill.), *Chonetes shumardianus* Kin., также и *Ch. longispinus* Roem., *Ch.* aff. *politus* Mac Coy, *Camarotoechia* aff. *davidsoni* Tolm., *Leiorhynchus carboniferous polypleurus* Girty, указывающие на раннекаменноугольный возраст слоев. Такое же определение возраста темных аргиллитов у пос. Ермаковского дают Н. И. Новожилов (1956 г.) по листоногим ракообразным и Л. А. Коваленко (1956 г.) по спорам и пыльце (тут есть и водоросль *Pastillus cellulosus* Zal.). В. А. Лапшина и В. С. Муромцев (1956 г.) привели отсюда следующий список пелеципод: *Nucula ventricosa* (Hall), *N. akkuduki* Mirosch., *Leda meekana* Mark., *L. snjatkovi* Fedot., *Edmondia pentonensis* Hind, *Grammysiidae* (новые формы), *Solenomya parallela* Beede et Rogers, *S. costellata* Mac Coy, *Aviculopecten*

http://jurassic.ru/

sp., *Posidoniella* sp., *Lithodomus* cf. *lingualis* Hind., известных в нижнем и среднем карбоне.

По р. Томи у пос. Камешок (улус Каезо — в юго-восточной части бассейна) мощность острогской свиты минимальная; свита эта здесь плохо отделима (только по флоре) от низов нижнебалахонской свиты. Список морской фауны этого района уже не содержит брахиопод и, по-видимому, представлен в основном пелециподами (редкими *Edmondia* sp. и другими).

Из присалаирской окраины Кузбасса морская острогская фауна еще никем не упоминалась. Здесь, по-видимому, господствовали в это время преимущественно континентальные условия. Есть основания думать, что отложения с острогской фауной были причленены к отложениям верхотомской зоны (?).

В связи с этим здесь и наблюдается столь постепенный переход (подчеркнутый Г. П. Радченко) от отложений, относимых к верхотомской зоне, к отложениям острогской свиты. Прослоев конгломератов в низах угленосной толщи здесь несколько, и поэтому ошибки вполне возможны, на что указывал в своих работах В. Д. Фомичев (1935).

Морская острогская фауна (брахиоподы и другие) имеется в Горловском бассейне, но у с. Завьялова, по западной окраине Кузбасса, отсутствует не только эта фауна, но и сама острогская свита. Верхи мазуровской подсвиты нижнебалахонской свиты налегают там непосредственно на денисовские турнейские известняки (тайдонская зона).

Г. П. Радченко (1956 г.) тщательно собрал и изучил за последнее время острогскую флору Кузбасса. При этом он отмечает следующее: «ниже этого горизонта конгломерата («пограничного». — *В. Ф.*) в ряде районов бассейна залегает пачка пород, чаще песчаников, которые по литологическим признакам и заключенной в них флоре абсолютно тождественны тем песчаникам и алевролитам, которые налегают на упомянутый самый нижний в разрезе острогской свиты конгломерат. Вместе с тем названные песчаники по всем своим признакам коренным образом отличаются от пород морских фаций верхотомской зоны» (1956 г., стр. 123). Дальше он пишет: «это типичные внутриформационные конгломераты». Это описание относится в первую очередь к Прокопьевскому району, оно лишь подтверждает предположения, высказанные В. Д. Фомичевым в 1935 и 1940 гг., а также, по-видимому, объясняет соображения Г. П. Радченко о большом сходстве флор, залегающих выше и ниже его «пограничного конгломерата». Проводимая им граница проходит где-то внутри однородной нижней части острогской свиты.

Первую флору Г. П. Радченко собрал в 300—350 *м* ниже своего «пограничного конгломерата» и считает, что она залегает в пределах верхотомской зоны *. Отсюда происходят: *Asterocalamites charaephylloides* Radcz., *Micheevia sibirica* Radcz., *Angarodendron tetragonum* Chachl., *Angaropteridium abaeanum* Zal. и другие (всего восемь форм). В низах острогской свиты (ниже и выше его «пограничного конгломерата») он выделяет уже 26 форм и в том числе: *Cardiopteridium parvulum* Schmalh., *Abaeanidium khacassicum* Radcz., *Asterocalamites* cf. *charaephylloides* Radcz., *Chacassopteris concinna* Radcz., *Demetria asiatica* Zal., представителей родов *Aequidendron* gen. nov. и *Sibiridendron* gen. nov. По Г. П. Радченко, это донамюрский динантский комплекс (его бачатский горизонт).

Выше него залегают алевролиты с морской фауной (толща β), а затем начинается новый флористический комплекс (ангаридиумовый)

* Необходимо это положение тщательно проверить.

http://jurassic.ru/

с *Mesocalamites mrassiensis* Radcz., *Angarodendron obrutchevi* Zal., *A. zalesskyi* Radcz., *Demetria supera* Neub., *Neuropteris mrassiensis* Radcz., *Angaropteridium tyrganicum* Zal., *Angaridium potanini* (Schmalh.) Zal., с рядом видов *Katangiella, Cordaites tomiensis* Radcz., *C.* aff. *borassifolius* (Stern.), *Noeggerathiopsis theodori* Zal. et Tchirk., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.), Zal. и др. Это захаровский горизонт Г. П. Радченко. Те же формы проходят и в вышележащие нижнебалахонские слои — прослеживаются до верхов нижнемазуровской подсвиты, тесно увязывая эти две свиты между собой.

Указанные выше списки ископаемых растений Г. П. Радченко приводит и для южной половины бассейна (см. «Стратиграфический словарь»).

В острогской свите известны лишь нерабочие прослои угля.

### Нижнебалахонская свита

К нижнебалахонской свите относится нижняя часть балахонского комплекса верхнепалеозойских угленосных пород Кузбасса. Сложена она серыми известковистыми и полимиктовыми песчаниками, плитчатыми алевролитами и аргиллитами и пластами угля. Подразделяется (снизу вверх) на мазуровскую и алыкаевскую подсвиты.

Мазуровская подсвита. Описание стратиграфии этой подсвиты также удобнее начать с Кемеровского района, где мазуровские отложения были первоначально выделены и где хорошо видно их отношение к ниже- и вышележащим слоям.

Название свое подсвита получила от б. Мазуровского рудника, расположенного в 8—10 *км* западнее г. Кемерово, у д. Мазуровой. Здесь, как и по р. Чесноковке у с. Верхотомского, хорошо видно согласное налегание мазуровских отложений на верхи острогской свиты. Мощность подсвиты до 575—600 *м*.

Мазуровские отложения хорошо отличаются в этих разрезах от нижележащих. Полосчатые породы верхов острогской свиты постепенно сменяются кверху стально-серыми слоистыми известковистыми тонкозернистыми песчаниками. Алевролиты и аргиллиты здесь плитчатые; появляются пласты и прослои углей и углистых аргиллитов. В отличие от нижележащих слоев, здесь имеются прослои и линзы темно-серого цвета мергелистых (железистых) пород. Нижнюю границу подсвиты следует проводить по появлению пород этой «новой» фации. При этом за 1—2 незначительными прослоями углей здесь быстро появляется первый тонкий пласт угля № 14 (0,25 *м*), в 15 *м* выше которого залегает угольный пласт № 13, уже рабочей мощности. Этому пласту у д. Балахонки отвечает также рабочий Украинский пласт угля. В. И. Яворский, устанавливающий границы всех свит по рабочим пластам угля, проводит по этому пласту в Кемеровском районе нижнюю границу мазуровской подсвиты. В перечисленных разрезах мазуровскую подсвиту можно разделить на нижнюю (300 *м*) и верхнюю (275 *м*) части, обе с тонкими рабочими пластами угля. В основании и в верхах верхней подсвиты (более песчаной) залегают мощные полимиктовые песчаники, близко напоминающие песчаники из острогской свиты.

Уже в низах мазуровской подсвиты (в почве пласта № 13), юго-восточнее д. Мазуровой, были встречены первые минерализованные древесины, а немного выше — отпечатки листьев *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal. и *Noeggerathiopsis* sp. Тут же (в кровле пласта № 11) вместе с флорой встречены *Anthraconauta fomitchevi* Fedot. и часть стебля морской лилии (скв. 145). Из кровли пласта

http://jurassic.ru/

Украинского, на правом берегу р. Томи выше д. Балахонки, М. Д. Залесский определил *Noeggerathiopsis theodori* Tchirk. et Zal., *Phyllotheca deliquescens* (Goepp.), Schm., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Angaridium potanini* (Schmalh.) Zal., *A. mongolicum* Zal., *Samaropsis moracia* Zal., *S. siberiana* Zal., *Dicranophyllum paulum* Zal., *Rhabdocarpus tomiensis* Zal. В самых низах подсвиты встречена кутикула *Angarodendron*. Из верхней части мазуровской подсвиты в Кемеровском районе флора и фауна не изучались. Разрез мазуровской подсвиты довольно устойчив в северной части бассейна: мощность его колеблется здесь от 600 *м* в Кемерове до 425—485 *м* в Крохалевском и Змеинском районах, 350 *м* в левобережье р. Томи (против устья р. Осиповой) и 275 *м* — в Тайдонском районе.

В Анжерском районе отложения эти выделяются в челинскую толщу, содержат морскую фауну: известны членики криноидей (скв. 244), брахиоподы (*Chonetes, Lingula*) — в средней части ее разреза. *Chonetes* (?) sp. были встречены в этой подсвите и при колонковом бурении у д. Змеинки (на р. Томи).

Из Кемеровского района мазуровская подсвита протягивается на юго-запад к д. Корчуган-Белкиной и р. Ине, где отложения ее литологически сближаются с отложениями острогской свиты за счет увеличения мощности пачек полимиктовых песчаников и уменьшения угленосности. Еще дальше на запад в низах угленосной толщи начинается перерыв в накоплении отложений; у с. Завьялова он достигает максимума: в самых низах обнажающегося здесь разреза угленосной толщи, в 8—9 *м* выше Метрового пласта угля (пласта Фомичева), встречены *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Phyllotheca deliquescens* (Goepp.) Zal., *Angarocarpus fusiformis* (Tchirk.). Это не острогская, а мазуровская подсвита или самые низы алыкаевской. В 30 *м* ниже Метрового пласта наблюдаются перерыв и несогласное налегание угленосной толщи на известняки тайдонской зоны (средняя часть денисовских известняков) морского нижнего карбона Кузбасса (с *Productus burlingtonensis* Hall.).

Несколько иные соотношения наблюдаются в присалаирской окраине бассейна: в Бачатском и Киселево-Прокопьевском районах. Для этой территории характерно значительное сокращение мощности нижнебалахонской свиты. Как это установлено в Прокопьевском районе, она начинается здесь конгломератом и имеет мощность около 400 *м* (до угольного пласта Садового в кровле). К мазуровской подсвите здесь можно отнести самые низы продуктивных слоев (свиту $H_1$ местных геологов, мощностью 250—275 *м*). К сожалению, эти низы прокопьевского разреза все еще недостаточно изучены.

По данным М. Ф. Нейбург, в них (ниже пласта Сложного) имеются *Angaropteridium tyrganicum* Zal. и *Samaropsis tyrganensis* Zal. В. И. Яворский (1936 г.) отметил отсюда *Angaridium potaninii* (Schm.) Zal. В породах около пласта Сложного встречены *Angaridium finale* Neub., *Gondwanidium sibiricum* (Petunn.) Zal., *Sphenopteris asiatica* Zal., т. е. флора, указывающая уже на начало вышележащей алыкаевской подсвиты. В кровле мазуровской подсвиты здесь имеется конгломерат.

В разрезе по р. Кондоме нижняя граница маломощной мазуровской подсвиты определяется в 160—300 *м*. Несколько западнее, по р. Кинерке, В. И. Скок собрал пелеципод в верхах мазуровской подсвиты (по определению Л. Л. Халфина, 1950 г.): *Myalinella spirorbigera* Khalf., *Mrassiella magniforma* Rag. et Fedot., *M. magniforma* Rag. em Fedot. *forma permagna* Khalf., *M. linguliformis* Khalf., *Angarodon*

http://jurassic.ru/

*kumsassiensis* Rag. em. Khalf., *A. rugatus* Khalf., *Kinerkaella balakhonskiensis* (Rag.).

По р. Томи у улуса Каезо обнаружены маломощные породы острогского облика, но содержащие в верхах разреза грязные угли и флору с *Phyllotheca* sp., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Noeggerathiopsis thedori* Thchirk. et Zal. Видимо, и здесь мощность мазуровской подсвиты минимальная. Севернее, в устье р. Мунгата, хорошо обнажены мазуровские отложения с тонкими пластами угля и с флорой *Angaridium potaninii* (Schm.) Zal., *Angarodendron obrutschewi* Zal. и остатками рыб (*Elonychtis* typ. *robinsoni*).

Г. П. Радченко, суммируя материал по мазуровской флоре для всего бассейна, указывает, что в верхах разреза острогской свиты появляются формы, характерные и для отложений нижней половины мазуровской подсвиты (до пласта угля № 3 в Кемерове); флора здесь с *Mezocalamites mrassiensis* Radcz., *Angarodendron obrutschewi* Zal., *A. zalesskyi* Radcz., *Demetria superae* Neub., *Neuropteris mrassiensis* Radcz., *Angaropteridium tyrganicum* Zal., *A. cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Angaridium potaninii* (Schmalh.), с рядом видов *Katangiella, Cordaites tomiensis* Radcz., *C.* aff. *borassifolius* Stern., *Noeggerathiopsis theodori* Tschirk. et Zal. Эта флора комплекса «Б» по Г. П. Радченко (ангаридиумовый комплекс). В верхней половине мазуровской подсвиты появляется III флористический комплекс Г. П. Радченко (комплекс «В»), характерные формы которого продолжают существовать и в алыкаевской подсвите. Это гондванидиумовый комплекс, имеющий некоторые общие формы с Донбассом; тут уже много папоротников. Из верхних мазуровских слоев Г. П. Радченко приводит *Prynadaeopteris eurina* (Zal.), *Sphenopteris izylensis* Zal., *Phyllotheca tomiensis* Chachl., *Lepidodendron*(?) *vassiuchitschevii* Neub., *Neuropteris tomiensis* (Zal.) Radcz., *N. izylensis* (Tschirk.) Neub., *Angaridium submongolicum* Neub., *Noeggerathiopsis subangusta* Zal., *N. tomiensis* Radcz. и другие. М. Ф. Нейбург отмечает, кроме того, из мазуровской подсвиты *Gondwanidium petiolatum* Neub., *Angaridium finale* Neub. и другие формы.

Алыкаевская подсвита. Отложения этой подсвиты согласно налегают на мазуровские отложения и литологически довольно близки к ним.

Для обеих этих подсвит характерна частая смена одних пород другими (известковистые песчаники, плитчатые алевролиты и аргиллиты, угли). В Кемеровском районе состав тяжелой фракции из алыкаевской подсвиты отличен от таковой из мазуровских отложений и близок к составу тяжелой фракции вышележащих отложений. Рабочие пласты угля алыкаевской подсвиты отличаются значительной выдержанностью и постоянством разреза.

У г. Кемерово алыкаевская подсвита хорошо изучена по р. Томи выше устья р. Алыкаевой, по р. Бол. Чесноковке у с. Верхотомского, по р. Бол. Камышной у д. Ишановой и в других местах, а также по кернам разведочных скважин. Налегание алыкаевских отложений на мазуровские хорошо видно по р. Бол. Чесноковке восточнее с. Верхотомского и по р. Бол. Камышной западнее д. Ишановой. Контакт алыкаевской подсвиты с вышележащей промежуточной наблюдается по р. Томи выше устья р. Алыкаевой. В этом районе можно выделить нижнюю часть алыкаевской подсвиты (380 *м*), богатую алевролитами, аргиллитами и углями, и верхнюю (200 *м*), обогащенную известковистыми песчаниками. Мощность алыкаевской подсвиты достигает здесь 580 *м*. Из нижней части алыкаевской подсвиты, обнаженной по р. Бол. Чесноковке выше устья р. Макеевки, М. Ф. Нейбург и М. Д. Залесский

http://jurassic.ru/

определили *Noeggerathiopsis theodori* Tchirk. et Zal., *N. tchirkovae* Zal., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Annularia microphylla Sauv., Sphenopteris eurina* Zal., *Sph.* aff. *laurenti* Andrae, *Ginkgophyllum vsevolodi* Zal., *Sphenophyllum denticulatum* Zal., *Pecopteris* cf. *oreopteridia* Schloth., *Phyllotheca deliquescens* (Goepp.), *Gondwanidium sibiricum* (Petunn.) Schm., *Dicranophyllum* sp. Тут же (вместе с флорой) встречены пелециподы, определенные Д. М. Федотовым как *Aviculopecten balakhonskiensis* Fedot., *Edmondia balakhonskiensis* Fedot., *Posidonomya magniforma* (Rag.), *Anthracomya neuburgi* Fedot., *Anthraconauta* aff. *tenuis* Dawis et Trueman.

Представители первых трех родов являются угнетенными формами морского типа. Типично морскими формами являются *Spirorbis,* найденные в этих же слоях*, и *Parallelodon*(?) *balakhonskiensis* Rag.

Из верхов алыкаевской подсвиты (правый берег р. Томи) Д. М. Федотов определил *Posidoniella kumpani* Fedot. По р. Томи ниже устья р. Балахонки были найдены членики криноидей, а также (лог Мосточек) насекомые: *Ojrotia valida* Mart., *Archaeoglipis crassinervis* Mart., *Neuburgia altaica* Mart.

В Анжерском районе к алыкаевской подсвите относится центральная толща (мощностью 120 *м*) с основными рабочими пластами угля. Тут встречены *Gondwanidium sibiricum* (Petunn.) Zal. и *Ginkgophyllum vsevolodi* Zal., а по данным В. А. Хахлова (П. Г. Грязев, 1935 г.), также *Angaridium potaninii* (Schm.) Zal. и еще три вида этого рода. Здесь же собраны пелециподы, определенные Л. Л. Халфиным (1950 г.) как *Anthraconauta longa* (Rag.), *Naiadites kostomanovi* Khalf., *Orthonaiadites triangularis* Khalf., *O. moltchanovi* Khalf., *Kinerkaella (Kinerkaellina) imitabilis* Khalf., *Mrassiella concinna* Khalf., *M.*(?) *striata* Khalf., *M. rhomboidea* Khalf. Флора выше- и нижележащих толщ почти не изучена.

Типичная алыкаевская подсвита с характерной для нее флорой протянута в левобережье р. Томи до д. Ишановой, где на берегу р. Б. Камышной, кроме уже указанных выше форм, были найдены *Pursongia asiatica* Zal., *Pecopteris angaridensis* Zal., *Dicranophyllum paulum forma postera* Zal., а также обильные пелециподы. Те же слои известны по р. Сев. Уньге у д. Черемичкиной** и дальше до д. Корчуган-Белкиной, где на участке, расположенном севернее деревни, известны пласты Григорьевские, в 10 *м* ниже которых встречены отпечатки *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Gondwanidium sibiricum* (Petunn.) Zal.

Еще западнее богатая алыкаевская флора собрана у с. Завьялова (угольный пласт Флорский и соседние пласты). Здесь интересны мощные песчаники этой подсвиты, сложенные почти исключительно из зерен свежих порфиритов (типа живетских порфиритов окраин Салаира).

В Прокопьевском районе алыкаевского типа флора найдена в нижней части разреза балахонской серии***, между пластами угля Сложным и Садовым (в нижних $^2/_3$ разреза — около 200 *м* — свиты $H_1^1$).

---

* Отсюда же А. В. Мартынов определил насекомы (*Narkemina angustata* Mart.).

** Кроме остатков древних растений и пелеципод, здесь найдены М. Ф. Нейбург насекомые (по А. В. Мартынову и М. Д. Залесскому) — *Ungoneurites paucinervis* Mart., *Phyloblatta sibirica* Zal., *Caenoblatta angaridensis* Zal., *Parapanorpa ungensis* Zal. и другие.

*** Здесь преобладают плитчатые сланцы, в низах подсвиты много мелкозернистых серых и более светлых песчаников; установлено, как и у г. Кемерова, до шести алыкаевских угольных пластов.



http://jurassic.ru/

М. Ф. Нейбург (1956 г.) определила из указанного интервала *Tschernovia* sp. (*Sphenophyllum*? sp.), *Cardioneura falcata* Z a l. редких *Phyllopitys heeri* (S c h m a l h.) Z a l., *Angaridium finale* N e u b., *Gondwanidium sibiricum* (P e t u n n.) Z a l., *Sphenopteris asiatica* Z a l., *Noeggerathiopsis theodori* T c h i r k. et Z a l.

По р. Кондоме, между улусом Чуян и устьем р. Басмалы, В. И. Яворский собрал флору с *Phyllotheca deliquescens* (G o e p p.), *Gondwanidium sibiricum* (P e t u n n.), *Angaropteridium cardiopteroides* (S c h m a l h.) Z a l., *Noeggerathiopsis theodori* T c h i r k. et Z a l. и другие. И здесь эта подсвита имеет минимальную мощность. При бурении по Назасской линии мощность мазуровской подсвиты определена в 340 *м*, алыкаевской — в 300 *м*.

По р. Томи выше устья р. Усы алыкаевская подсвита обнажается против улуса Чульджан, где из песчано-сланцевой толщи с тонкими пластами угля все палеофитологи определяют *Gondwanidium sibiricum* (P e t u n n.), *Noeggerathiopsis theodori* T c h i r k. et Z a l., *Ginkgophyllum vsevolodi* Z a l.

В Крапивинском районе наблюдается нарастание мощности подсвиты: в устье р. Мунгат (район штолен в с. Крапивино), кроме остатков ископаемых растений, встречен *Cirravus yaworskii* C h e r n. (из *Girripedia*), определенный Б. И. Чернышевым в 1933 г. В тех же слоях на правом берегу р. Томи, между дд. Змеинкой и Ивановкой, содержится богатейшая алыкаевская флора прекрасной сохранности, с большим количеством древесины *Dadoxylon mungaticum* Z a l.

В этом же районе (в 3 *км* выше устья р. Заломной) встречены насекомые *Phyloblatta regularis* M a r t., *Tomioblatta furcatella* M a r t. В низах алыкаевских слоев у д. Змеинки при бурении были обнаружены геологами ЗСГУ брахиоподы. Г. П. Радченко (1956, стр. 132), ссылаясь на А. П. Ротая, отметил, что они похожи на *Chonetes flemingi*.

По Г. П. Радченко (1956 г.), для алыкаевской флоры (как и для верхнемазуровской) характерно развитие настоящих папоротников, а лепидофиты становятся очень редкими. Он объединяет эту флору в комплекс «В». Наиболее характерными формами алыкаевской флоры М. Ф. Нейбург (1948 г.) считает *Annularia microphylla* S a u v., *Sphenophyllum* cf. *majum* B r o n n., *Lepidodendron superbum* Z a l., *Angaropteridium cardiopteroides* (S c h m a l h.) Z a l., *Gondwanidium sibiricum* (P e t u n n.) Z a l., *Angaridium finale* N e u b., *Neuropteris dichotoma* N e u b., *N. sibiriana* Z a l., *Pecopteris angaridensis* Z a l., *P. laxifolia* N e u b., *Pursongia asiatica* Z a l., *Sphenopteris eurina* Z a l., *Sp. izylensis* Z a l., *Sph. kumpanii* N e u b., *Noeggerathopsis theoderi* T c h i r k. et Z a l., *N. subangusta* Z a l., *Ginkgophyllum vsevolodi* Z a l., *Tscherkoviella sibirica* Z a l., *Gaussia oristata* N e u b., *Samaropsis ungensis* Z a l., *S. auriculata* N e u b., *S. pauxilla* Z a l., *Samarospadix penicillata* N e u b.

Г. П. Радченко (1956 г.) * добавляет к этому списку формы, хотя и более редкие в Кузбассе, но имеющие большое значение для определения каменноугольного возраста алыкаевской подсвиты: *Pecopteris oreopteridia* (S c h l o t h.), *Annularia microphylla* S a u v., *Cordaites* aff. *borassifolius* (S t e r n.) U n g e r. По его мнению, выше верхней границы алыкаевской подсвиты «происходит значительное обновление почти всего состава и даже самого облика ископаемой флоры».

Среди алыкаевских пелеципод наиболее характерны: *Anthraconauta longa* R a g., *A. flagitiosa* R a g., *A. minuta* R a g., *Naiadites kumpani*

* Следует подчеркнуть, что Г. П. Радченко понимает виды более узко, чем М. Ф. Нейбург. Он разукрупнил многие старые сборные виды, выделил ряд новых родов и видов, продолжив таким образом работу, начатую М. Д. Залесским.

http://jurassic.ru/

Fedot., *N. kostomanovi* Khalf., *N. pheliciae* Rag., *Orthonaiadites triangularis* Khalf., *O. moltchanovi* Khalf., *Kinerkaella balakhonskiensis* (Rag.), *K. (Kinerkaellina) imitabilis* Khalf., *Mrassiella magniforma* Rag., *M. ampla* Khalf., *Augea longa* Khalf., *Angarodon kumsassiensis* Rag., *Aviculopecten balakhonskiensis* Fedot.

Комплекс алыкаевской флоры и фауны является самым богатым из верхнепалеозойских комплексов Кузбасса. Состав разрезов этой подсвиты очень характерен. Угли здесь достаточно обильны и довольно выдержаны.

## *ГОРЛОВСКИЙ БАССЕЙН*

Морские нижнекаменноугольные и вышележащие угленосные отложения, отвечающие, по-видимому, отложениям балахонской серии Кузбасса, широко развиты в Горловском бассейне. Тут имеются отложения всех отделов каменноугольной системы. Верхи угленосных отложений являются нижнепермскими и рассмотрены при описании этой системы.

### МОРСКОЙ НИЖНИЙ КАРБОН

Нижнекаменноугольные и согласно подстилающие их фаменские отложения залегают на различных более глубоких горизонтах девона, а по восточной окраине бассейна даже на кембрии.

В составе нижнекаменноугольных отложений Б. Ф. Сперанский (1924 г.) выделял две свиты — нижнего известняка и мергелистую. Однако граница между этими свитами не была четко охарактеризована, и на геологической карте они были Б. Ф. Сперанским объединены.

Двучленного деления нижнекарбоновых отложений придерживалась также и А. Л. Матвеевская (1943 г.), однако и в ее работе не указано, где в разрезе нижнекаменноугольных отложений проходит граница между выделенными ею стратиграфическими формациями — нижнего известняка и мергелистой.

Позднее В. П. Васюхичев (1946 г.) изучил разрез этих отложений по рч. Шипунихе и высказался за невозможность дробного деления нижнекаменноугольных отложений без проведения детальных работ.

Такой же точки зрения придерживалась и Т. Ф. Васютинская (1958 г.), рассматривающая нижнекаменноугольные отложения этого бассейна как нерасчлененные образования турнейского и визейского ярусов.

Разрез отложений нижнего подугленосного карбона этого района представляется в следующем виде. Нижняя часть его сложена в основном темно-серыми слабо битуминозными известняками. Преобладают мелкозернистые брахиоподовые разности их, реже оолитовые или неправильнослоистые мшанковые. Наблюдаются и криноидные известняки. Среди известняков широко распространены жило- и желвакообразные кремнистые образования. В разрезах по рч. Койнихе, у дд. Шибковой и Таскаевой, среди известняков наблюдаются глинистые и известковистые сланцы.

Фауна из этой части разреза изучалась неоднократно. Еще Г. Г. Петц в 1894 г. привел большие списки из обнажений по рч. Койнихе, выше и ниже д. Таскаевой. По более поздним сборам Б. Ф. Сперанского из этих же обнажений были определены: *Spirifer tornacensis* Kon., *Sp. taidonensis* Tolm., *Sp. suavis* Kon., *Sp. pesassicus* Tolm., *Sp. semireticulatus* Phill., *Sp.* aff. *trigonalis* Mart., *Sp. attenuatus* Sow., *Sp. subcinctus* Kon., *Spiriferina octoplicata* Sow. По А. П. Ротаю, эта фауна характеризует верхнюю часть турнейского яруса.



http://jurassic.ru/

Из известняков, выходящих по рч. Шипунихе у д. Ургун, А. Л. Матвеевская (1944 г.) приводит следующий список форм: *Schuchertella* cf. *lens* (White), *Sch.* aff. *tomiensis* Tolm., *Spirifer tomiensis* Rot., *Sp.* aff. *plenus* Hall, *Productus deruptus* Rom., *Syringothyris ampla* Lomov., *Dielasma* sp., на основании которого эти известняки можно отнести к верхам турнейского — низам визейского яруса.

Верхняя часть разреза нижнекарбоновых отложений, мощностью около 300 *м*, по рч. Шипунихе у д. Шадриной сложена красноцветными и зеленоватыми глинистыми сланцами, аргиллитами и алевролитами, крупнозернистыми кварцевыми песчаниками и известняками. Пачка последних, мощностью 40—80 *м*, залегает в самом верху разреза, у д. Шадриной, подстилая угленосные отложения. Такие известняки подстилают угленосные отложения в большинстве изученных месторождений бассейна.

По А. П. Ротаю (1938 г.), в разрезе Горловского бассейна развиты аналоги всех пяти зон, выделенных им в нижнем морском карбоне Кузбасса.

По унифицированной схеме отложения острогской свиты Кузбасса отнесены к нижнему карбону. Наличие в Горловском бассейне аналогов острогской свиты Кузбасса отмечалось В. Д. Фомичевым (1935 г.), И. И. Молчановым (1941 г.), А. Л. Матвеевской (1943 г.), В. А. Мельниковым (1953 г.) и Т. Ф. Васютинской (1958 г.), выделявшими их под названием то острогской, то елбашинской свиты. Б. Ф. Сперанский (1924 г.) выделял в Горловском бассейне шадринскую (без углей) и вышележащую горловскую (с рабочими пластами угля) свиты.

П. Н. Васюхичев в 1946 и 1948 гг., основываясь на сходстве литологического состава пород верхних горизонтов подугленосного нижнего карбона Горловского бассейна и Завьяловского района Кузбасса и на отсутствии в последнем отложений острогской свиты, отрицал наличие в Горловском бассейне отложений, синхронных с острогской свитой.

### *Средний и верхний карбон (угленосные отложения)*

По унифицированной схеме 1956 г. отложения нижнебалахонской свиты Кузбасса отнесены к среднему и верхнему карбону. Исходя из сходства литологического состава угленосных пород Горловского бассейна с кузбасскими, надо полагать, что синхронные им отложения имеются и в Горловском бассейне. К ним относятся здесь низы продуктивных отложений по рр. Шипунихе, Выдрихе и в других пунктах.

Наиболее полно продуктивные угленосные отложения Горловского бассейна вскрыты (с севера на юг): на Китернинском, Шадринском, Листвянском, Дорогинском, Восточнинском и Карасевском месторождениях; полная мощность угленосных отложений (аналоги балахонской серии и кузнецкой свиты Кузбасса) может быть установлена по Шадринско-Листвянскому разрезу. Мощность балахонской серии оценивается здесь в пределах 900—1000 *м*; кузнецкая свита представлена своими низами, до 100 *м* мощностью. Вскрытая мощность балахонской серии на остальных месторождениях В. А. Мельниковым (1953 г.) оценивается от 320 *м* (на Китернинском) до 880 *м* (на Восточнинском), однако по некоторым месторождениям данные В. А. Мельникова надо считать не вполне достоверными.

Угленосные отложения Горловского бассейна представлены различными терригенными породами — от аргиллитов до гравелитов включительно, светло- и темно-серой окраски. Широко распространены в них жилки кальцита и кварца. Встречаются сидеритизированные и окрем-

http://jurassic.ru/

ненные разности. Некоторые пласты аргиллитов, обогащенные углистым веществом, являются углистыми аргиллитами. Для пород бассейна характерна довольно высокая степень метаморфизма и тонкая рассланцовка пород, превратившая их в сланцы. Вблизи дневной поверхности (иногда до глубины 70—100 *м*) угленосные отложения подверглись интенсивному выветриванию, что выразилось в осветлении и каолинизации пород.

Многочисленные пласты угля мощностью от нескольких сантиметров до 10—12 *м* распространены по всему разрезу балахонской серии, однако наибольшая угленасыщенность наблюдается чаще всего в нижних горизонтах верхнебалахонской свиты. В наиболее изученных разрезах, по Китернинскому, Шадринскому и Дорогинскому месторождениям, первый рабочий пласт угля залегает в 110—170 *м* выше основания угленосной толщи.

Органические остатки в угленосных отложениях достаточно широко распространены, причем сохранность флоры преимущественно плохая, а фауны — хорошая. Флора изучалась В. А. Хахловым (1937, 1948 гг.), М. Ф. Нейбург (1945 г.), Г. П. Радченко и С. Г. Гореловой (1950 г.). Фауна пелеципод изучена Л. А. Рагозиным (1939 г.), Л. Л. Халфиным (1945 г.) и Р. Н. Бенедиктовой (1950 г.),

Наиболее полные сборы флоры произведены по разрезу Шадринского месторождения. Из разведочной выработки, вскрывающей здесь нижние горизонты угленосной толщи, В. А. Хахловым определены *Pecopteris anthriscifolia* (Goepp.) Zal., *Noeggerathiopsis tenuinervis* Chachl. (Молчанов, 1941).

Богатая фауна пелеципод, найденная в 1946 г. В. Я. Сычевым и П. Н. Васюхичевым в пачке песчано-глинистых пород (мощностью 90 *м*), вскрытой канавами 11, 14 и 24 и скв. 19 на Шадринском месторождении, была изучена Р. Н. Бенедиктовой. Эта пачка названа П. Н. Васюхичевым «пелециподовым горизонтом» из-за обилия в ней остатков пелеципод. Залегает она в 30—70 *м* выше подошвы угленосной толщи (рис. 27).

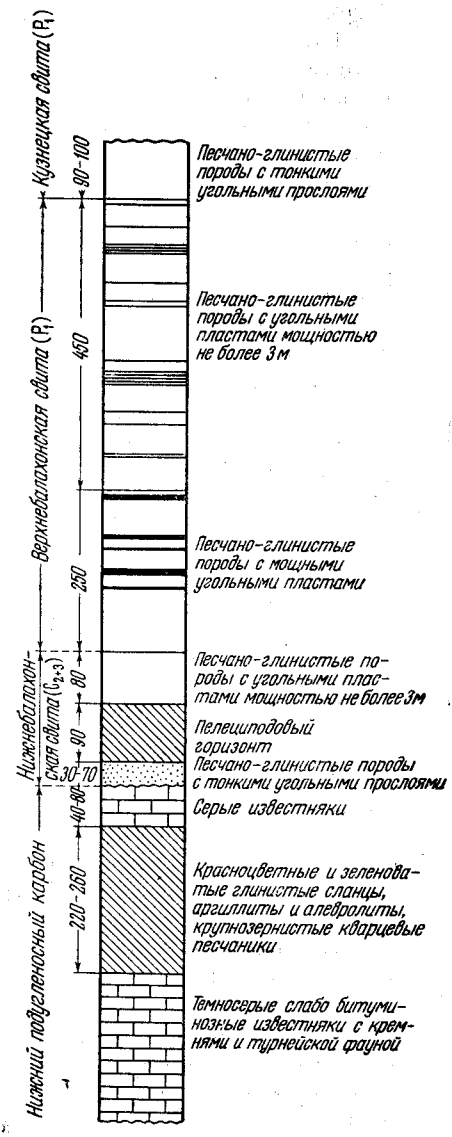



Рис. 27. Схематический стратиграфический разрез каменноугольных и пермских отложений Шадринского и Листвянского месторождений Горловского бассейна

По заключению Р. Н. Бенедиктовой (1950 г.), изученная ею фауна представлена колоссальным (несколько тысяч) количеством экземпляров, сохранившихся в виде внутренних ядер и внешних отпечатков. Фауна эта, по Р. Н. Бенедиктовой, представлена новыми видами: *Yavorskiella analoga* sp. nov., *Y. subcordata* sp. nov., *Y. recta* sp. nov.,

http://jurassic.ru/

*Y. lingualis* sp. nov., *Y. intermedia* sp. nov., *Y. magna* sp. nov., *Y. tenuicostata* sp. nov., *Aenigmoconcha elongata* sp. nov., *A. obliqua* sp. nov., *A. rotundata* sp. nov., *Edmondia*(?) *longa* sp. nov., *E. circularis* sp. nov., *E. gorloviensis* sp. nov., *Mytilomorpha*(?) *sibirica* sp. nov.

По сборам П. Н. Васюхичева 1946 г. из канавы, расположенной на правом берегу р. Шипунихи выше д. Шадриной, вскрывшей отложения из почвы пелециподового горизонта, М. Ф. Нейбург определила обрывок листа, относящегося, вероятно, к *Gondwanidium sibiricum* (Petunn.) Zal., что позволяет отнести пелециподовые слои к алыкаевской подсвите схемы Кузбасса (Васюхичев, 1948).

Основываясь на заключениях о возрасте флоры, а также на внешнем облике пород, можно высказать предположение, что в Шадринском месторождении низы разреза (200—250 *м*) являются аналогами нижнебалахонской свиты Кузбасса (карбонового возраста). Можно думать, что накопление угленосных отложений в этой части Горловского бассейна началось, как в Завьяловском, не раньше второй половины мазуровского времени.

Из скв. 98, пробуренной на Дорогинском месторождении, Г. П. Радченко и С. Г. Горелова (1950 г.) определили *Sphenopteris asiatica* Zal., форму, характерную для алыкаевской подсвиты Кузбасса. На внутренних сторонах встреченных здесь разобщенных створок пелеципод наблюдаются трубки спирорбисов.

От определения возраста слоев с пелециподовой фауной Р. Н. Бенедиктова воздержалась, упомянув, однако, что единственный вид рода *Yavorskiella* (*Yavorskiella skoki* Fedot.) был описан Д. М. Федотовым (1938 г.) из ишановской подсвиты Кузбасса (Кемеровский район). Однако горловские виды этого рода встречены в отложениях, по-видимому, синхронных алыкаевской подсвите, если судить по содержащейся в них флоре.

Пелециподовый горизонт был вскрыт также в скважинах на Карасевском месторождении, в 40 *км* к югу от д. Шадриной, и в обнажении по рч. Ургунчику, в 6 *км* к северу от д. Шадриной. Можно думать, что этот горизонт является опорным палеонтологическим горизонтом, по крайней мере для западной окраины бассейна.

### *КОЛЫВЫНЬ-ТОМСКАЯ ЗОНА*

В пределах Колывань-Томской зоны нижнекаменноугольные отложения распространены довольно широко, но изучены еще недостаточно. Они известны здесь в основном по северо-западному крылу крупной антиклинорной структуры Сокура: в пределах г. Томска и его ближайших окрестностей, по р. Томи севернее Транссибирской железнодорожной магистрали, по р. Ине (и по ее притокам западнее Горловского бассейна — до района г. Новосибирска), по р. Берди и дальше на юго-запад (вдоль правобережья р. Оби) к г. Камню.

Представлены они в основном темными алевро-аргиллитовыми толщами, сильно рассланцованными, сложенными в обильные мелкие складки. В подчиненном количестве в них встречаются песчаники, еще реже известняки. Здесь обильны дайки диабазов, имеются интрузии гранитов. На востоке эта полоса отложений доходит до Горловского бассейна, севернее — до осевой части Сокура (где обнажены подстилающие их толщи), а еще далее на север (за г. Томском) и на юг (за г. Камнем) и в Заобье — скрывается под покровом четвертичных отложений.

После геологов Кабинета северную часть этой территории и каменноугольные фауны изучил М. Э. Янишевский (1915 г.); в районе г. Томска и севернее работали В. А. Хахлов (1945 г.), М. П. Нагорский и К. В. Иванов; по р. Ине — А. И. Гусев; в Ордынском районе —

http://jurassic.ru/

И. П. Максимов, В. П. Казаринов, Л. Н. Краевская, М. П. Ломовицкая, М. М. Врачинская, Н. А. Боговаров; в окрестностях г. Камня — Н. А. Бубличенко. В послевоенное время в пределах всей зоны исследования провела А. Л. Матвеевская; в последние годы здесь работали Т. Ф. Васютинская, Р. Ф. Колпакова и другие (Сокур, окраины Горловского бассейна и Салаира).

В разрезе по р. Ине черносланцевая (с кристаллами пирита) нижнекаменноугольная толща, известная под названием шиферных сланцев, согласно налегает на серые и темно-серые сланцевые толщи верхнего девона. В пограничных слоях, имеющих этренский возраст, встречено несколько тонких линзовидных прослоев известняков с фауной *Spirifer tornacensis* Kon., *S.* ex gr. *verneuili* Murch., *Cyrtoceras*? sp. и других; выше залегают темные сланцы до 500 *м* мощности, являющиеся верхним членом разреза инской формации ($D_3+C_1$) Б. Ф. Сперанского (1924 г.).

Те же темные нижнекаменноугольные турнейские сланцы протягиваются отсюда по простиранию на северо-восток — к г. Томску, где они были описаны М. Э. Янишевским (1915 г.). Отсюда им определены *Productus semireticulatus* Mart., *P. granulosus* Phill., *P. punctatus* Mart., *P. aculeatus* Sow., *Spirifer sibiricus* Yanisch., *S.* cf. *princeps* Mac Coy, *Spiriferina octoplicata* Sow. var. *concentrica* Yanisch., *Syringothyris* cf. *texta* Hall, *Schuchertella tomskiensis* Yanisch., *Retzia* cf. *radialis* Phill., *Athyris lamellosa* l'Eveil., *Comarotoechia pleurodon* (Phill.), *Fenestella plebeja* Mac Coy, *F. virgosa* Eichw., *F. veneris* Fisch., *F. membranacea* Phill., *Polypora sibirica* Yanisch., *P. porosa* Eichw., *Parallelodon sibiricus* Yanisch., *P. koninckianus* Yanisch., *Myalina* aff. *pernoides* Portl., *Sanguinolites tricostatus* Portl., *S. striatolamellosus* Kon., *Edmondia* cf. *laminata* Phill., *Aviculopecten tenuiconcentricus* Yanisch., *A.* cf. *stellaris* Phill., *Pterinopecten granosus* Sow., *Pinna* cf. *flabelliformis* Mart., *Pleurotomaria* sp., *Naticopsis* sp., *Orthoceras* sp., *Goniatites*(?) sp., *Phillipsia* sp., *Zaphrentis* sp., членики криноидей, зубы рыб и пр. Список этот, видимо, сборный и содержит ряд визейских форм.

По р. Басандайке, у г. Томска, в сланцевой толще есть пачка с тонкими пропластками угля (0,1—0,3 *м*) с растительными остатками. Всего в нескольких десятках метров (около 50 *м*) от слоев с фауной у д. Аникиной собрана флора, представленная (по определению В. А. Хахлова, 1943 г.) *Lepidodendron ussovi* Chachl., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Cardiopteris vesca* Zal., *C. tomiensis* Chachl., *Aneimites* sp., *Ginkgo tomskiensis* Chachl. В. А. Хахлов считает ее раннекарбоновой (близкой к верхнеострогской флоре Кузбасса).

Те же темные сланцевые толщи протягиваются по простиранию из района г. Новосибирска к юго-западу и прослеживаются вдоль р. Оби через Ордынский район до района г. Камня. В лучше изученном Ордынском районе наблюдается постепенный переход от верхнедевонских слоев к нижнекаменноугольным. В пограничной между ними чингизской свите, представленной (по В. П. Казаринову) темными сланцами и известняками, наблюдается смешанная фауна слоев этрен: *Productus* ex gr. *praelongus* Sow., *Spirifer tornacensis* Kon. и др.

Собственно нижнекаменноугольные отложения представлены здесь однородной темносланцевой неизвестковистой толщей. В этих слоях М. М. Врачинской встречены: *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., *S.* cf. *duplicostus* Phill., *S.* ex gr. *triangularis* Mart., *Schuchertella crenistria* Phill., *Martinia* ex gr. *glabra* Phill., *Leptaena analoga* (Phill.), *Productus arcuatus* Hall, *Productella* ex gr. *concentrica* Hall. По Л. Н. Краевской (1935 г.), это уже позднетурнейская фауна.

http://jurassic.ru/

Тут же (по р. Ельцовке) в стратиграфически более высоких слоях Ельцовского месторождения в темных сланцах и зеленовато-серых песчаниках И. П. Максимовым собрана фауна, представленная (по данным М. П. Ломовицкой, 1940 г.): *Spirifer cameratus* Mart., *S. fasciger* Keys., *Productus (Linoproductus)* ex gr. *cora* d'Orb., *P.* ex gr. *semireticulatus* Mart., *P. (Dictyoclostus) vratschinskaiae* Lomovitskaya, *Hustedia elegantula* Lomovitskaya sp. nov., *Spiriferina* cf. *fascigata* Schellw., *Fenestella rudis* Ulr. и другие. Судя по приведенному списку, это близкие аналоги острогской свиты Кузбасса.

Еще стратиграфически выше, в разрезах по р. Ельцовке (Ельцовское месторождение) залегает ордынская угленосная свита с пластами угля и растительными остатками. В. А. Хахлов определил отсюда нижнебалахонские формы: *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Dicranophyllum paulum* Zal., *Phyllotheca* sp., *Noeggerathiopsis aequalis* (Goepp.) Zal.

### *САЛАИР*

Нижнекаменноугольные отложения Салаира изучены еще недостаточно. Заведомо каменноугольная фауна ранее была известна здесь всего в одном месте — у д. Малиновой Гривы (северо-западная часть Салаира), где ее обнаружили А. А. Зенкова и А. Л. Матвеевская (1937 г.). Остальные указания на нахождение на Салаире раннекаменноугольной фауны не подтвердились (указание А. А. Зенковой на наличие раннекаменноугольных брахиопод у с. Верхний Тогул, по р. Тогулу* и другие).

По данным В. Д. Фомичева (1953—1955 гг.), разрез нижнего карбона здесь заметно отличается от разрезов Кузбасса и Горловского бассейна.

У д. Малиновой Гривы выходят, по-видимому, низы нижнего карбона, выделенные В. Д. Фомичевым под названием малиновской свиты; она сложена темными серыми сланцами, частью известковистыми, связанными постепенным переходом с темными сланцами девона. Среди сланцев имеется пачка черных известняков мощностью около 10 *м*, с фауной брахиопод, мшанок, гастропод и ругоз. А. А. Зенкова и А. Л. Матвеевская (1937) по предварительным определениям привели отсюда следующий список: *Fenestella* ex gr. *cestriensis* Ulr., *F. compressa* Ulr., *Hustedia circularis* Mill., *Spirifer striatiformis* Meek., указывающий скорее всего на этренский возраст (аналоги чингизских слоев Ордынского района Приобья). Мощность малиновской свиты, видимо, не превосходит 200 *м*.

К югу и юго-востоку от этого района (южнее с. Чупина на р. Берди, у с. Елбань на р. Елбани и в других местах) также встречены черные толщи мергелей и известковистых аргиллитов без фауны. В. Г. Зинченко по сборам И. К. Картавцева и М. М. Грунина (у сс. Озерно-Титовского и Афонина) определила из темных аргиллитов *Avonia praelonga* (Sow.), *Schuchertella* cf. *globosa* Tolm., *Chonetes hardrensis* (Phill.), *Pustula* cf. *minima* Tolm.

Видимо, более молодыми, чем малиновская свита, являются отложения, встреченные в 1953 г. В. Д. Фомичевым в одном пункте по р. Пайвихе к юго-западу от д. Пайвиной (Масляниинский район) и выделенные им в пайвинскую свиту. Она представлена (снизу вверх):

* В темных аргиллитах, обнаженных в левобережье верховьев р. Тогула, как указывали П. Г. Шатров и О. К. Полетаева (1937), определимой фауны нет, но неопределимые растительные остатки обильны.

http://jurassic.ru/

| | |
|---|---|
| Серые слоистые известняки с брахиоподами (*Spirifer* sp.), видимая мощность возможно достигает . . . . . | 200 *м* |
| Известковистые песчаники и серые сланцы | до 175 „ |
| Конгломерат с обильной галькой серых немых известняков и плагиогранитов . . . . | 20 „ |
| Немые серые полимиктовые песчаники . . | 150 „ |
| Плитчатые аргиллиты с фауной . . . . | 100 „ |
| Пачка серых чередующихся аргиллитов и известковистых песчаников с фауной . . . | более 100 „ |

Суммарная мощность разреза (750—800 *м*), возможно, несколько преувеличена, так как здесь, по-видимому, имеются нарушения.

В плитчатых аргиллитах (в прослое мощностью 0,1 *м*) встречены: *Spirifer tornacensis* Kon., *Sp. ussiensis* Tolm., *Syringothyris* sp., *Dictyoclostus* cf. *burlingtonensis* Hall, *Productus* cf. *niger* Gos., *Spiriferina* cf. *octoplicata* Sow., *Athyris propingua* Tolm., *Chonetes hardrensiformis* Rot., *Camarotoechia konincki* Tolm.

В верхней пачке аргиллитов и известковистых песчаников здесь обнаружены *Spirifer* cf. *logani* Hall, *Sp.* cf. *suavis* Kon., *Schellwienella* sp., *Productus (Pustula)* sp., *Athyris* sp. По А. П. Ротаю, определившему эти фауны, возраст их турнейский. Возможно, что в верхах мы имеем уже переход к нижневизейским отложениям.

Вышележащие верхнепалеозойские слои на Салаире пока не известны, хотя наличие их в ядре Маслянинской синклиналии не исключено.

### *КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ И ГОРНАЯ ШОРИЯ*

По западной окраине Кузнецкого Алатау, восточнее территории Кузнецкого бассейна, каменноугольные отложения местами сохранились в пределах отдельных грабен-синклинальных структур.

По данным В. Д. Фомичева, в северной части этой полосы — по р. Золотому Китату у пос. Черное Озеро наблюдаются морские нижнекаменноугольные отложения с богатой фауной. На красноцветные верхнедевонские отложения здесь согласно налегают известняки с халцедонами и с кремнистой галькой пестрых цветов. После небольшого перерыва в обнажении выше залегают серые известняки с черными кремнями и богатой турнейской фауной: *Spirifer ussiensis* Tolm., *S. tornacensis* Kon., *Caninia* sp., *Syringopora* sp. Очевидно, это отложения тайдонской зоны, аналоги денисовских известняков Кузбасса. Мощность нижнего карбона здесь несколько сокращена; более высокие слои оборваны нарушением.

Южнее морской нижний карбон и вышележащая угленосная толща были изучены В. А. Кузнецовым (1940 г.) в верховьях р. Тайдона и по его притокам — рр. Баянзасу и Саянзасу. Нижний карбон, по данным этого автора, налегает здесь на красноцветные девонские отложения с некоторым несогласием*. По р. Тайдону, несколько ниже устья р. Амзас, хорошо обнажены низы нижнего карбона, полого налегающие на красноцветные верхнедевонские отложения с эффузивами. Нижнекаменноугольные отложения сложены конгломеративными известковистыми песчаниками и брекчиевидными пестрыми (обломочными) известняками, на которые налегают серые массивные известняки с кремнями и водорослеподобными образованиями (*Osagia*?); затем снова идут светлые известковистые песчаники с галькой красноцветных пород.

* А. П. Ротай (1938) считает, что нижнекаменноугольные отложения здесь залегают согласно (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

После некоторого перерыва в обнажении их сменяют зеленоватые и голубоватые мергели и лежащие на них серые слоистые турнейские известняки с богатой фауной (*Productus robustus* Tolm., *Syringothyris carteri* Hall и другие). Очевидно, это уже высокие горизонты денисовского известняка. Суммарная мощность вскрытого разреза достигает 300—400 *м*.

По р. Саянзасу обнажаются вышележащие серые мергелистые известняки с фауной мшанок плохой сохранности (*Fenestella serratula* Ulr., *F. taidonica* Nech., *Rhombopora simulatris* Ulr., var. *acanthostellata* Nech., *Rh.* cf. *transversalis* Ulr.), возможно, имеющих уже ранневизейский возраст.

Угленосная толща отмечена В. А. Кузнецовым (1940 г.) по р. Баянзасу ниже устья р. Кужухты и на водоразделе между рр. Баянзасом и Тайдоном. В восточной части этого разреза полого залегают бурые и красные слабо диагенетизированные конгломераты и песчаники, падающие на северо-восток. Галька в них состоит в основном из кембрийских(?) красноцветных порфиритов. Ниже по реке залегают полимиктовые пестрые песчаники, а затем серые мелкогалечниковые конгломераты и грубые мелкозернистые песчаники с неопределимыми отпечатками растений. На водоразделе против этого места обнажаются базальты. Суммарная мощность этого разреза около 300—500 *м*. Тут, по-видимому, выходят верхи(?) верхнепалеозойской угленосной толщи Кузбасса (м. б., пермь?) и налегающие на них триасовые отложения. Лежат они здесь прямо на нижнекаменноугольных морских отложениях; полоса их выходов имеет ширину до 2 *км*.

По данным К. Г. Тюменцева (1931 г.), В. К. Радугина (1936 г.), А. Л. Додина (1956 г.) и других, в верховьях правобережья р. Кондомы в Казаныхском районе между рр. Сайзак, Тузас и по притокам последней — ключам Казаныху и Угольному, обнажается пологолежащая толща аркозовых песчаников, мелкогалечниковых конгломератов и аргиллитов, заключающая пласт деформированного каменного угля мощностью до 2 *м* и более тонкие сажистые угли (до 0,5 *м*). Немногочисленные растительные остатки в этой толще представлены *Noeggerathiopsis* sp. и др. Угленосная толща налегает здесь непосредственно на красноцветный верхний девон, также залегающий полого. По данным палинологов спорово-пыльцевой лаборатории ЗСГУ, здесь есть и юрские отложения.

В более удаленных от Кузбасса районах западного склона Кузнецкого Алатау и Горной Шории отложения морского нижнего карбона и угленосного верхнего палеозоя не известны.

### *ГОРНЫЙ АЛТАЙ*

В пределах Горного Алтая каменноугольные отложения пользуются ограниченным развитием. В районе с. Черемшанки (по кл. Филаретову) А. И. Науменко в слоях, залегающих в кровле отложений с типичной фаменской фауной, нашел фауну, определенную Р. Т. Грацианова (1959 г.) как раннекаменноугольную. По ее данным нижнекаменноугольные отложения имеют здесь мощность до 420 *м* и согласно залегают на фаменских. Они представлены серыми и темно-серыми известковистыми песчаниками, чередующимися с известняками того же цвета. Вся свита богата фауной, особенно в нижней своей половине, где были найдены (по Р. Т. Грацианова): *Plicatifera* cf. *hyperborea* (Nal.), *Dictyoclostus* cf. *burlingtonensis* (Hall), *Pustula* cf. *pustuliformis* (Rot.), *P. pustulosa* (Phill.), *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., *S.* cf. *kasachstanensis* Sim., *S.* cf. *ussiensis* Tolm., *Neospirifer* cf. *deržavini* Yan., *Syringothy-*

http://jurassic.ru/

*ris* cf. *hannibalensis* (Swal.), *Schuchertella tomskiensis* Yan., *Athyris* sp. Выше обнаружена *Caninia cylindrica* Scoul. Все это турнейская фауна (середина и конец турне).

По данным С. И. Баженовой (1959 г.), на водоразделе рр. Жирану и Коругаш (притоки р. Бол. Карагем) в серых известняках обнаружены верхнетурнейские *Dictyoclostus burlingtonensis* (Hall.), *Concrinella laevicosta* (White), *Neospirifer* sp. (определения И. А. Гречишниковой), а также *Fenestella serratula* Ulr., *F. multipora* Meek., *F.* aff. *buchtarmensis* Neck., *Hemitypa proutana* Ulr. (определения И. П. Морозовой).

Палеонтолог ЗСГУ В. А. Желтоногова отмечает, что в районе с. Ажинки на р. Бии в скважине были встречены породы с раннекаменноугольной фауной. Раньше здесь выделяли отложения позднего девона.

В других местах Горного Алтая морские нижнекаменноугольные отложения не известны и на ограниченных участках встречаются лишь более молодые породы с пластами угля и растительными остатками, залегающие непосредственно на девоне. Так, К. В. Радугин (1941) отнес к верхнему палеозою аргиллиты, песчаники и конгломераты с галькой девонских эффузивов, встреченные в пределах небольшого тектонического клина по р. Н. Каралдаю, левому притоку р. Богужлана, впадающего слева в р. Курату. Породы эти слабо дислоцированы. Далее к юго-востоку имеется еще ряд мелких выходов аналогичных пород с неопределимыми растительными остатками.

Более значительные площади занимает карбон в юго-восточной части Горного Алтая — в пределах Чуйской и Курайской степей, вдоль р. Чуи и к северо-западу отсюда, в котловине оз. Сарулу-Куль (Мухин, 1938). Здесь карбон достаточно однообразен, сложен косослоистой толщей конгломератов, зеленовато-серых песчаников, аргиллитов и углистых аргиллитов с пластами каменного угля. По северной окраине Курайской степи выходы их прослежены в ряде пунктов, на расстоянии до 50 *км* вдоль юго-западного подножья Курайского хребта. Угленосная толща (курайская свита) с конгломератами в основании залегает со скрытым несогласием на верхах красноцветного девона.

По данным В. А. Хахлова (1933, 1937 гг.), встреченные в курайской свите растительные остатки представлены следующими формами: *Lepidodendron* sp., *Phyllotheca krasnopeevae* Chachl., *Aneimites lopatini* (Schmalh.), *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *A. kuraiskiensis* Chachl., *A. ovatum* Chachl., *Sphenopteris kuraica* Chachl., *Gondwanidium latifolium* Chachl., *G. altaicum* Chachl., *G. sibiricum* (Petunn.) Zal., *Sphenopteris kuraica* Chachl., *Siberiopteris dichotoma* Neub., *Noeggerathiopsis aequalis* (Goepp.) Zal.*.

Это типичная алыкаевская подсвита нижнебалахонской свиты. Разрез толщи изучен на водоразделе между Курайской степью и р. Кизыл-Таш. По А. С. Мухину, здесь имеются две свиты: песчано-конгломератовая и продуктивная (300 *м*), содержащая до шести рабочих пластов угля мощностью от 0,6 до 3,5 *м*. Имеется и еще ряд мелких выходов угленосной толщи в пределах этой сложной тектонической зоны.

Интересные данные приведены А. С. Мухиным (1936 г.) для более восточного выхода угленосной толщи, расположенного по южному склону Курайского хребта. Обнаженная здесь толща имеет суммарную мощность до 90 *м* и подразделена им на две пачки (снизу вверх):

* В. А. Хахлов называет так листья типа *N. theodori* Tchirk. et Zal.

http://jurassic.ru/

а) зеленоцветная пачка (50 *м*). В нижней части представлена глинистыми сланцами (аргиллитами), переслаивающимися с грауваккovыми песчаниками. Местами в них содержится обильная флора хорошей сохранности (определения В. А. Хахлова) с *Noeggerathiopsis aequalis* (Goepp.) Zal. и *Aneimites lopatini* (Schmalh.), встречаются и маломощные (до 0,10) пропластки угля. Выше залегают косослоистые конгломерато-песчаники с галькой (до 20 *см*) девонских эффузивов, силурийских песчаников и черных известняков. Здесь имеются растительные остатки плохой сохранности.

Верхи пачки «а» сложены глинистыми сланцами (аргиллитами); в сланцах видны один-два прослоя сажистого угля мощностью до 0,20 *м*.

а) Красноцветная пачка (40 *м*). Красные легкорассыпающиеся аргиллиты и туфогенные сланцы, слабо диагенетизированные эффузивы и маломощные прослои мелкогалечниковых конгломератов.

Из зеленоцветной пачки, кроме уже указанных выше растительных форм, В. А. Хахловым определены *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Neuropteris dichotoma* Neub. — флора, типичная для нижнебалахонской свиты. Возраст верхней (красноцветной) пачки не ясен.

В юго-восточной части Горного Алтая, в истоках р. Кумурлу, правого притока р. Башкауса, серые угленосные песчаники с пропластками угля прослеживаются на 1,5 *км* узкой полосой (10 *м*). Еще ближе к границе с Монголией Н. Н. Горностаев наблюдал небольшие выходы угленосных отложений в верховьях р. Бугузун.

Восточнее Телецкого озера, на склонах горы Тебе (в верховьях р. Бол. Абакана) на красноцветном девоне залегает (по В. П. Нехорошеву, 1932 г.) угленосная толща, сложенная (снизу вверх):

красные песчаники и конгломераты (десятки метров);
серые и красные глинистые сланцы (аргиллиты);
угленосная пачка (65 *м*) из песчаников и сланцев с четырьмя пластами угля (до 1,1 *м* мощности) и с неопределимыми растительными остатками (возможно, не каменноугольными, а пермскими).

Следующий выход угленосных отложений расположен юго-восточнее среднего течения р. Чульчи (правого притока р. Чулышмана) — в вершине левого ее притока, р. Яхан-Сору. Здесь геологосъемочными работами ВАГТ (М. Н. Барцева, В. И. Колесникова и другие, 1957 г.) среди широкого поля пород протерозоя(?) и досилурийского интрузивного комплекса выявлен узкий (до 2 *км*) грабен (длиной до 12 *км*), выполненный мощной (до 1200—1400 *м*) толщей пестроцветного карбона. В низах и верхах разреза развиты пестроцветные конгломераты, красные и сургучно-красные песчаники и известняки; в средней части — серые и темно-серые песчаники, алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы с *Angaridium* aff., *potaninii* (Schm.) Zal., *Angaridium* sp., *Noeggerathiopsis* sp., *Angaropteridium* sp., на основании которых толща отнесена к $C_{2+3}$.

По данным А. А. Вишневского и других (1957 г.), аналогичные грабены, выполненные отложениями каменноугольной системы, имеются и в других районах Юго-Восточного Алтая, в частности, по р. Узун-Тытыгем и около горы Сайлюгем.

По р. Узун-Тытыгем описан разрез мощностью до 120—130 *м*, сложенный зеленовато-серыми и серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов и углистых сланцев.

Среди собранных здесь отпечатков флоры М. Ф. Микуновым определены: *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Angaropteridium* sp., *Paracalamites* sp., *Samaropsis* sp., Л. А. Рагозиным определены отсюда пелециподы: *Anthraconaia verchotomckiensis* Rag., *Anthraconauta flagitiosa* Rag., *A. krochalevskiensis* Khal., *Naiadites spirorbigera* var. *sataniana* Rag.

http://jurassic.ru/

На основании приведенного комплекса флоры и фауны отложения Узун-Тытыгемского грабена относятся к $C_{2+3}$ и сопоставляются с нижнебалахонской свитой Кузбасса.

В районе горы Сайлюгем в разрезе мощностью до 600—700 *м* преобладают конгломераты и грубозернистые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и углистых сланцев. В песчаниках и аргиллитах встречаются отпечатки стволов и листьев древних растений.

В центральной части Алтая, в тектонической зоне между Теректинским горстом и Ануйско-Чуйским синклинорием — в среднем течении р. Коругеша, правого притока р. Бол. Коругеша, впадающего в р. Тюгурюк слева (примерно в 20 *км* к северу от с. Усть-Кокса), Е. С. Левицким и другими (1959 г.) описан небольшой (1×4 *км*) тектонический клин нижнекаменноугольных отложений, представленных светло-серыми известняками с прослоями глинистых сланцев (видимой мощностью около 25 *м*). Среди собранной фауны И. А. Гречишниковой, И. П. Морозовой и Е. С. Левицким определены: *Cancrinella laevicosta* (White), *Dictyoclostus burlingtonensis* (Hall), *Productus (Spinulicosta)* ex gr. *concentricus* Hall, *Reticularia* cf. *pseudolineata* (Hall), *Spirifer missouriensis* Swallon, *Paryphorhynchus* cf. *striaticostatus* (M. et W.), *Rhynchotetra*(?) sp., *Camarotoechia* sp., *Athyris* sp., *Syringothyris* sp., *Fenestella serratula* Ulr., *F. multipora* Nekh., *F.* aff. *bukhtarmensis* Nekh., *Polypora* cf. *biseriatoformis* Nekh., *P. spininodata* Ulr., *Polypora* sp., *Hemitrypa proutana* Ulr., *Hemitrypa* sp., *Sulcoretepora* sp., *Rhombopora* sp., *Phillipsia* cf. *kirghisica* Web.

Этот комплекс указывает на позднетурнейский возраст вмещающих пород и имеет большое сходство с фауной бухтарминской свиты Рудного Алтая.

## *СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ*

В пределах Северо-Западного Алтая отложения каменноугольной системы распространены незначительно. Они встречены в виде отдельных эрозионных останцев в бассейне левых притоков р. Белой (рр. Солдатка и Глубочанка) к западу от с. Курьи, а также в западной части этой территории (в районе с. Золотухи и Золотухинского рудника). В последних двух участках отложения карбона, перекрытые толщей кайнозойских осадков, были вскрыты при бурении. По возрасту они относятся к турнейскому ярусу и среднему отделу каменноугольной системы.

Фаунистически доказанные нижнекаменноугольные отложения были впервые установлены Н. Л. Бубличенко (1938 г.) в окрестностях с. Курьи. Среднекаменноугольные отложения обнаружены В. П. Курбатовым (1956 г.) в районе Золотухинского рудника.

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Морской карбон давно известен в районе с. Курьи, по р. Локтевке. В пределах мощной северо-западной (Лениногорской) зоны смятия, пограничной с Рудным Алтаем, сохранились три крупные тектонические линзы серых нижнекаменноугольных известняков с фауной позднетурнейских кораллов, мшанок и брахиопод. Это аналоги бухтарминской свиты Рудного Алтая. Мощности линз (В. П. Нехорошев, 1941 г.) не превышают нескольких десятков метров (всего известняков около 200 *м*). По Ю. А. Кузнецову (1948 г.), известняки опрокинуты на восток и падают на запад под углом 60°.

http://jurassic.ru/

Наибольшую площадь турнейские отложения занимают в районе с. Золотухи и горы Вознесенский Курган, где они изучены по керну буровых скважин. Кроме того, турнейские отложения известны в двух небольших выходах в восточной части описываемого района (в долине рр. Глубочанки и Солдатки, левых притоков р. Белой), а также в двух небольших участках, расположенных к западу от с. Курьи. В районе с. Золотухи и горы Вознесенский Курган, по данным В. П. Курбатова и В. С. Шульгиной, наблюдается довольно полный разрез турнейских отложений. Здесь на фаменских породах лежат отложения нижней части турнейского яруса, представленные главным образом алевролитами с прослоями аргиллитов, туффитов и песчаников, а в основании выделяется пачка чередующихся песчаников и конгломератов. Отложения низов турнейского яруса выше по разрезу сменяются отложениями верхней части его, вскрытыми скважинами в окрестностях р. Березовки.

На всех остальных участках развития турнейских пород наблюдается верхняя часть их разреза, с фауной. Породы представлены главным образом известняками с подчиненными им известковистыми сланцами, песчаниками и алевролитами. Залегают они на породах различного возраста: в районе р. Глубочанки — на фаменских отложениях, в остальных участках — на породах ордовика.

Мощность турнейских отложений невелика и, вероятно, не превышает 250—300 *м*. Нижнетурнейские отложения охарактеризованы фауной брахиопод. Здесь найдены *Productus (Semiproductus)* cf. *lentus* Bubl., *Chonetes* sp. (определения Н. Л. Бубличенко) и *Chonetipustula* sp. (определена А. П. Ротаем).

Верхнетурнейские породы охарактеризованы обильной и многочисленной фауной, собранной в ряде мест. Так, в районе р. Березовки найдена фауна трилобитов (определения З. А. Максимовой): *Cyrtosymbole* sp., *Phillipsia* cf. *laticaudata* var. *kuzneciana* Web., *Ph.*(?) *abscisa* Web., *Phillipsia* sp. и другие. В районе левых притоков р. Белой найдены брахиоподы *Spirifer tornacensis* Kon., *Syringothyris texta* Hall (определения Н. В. Литвинович и М. С. Потаповой), *Spirifer* cf. *ussiensis* Tolm., *Orthotetes keokuk* Hall, *Productus (Linoproductus)* cf. *corrugatus* Mac Coy., *Pr. (Pustula)* cf. *altaica* Tolm., *Productus (Linoproductus)* sp. (определения А. П. Ротая). В окрестностях с. Курьи были найдены: *Spirifer tornacensis* Kon., *Chonetes papilionaceus* Phill., *Avonia schlygini* Nal., *Rhipidomella michelini* Eveil., *Spirifer missuriensis* Hall, *Sp. chassan* Nal., *Sp. kasak* Nal. и другие (определения Н. В. Литвинович и М. С. Потаповой).

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения этого отдела, известные на Алтае под названием малоульбинской свиты, выявлены только в западной части Северо-Западного Алтая: в окрестностях с. Золотухи, пос. Ивановского и к западу от Золотухинского рудника. Встречаются они в изолированных мульдах, перекрытых кайнозойскими образованиями, на поверхность не выходят и закартированы по данным бурения*.

Малоульбинская свита состоит из песчаников, чередующихся с алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями и линзами туфопесчаников, гравелитов и конгломератов. Местами наблюдаются маломощные угольные прослойки. В основа-

* За последние годы здесь установлены и мезозойские (юрские) угленосные отложения (А. П. Беляев и др., 1963 г.) (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

нии свиты имеется небольшой пласт конгломерата. Свита залегает с угловым несогласием на размытой поверхности пород среднего и верхнего девона и нижнего карбона. В ней содержится большое количество остатков ангароптеридиевой флоры, среди которой М. П. Радченко были определены: *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Elatocladus (Walchia) kassagatschica* (Tchisk.) Krysht., *Neuropteris dichotoma* Neub., *Noeggetathiopsis* sp. и другие. Указанный комплекс флоры характерен для мазуровского и частично алыкаевского горизонтов нижнебалахонской свиты Кузбасса. На этом основании описанные отложения сопоставляются с малоульбинской свитой Алтая, содержащей ту же флору. Возраст этой свиты определяется в возрастных границах намюр-средний карбон *.

## *ОБЩАЯ СВОДКА*

Из приведенного выше обзора каменноугольных отложений Западной Сибири отчетливо видно, что наиболее изученным является разрез их в пределах Кузнецкого каменноугольного бассейна. Разрезы карбона из других районов изучены слабее, отличаются меньшей стратиграфической полнотой, хуже охарактеризованы палеонтологически.

Нижняя граница каменноугольных отложений Западной Сибири проведена в основании этренских слоев, обычно хорошо охарактеризованных морской фауной.

В разрезах карбона могут быть выделены два достаточно четко отличающиеся друг от друга комплекса: нижний представлен преимущественно отложениями с типично морской фауной. Мощность их достигает 800—1100 *м*, а возраст является турнейским и ранневизейским. В фаунистически охарактеризованных разрезах к турнейскому ярусу относятся нижние части разрезов морских толщ: абышевская (с *Productus niger* Goss.), тайдонская (со *Spirifer ussiensis* Tolm.) и фоминская (со *Spirifer subgrandis* Rot) ** зоны представленные в основном карбонатными и частью терригенными породами. Для нижневизейских отложений, т. е. подъяковской (с *Petalotrypa tomiensis* Trizna) и верхотомской (со *Spirifer plenus* Hall) зон, характерно преобладание известковистых песчаников и вообще терригенных пород, в верхней части которых появляются тонкие прослои известняков-ракушечников и линзы конгломератов с галькой кварца и кремнистых пород (регрессивный цикл).

Верхний комплекс каменноугольных отложений резко отличается от нижнего. Это мощные терригенные угленосные толщи с обильными пластами каменного угля, растительными остатками и более редкой фауной. Особенно редкой является морская фауна, обычно представленная мелкими угнетенными формами. Чем выше по разрезу угленосной толщи мы поднимаемся, тем меньше встречается типично морских форм (брахиоподы, криноидеи и др.) и во все большем количестве появляются солоноватоводные и пресноводные (пелециподы, остракоды и другие). Другими словами, все меньше остается руководящих форм, дающих возможность точно определить геологический возраст отложений. К тому же флора, встречающаяся в этих породах, представлена почти исключительно местными — ангарскими формами.

В настоящее время граница карбона и перми в разрезе угленосных отложений Кузбасса проводится по флоре между нижне- и верхне-

* В 1962 г. здесь установлены и более высокие горизонты угленосных отложений позднего карбона (А. П. Беляев и др., 1963 г.) (*Ред.*).

** Верхи фоминской зоны содержат *Lithostrotion* и мшанок визейского типа.

http://jurassic.ru/

балахонской свитами. По данным Г. П. Радченко (1940, 1956 гг.) и М. Ф. Нейбург (1956 г.), на грани этих двух свит происходит достаточно заметное обновление флоры. Для раннебалахонской флоры (особенно для наиболее поздних комплексов ее) характерно массовое появление папоротников, часть которых напоминает и «даже идентична вестфальским и стефанским формам Западной Европы и Донбасса»;* здесь появляются и хорошо представлены гондванидиумы, гинкгофиллумы, невроптерисы. Выше, с низов верхнебалахонской свиты, флора резко изменяется.

По Г. П. Радченко, только 37% форм нижнебалахонской флоры проходит в верхнебалахонскую; для последней характерны новые своеобразные представители папоротников, крупнолистные аннулярии, крупные корэтрофиллиты (хвощевые), крупноперышковые невроптерисовые и широколистные кордаиты (*Noeggerathiopsis*). Связь флоры промежуточной подсвиты верхнебалахонской свиты с более молодыми флорами более тесная, чем с флорой конца накопления нижнебалахонской свиты.

Что же происходит на границе отложений морского нижнего карбона (нижневизейские слои с *Lithostrotion irregulare* Phill., var. *balakhonkaensis* Fom. и вышележащей острогской свиты(?). Больших перерывов в отложении осадков тут не было, поскольку морская фауна, собранная в средней части острогской свиты, имеет еще раннекаменноугольный возраст: намюрский или пограничный визе-намюрский (по В. Д. Фомичеву, 1948 г.). Г. П. Радченко (1956 г.) утверждает даже, что флора низов острогской свиты является визейской — донамюрской и имеет в южной части бассейна ряд форм, общих с верхотомской флорой, обнаруженной ниже пограничного конгломерата. Путем сопоставления с флорами Минусинского бассейна, где Г. П. Радченко предполагает непрерывное накопление осадков в нижнем карбоне, он устанавливает, что амплитуда перерыва в разрезе Кузбасса не превосходит 100 *м* (в терригенной фации типа острогской — угленосной). Верхи острогской свиты и низы нижнебалахонской он относит к намюру, а более высокие слои последней свиты — к вестфалу и стефану. Таким образом флора в острогской и нижнебалахонской свитах сменяется постепенно.

Однако существуют и другие точки зрения: А. П. Ротай (1956), В. И. Яворский (1956) и О. Л. Эйнор (1956) все еще защищают точку зрения М. Э. Янишевского о том, что возраст острогской свиты позднекарбоновый. Е. М. Люткевич считает эту свиту еще более молодой.

В данном томе граница карбона и перми проведена так, как было принято на конференции по стратиграфии Кузбасса в 1954 г. и одобрено в 1956 г. на Межведомственном совещании по унификации стратиграфических схем для Сибири. В то же время необходимо учесть, что в дальнейшем возможно изменение положения границы, так как в настоящее время она проведена по данным флоры (в основании слоев с *Callipteris conferta* Brongn.) на целый ярус ниже, чем по фауне (в основании слоев со *Schwagerina moelleri* Raus.).

Корреляция разрезов разрозненных выходов угленосной толщи (в пределах Алтае-Саянской горной области) с разрезом Кузбасса вызывает затруднения только тогда, когда в них не изучена или не собрана флора. Сюда относятся, например, выходы угленосной толщи в пределах Кузнецкого Алатау, Горной Шории и местами в Горном Алтае (верховья р. Абакана и к юго-востоку от Телецкого озера).

* Г. П. Радченко (1956 г.).

http://jurassic.ru/

Мелководное раннекаменноугольное море Кузбасса, очевидно, временами заливало своими краевыми частями и смежные окраины Кузнецкого Алатау и Горной Шории, занимало широкие площади на Салаире и распространялось на северо-запад, в область Колывань-Томской зоны, откуда оно протягивалось на территорию Казахстана. Уже по западной окраине Кузбасса появляются первые представители казахской фауны. Ряд общих форм кораллов ругоза имеют Кузбасс и юго-западный Алтай. Восточнее Кузнецкого Алатау доугленосный карбон имеет фациальный облик, близкий к кузбасскому, но морская фауна там почти полностью отсутствует. В пределах Горного Алтая нижнекаменноугольные — доугленосные отложения развиты слабо (известны в районе с. Черемшанки, с. Ажинки, по р. Б. Карагем). Они, кроме того, давно известны на Алтае в Курьинском районе (на северо-западе), распространены далее к югу (в Рудном Алтае) — в направлении на г. Семипалатинск, северо-западнее которого (в Прииртышье) раннекаменноугольное море продолжало существовать и в то время, когда в Кузбассе уже началось накопление угленосной толщи (там есть слои с *Gigantoproductus giganteus* (Mart.)).

В Западной Сибири не известно значительных тектонических движений, проявившихся во время накопления каменноугольных отложений. Нижнекаменноугольные отложения согласно ложатся здесь на девонские и в ряде районов выражены теми же фациями черных сланцев (инских, мамоновских), что и фаменские отложения. На незначительных территориях наблюдается перерыв между девонскими и каменноугольными отложениями.

Следующий перерыв падает на середину визейского времени. Верхневизейские отложения с тем или иным несогласием залегают на нижневизейских. Местами этот перерыв был незначительным, сопровождался размывом нижневизейских (Ермаковский и Васьковский районы Кузбасса), а иногда и верхов турнейских (в Завьяловском районе) пород. Местами же турнейские отложения полностью отсутствуют, и балахонский комплекс пород ложится прямо на девонские отложения (Горный Алтай, Горная Шория).

В Рудном Алтае (в Бухтарминском и Нарымском районах) верхневизейские морские толщи локально залегают на нижележащих отложениях с угловым несогласием в результате имевшей здесь место фазы складчатости, получившей от В. П. Нехорошева (1944 г.) название саурской. Более поздних карбоновых движений в Западной Сибири не выявлено. Переход от каменноугольных к пермским отложениям постепенный, и положение границы карбона и перми, до некоторой степени условно.

Таким образом, в каменноугольном периоде на территории Западной Сибири наблюдалось проявление турнейской трансгрессии моря, сменившейся последующей длительной регрессией. К концу карбона морские фауны в Кузбассе почти перестают встречаться и уступают место пресноводным и солоноватоводным формам, характерным для мелководных лагун, озер и болот. На низких водоразделах, расположенных между этими водными бассейнами, произрастала пышная растительность (деревья, кустарники и травянистые). Территория Кузбасса, по-видимому, относится к промежуточному поясу, переходившему на севере в обширную зону лесов, а на юге — в более теплую область развития субтропических древовидных хвощевых и папоротников.

Проявления магматизма в каменноугольном периоде не были обильными в Западной Сибири. Для района Кузбасса и его окрестностей (Салаир, Колывань-Томская зона) характерно наличие туфов



http://jurassic.ru/

кислых пород, имеющих раннетурнейский и ранневизейский возраст. Синхронных им эффузивов здесь нет. Известен ряд раннекаменноугольных интрузивных массивов гранитов и адамеллитов.

В пределах Горного Алтая, где каменноугольные отложения занимают небольшие площади, выявить одновозрастные магматические породы трудно.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

### *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

История изучения стратиграфии пермских отложений Кузбасса рассмотрена в главе по стратиграфии карбона.

Кузнецкий бассейн является основным районом развития пермских отложений в Западной Сибири. К перми по решению межведомственных стратиграфических конференций 1954 и 1956 гг. здесь относят кольчугинскую серию и верхи балахонской (верхнебалахонскую свиту). Граница каменноугольных и пермских отложений в Кузбассе проведена условно.

Остальные площади развития пермских отложений в Западной Сибири ничтожны. Сюда относятся Горловский бассейн, Пыжинское месторождение в Горном Алтае и, возможно, еще несколько мелких выходов угленосной толщи (без флоры) в юго-западной части Горного Алтая, в Горной Шории и по западной окраине Кузнецкого Алатау.

### *КУЗНЕЦКИЙ БАССЕЙН*

Подразделение пермских отложений Кузбасса показано в табл. 15. Граница карбона и перми проведена по флоре между нижне- и верхнебалахонской свитами балахонской серии.

#### *Верхнебалахонская свита*

Верхнебалахонская свита делится на четыре подсвиты, отличающиеся друг от друга не только литологически, но и по флоре и фауне.

Промежуточная подсвита выделена В. Д. Фомичевым (1929 г.) в Кемеровском районе при детальных геологических исследованиях. Она имеет мощность 670 *м* и литологически хорошо отличается от других подсвит балахонской серии по характерному мелкоскорлуповатому («крупчатому») излому огромного большинства оставляющих ее алевролитов и особенно аргиллитов и серому цвету с слабым зеленоватым оттенком песчаников. Подсвита залегает согласно с подстилающей ее алыкаевской подсвитой и перекрывающей ишановской. Угли и углистые аргиллиты в ней многочисленны и довольно устойчивы.

В углях есть ряд прослоев пустой породы *. Поскольку угли этой подсвиты (более семи рабочих пластов) недостаточно широко разведаны, ее органические остатки изучены хуже, чем из других подсвит балахонской серии. Следует указать на находки пелеципод на правом берегу р. Томи (не обработаны); из других точек района в этой под-

* Наблюдается некоторое внешнее сходство отложений промежуточной подсвиты с отложениями ерунаковской свиты («крупчатая» отдельность, прослои породы в угольных пластах, структуры «cone in cone» и т. д.).

http://jurassic.ru/

свите известна *Mrassiella magniforma* Rag. Флора здесь обильна и разнообразна, но также недостаточно изучена. Только Г. П. Радченко в 1942 г. привел из промежуточной подсвиты Кемеровского района довольно богатые списки ископаемых растений. В нижней половине этой подсвиты (до пласта Александр-Ивановского) им определены *Sphenopteris tunguscana* (Schmalh.) Zal. (верхи этих слоев), *Annularia chachlovi* Radcz., *A. planifolia* Radcz., *Angaropteridium grandifoliatum* Zal., *Noeggerathiopsis deržavinii* Neub., *N. latifolia* Neub. (верхи этих слоев) и новые виды *Samaropsis*. В верхах промежуточной подсвиты (и в низах ишановской — до пласта Слоеного) известны *Sphenopteris maneichensis* Zal., *Koretrophyllites abeanus* (Zal.) Radcz., *Crassinervia zirkaschevi* (Chachl.) Radcz., *Gaussia scutellata* Neub., *Tschernovia kuznetskiana* Neub., *Tch. rariformia* (Chachl.) Radcz.

В Анжерском районе подсвита эта изучена хуже, чем в Кемеровском районе: к ней, возможно, относятся верхи балахонского разреза (верхи алчедатской свиты с малоустойчивыми пластами угля), налегающие на центральную свиту (аналоги слоев алыкаевской подсвиты); флора аналогов промежуточной подсвиты тут еще не изучена.

На восточной окраине Кузбасса мощность промежуточной подсвиты резко сокращена: уже в Крохалевском районе она падает до 260 *м*, в Змеинском районе — около 100 *м*, южнее — сокращается еще значительнее.

По западной окраине бассейна — в Завьяловском районе точно указать, какая часть разреза балахонской серии, залегающая над слоями с алыкаевской флорой, может быть отнесена к промежуточной подсвите, пока нельзя; возможно, что она здесь не угленосна. В большом разрезе у д. Корчуган-Белкиной промежуточная подсвита не вскрыта.

В Прокопьевском районе, по юго-западной окраине бассейна, мощность промежуточной подсвиты также сильно сокращена: сюда относятся пласты угля из верхней части местной свиты $H_1^1$ (около 200 *м*), т. е. угли от пласта Садового до Безымянного или Мощного. Еще М. Д. Залесский и Е. Ф. Чиркова (1937 г.) отметили, что в кровле пласта Садового появляются первые «абинские» (верхнебалахонские. — *В. Ф.*) формы, которые они определили как *Lobatannularia schtschurowskii* (Schmalh.) Zal., *Nephropsis integerrima* (Schmalh.) Zal. М. Ф. Нейбург (1948 г.) из тех же промежуточных слоев отмечает *Zamiopteris glossopteroides* Schmalh., *Rhipidion tyrganum* Zal., *Pecopteris anthriscifolia*? (Goepp.) Zal.

Из промежуточной подсвиты Томь-Усинского района, где мощность ее достигает 350 *м*, Г. П. Радченко (1942 г.) отметил (у ул. Сыркашева): *Prynadaeopteris maneichensis* (Zal.) Radcz., *P. tunguscana* (Schmalh.) Zal., *Annularia planifolia* Radcz., *A. neuburgiana* Radcz., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *A. grandifoliatum* Zal., *Noeggerathiopsis latifolia* Neub., *N. vittaeformis* Radcz., *Crassinervia kuznetskiana* (Chachl.) Neub., *Zamiopteris tugajensis* (Zal.) Radcz. Тут же есть и руководящие для промежуточной подсвиты формы: *Ptynadaeopteris dymovi* Radcz., *Samaropsis skokii* Neub., *Angarocarpus ridiculus* Radcz., *A. minutus* Radcz. Кроме того, доживают древние: *Gondwanidium primitivum* Radcz., *Angaridium finale* Neub., *Noeggerathiopsis teodori* Tschirk. et Zal., *N. batschatensis* Radcz., *Gaussia cristata* Neub., *Angarocarpus ungensis* (Zal.) Radcz.

Учитывая недостаточную изученность фауны и флоры промежуточной подсвиты, можно дать для нее следующую краткую палеофитологическую характеристику: *Prynadaeopteris dymovii* Radcz., *P. maneichensis* Zal., *P. tunguscana* (Schmalh.) Zal., *Sphenopteris asiatica*



http://jurassic.ru/

(Zal.) Radcz., *Koretrophyllites setosus* Radcz., *Annularis planifolia* Radcz., *Angaropteridium ligulatum* Neub., *Angaridium*(?) *finale* Neub,. *Noeggerathiopsis theodori* Tcshirk. et Zal., *N. deržavini* Neub., *Crassinervia prokopievskiensis* Chachl. и другие. По Г. П. Радченко (1956), уже в нижней половине этой подсвиты имеются представители всех типичных родов верхнебалахонской флоры (его IV флористического комплекса — филопитисового), кроме форм родов: *Equisetina, Lophoderma, Phyllopitys* и *Taibia* в верхах промежуточной подсвиты появляются *Sphenopteris acutiloba* Radcz., *Pecopteris comptula* Zal., *P. martia* Neub., *Lophoderma sibirica* Zal., *Zamiopteris glossopteroides* Schmalh., *Crassinervia lanceolata* Gorel., *Phyllipotys heeri* (Schmalh.) Zal. Возраст подсвиты (по флоре) нижнепермский.

Ишановская подсвита выделена В. Д. Фомичевым при детальной геологической съемке в Кемеровском районе. Залегает она там согласно на промежуточной подсвите и согласно же перекрывается кемеровской подсвитой. Мощность ее достигает здесь 660 *м*. Литологически она отличается от других верхнебалахонских подсвит большим числом мощных пачек песчаников, заметно преобладающих в ее разрезе; верхние пачки их обладают более светлой окраской, обогащены зернами полевых шпатов. Алевролитовые и аргиллитовые пачки пород плитчатые, довольно слабые. В ней содержится до шести рабочих пластов угля. Разрез подсвиты по сравнению с разрезами других горизонтов балахонской серии малоустойчив; то же можно сказать и о пластах каменного угля. Это наименее устойчивая часть балахонской серии. Фауна и флора ее пока еще плохо изучены.

В Кемеровском районе (район д. Боровушки) из этой подсвиты определены насекомые (многоножка), а из пелеципод — *Naiadites skoki* Fedot., *Mrassiella obscura* Rag., *Yavorskiella skoki* Fedot. (морская форма). Из растительных остатков здесь мы не знаем форм узкого вертикального распространения (флора здесь та же, что и верхнепромежуточная); встречено много минерализованных древесин. Для верхов ишановской подсвиты этого района Г. П. Радченко (1942) считает характерными: *Paracalamites deliquescens* (Goepp.) Radcz., *Cardioneura magna* Zal., *Noeggerathiopsis pseudoaequalis* Radcz. и *Samaropsis artyschtensis* Zal.

В Анжерском районе и на западе — в Завьяловском районе отложения ишановской подсвиты не известны. Южнее Кемеровского района она также является в основном песчаниковой, угли ее мало устойчивы.

В Прокопьевском районе местные геологи относят к ишановской подсвите толщу балахонских пород с пластами угля Безымянным—Мощным, а может быть, и с вышележащим Прокопьевским I. Мощность ее здесь минимальная — возможно, порядка 200—250 *м* (сюда, видимо, относится нижняя часть толщи $H_1^2$). По М. Ф. Нейбург (1948 г.), здесь имеются следующие ишановские формы: *Annularia neuburgiana* Radcz., *Crassinervia kuznetskiana* (Chachl.) Neub., *Gaussia scutellata* Neub., *Pecopteris anthriscifolia* (Goepp.) Zal., *Lepidodendron? minimum* Chachl. et Pollak., *Zamiopteris glossopteroides* Schmalh., *Nephropsis rhomboidea* Neub., *Noeggerathiopsis deržavini* Neub., *N. latifolia* Neub., *Samaropsis auricularia* Neub.

В Томь-Усинском районе мощность ишановской подсвиты равна 275 *м*. И здесь эта подсвита в основном песчаниковая, особенно верхи ее. В отличие от Кемеровского разреза здесь в ней содержится девять рабочих пластов угля. По Г. П. Радченко (1945 г.), флора здесь та же, что и в вышележащей кемеровской подсвите, но еще отсутствуют характерные для последней *Pecopteris martia* Neub. и *Phyllopitys heeri* (Schmalh.) Zal.

http://jurassic.ru/

Для ишановской подсвиты в целом характерны следующие растительные формы: *Prynadaeopteris tunguskana* (Schmalh.) Radcz., *Koretrophyllites setosus* Radcz., *Annularia neuburgiana* Radcz., *Angaropteridium ligulatum* Neub., *Noeggerathiopsis theodori* Tschirk. et Zal., *N. deržavini* Neub., *Crassinervia primitiva* Radcz. Отложения эти наиболее полно представлены в Кемеровском районе бассейна.

Кемеровская подсвита наиболее хорошо представлена в обнажении правого берега р. Томи под Кемеровским рудником. Ее выделил в 1929 г. В. Д. Фомичев несколько южнее г. Кемерова (при детальной геологической съемке) под названием ягуновской толщи (от с. Ягуново, вблизи которого эти отложения были вскрыты разведочными канавами), или рабочей толщи балахонской свиты. В 1936 г. В. И. Яворский (1936 г.) переименовал ее в кемеровскую толщу, так как в ней содержатся основные рабочие угли Кемеровского рудника. Следует заметить, что кемеровская (ягуновская) толща и старая кемеровская свита Л. И. Лутугина имеют разный стратиграфический объем *.

Литологически подсвита отличается от нижележащих своими мощными светло-серыми полевошпатовыми песчаниками, тонкополосчатыми аргиллитами и особенно алевролитами; в ней имеется ряд мощных (до 6—8 *м*) пластов угля. Мощность самой подсвиты достигает здесь 200 *м*. Растительные остатки встречаются в ней не часто. В низах подсвиты (выше Горловского пласта угля) М. Ф. Нейбург нашла на правом берегу р. Томи под Кемеровским рудником: *Annularia* (?) *neuburgiana* Radcz., *Noeggerathiopsis deržavini* Neub., *Phyllopitys heeri* (Schmalh.) Zal., *Tschernovia kuznetskiana* Neub. **. В алевролитах выше этого пласта ею найдены *Anthraconauta (Prokopievskia) gigantea* (Rag.). Крупные *Prokopievskia* обильны и выше, в низах непродуктивных отложений (100—200 *м*), которые обычно картируются здесь как низы кузнецкой свиты.

Кемеровская подсвита согласно налегает на ишановскую подсвиту и согласно же перекрывается непродуктивными отложениями, переходящими кверху в отложения кузнецкой свиты. Поскольку в ней заключены основные рабочие пласты угля Кемеровского района, подсвита здесь хорошо разведана и изучена. Разрез ее достаточно выдержан по простиранию.

Верхи верхнебалахонской свиты (кемеровская подсвита) прослежены южнее г. Кемерова до д. Корчуган-Белкиной. Далее на запад их хорошо видно по р. Громотухе, севернее с. Титова; здесь имеются и крупные пелециподы, характерные для верхов этих отложений. Такие же крупные пелециподы известны у с. Завьялова по р. Бол. Изылы, но сами кемеровские угли там, по-видимому, уже выклиниваются.

Аналоги отложений кемеровской подсвиты известны и в Киселево-Прокопьевском районе Кузбасса. Здесь им отвечает часть разреза между пластами угля Прокопьевским II и Характерным. М. Ф. Нейбург (1948) привела для этой толщи следующий список форм: *Annularia abaeana* (Zal.) Neub., *A. tenuifolia* Neub., *A. lanceolata* var. *tenuinervia* Radcz., *Crassinervia kuznetskiana* (Chachl.) Neub., *Lophoderma sibirica* Zal., *Pecopteris anthriscifolia* (Goepp.) Zal., *P. comptula* Zal., *Nephropsis integerrima* f. *magna* Zal., *N. rhomboidea* Neub., *Noeggerathiopsis deržavini* Neub., *N. latifolia* Neub., *Phyl-*

* Кемеровская свита Л. И. Лутугина отвечает лишь верхней части ягуновской подсвиты — с Кемеровским и Волковским пластами угля и подстилающей их мощной пачкой подволковского песчаника (всего около 100—125 *м*).

** Г. П. Радченко нашел тут также *Cardiopsis costata* Radcz.

http://jurassic.ru/

*lopitys heeri* (Schmalh.) Zal., *Carpolites abaensis* Tschirk., *Gaussia scutellata* Neub., *Samaropsis discreta* Neub., *S. abaeana* Tschirk., *Sphenopteris tunguscana* (Schmalh.) Zal., *Taibia insignis* Zal., *T. tyrganensis* Zal., *Zamiopteris glossopteroides* Schmalh.

В Томь-Усинском районе кемеровская подсвита (265 *м*) богата песчаниками в низах разреза и бедна ими в верхах; богата пластами каменного угля (пласты от VII до XXII). Здесь также появляются *Phyllopitys heeri* (Schmalh.) Zal.

Наконец, по восточной окраине бассейна, в районе б. Порывайского рудника, наблюдается значительное понижение угленосности в верхах балахонской серии — в отложениях кемеровской подсвиты; типичные для этих отложений крупные *Anthraconauta* имеются и в этом разрезе.

В целом для кемеровской подсвиты характерны: из пелеципод — *Anthraconauta sibirica* (Rag.), *A. zvonarevi* (Rag.), *A. lanceolata* (Rag.), *A. (Prokopievskia) gigantea* (Rag.), *A. longissima* Khalf., *Mrassiella gigantissima* Khalf., из растительных остатков — *Prynadaeopteris maneichensis* (Zal.) Radcz., *P. tunguscana* (Schmalh.) Radcz., *Sphenopteris batschatensis* Zal., *Pecopteris comptula* Zal., *Koretrophyllites setosus* Radcz., *Annularia planifolia* Radcz., *A. tenuifolia* Neub., *Phyllopitys heeri* (Schmalh.) Zal., *Noeggeratiopsis deržavinii* Neub., *Crassinervia prokopievensis* Chachl., *C. kuznetskiana* (Chachl.) Neub. и др.

Г. П. Радченко (1956 г.) отмечает появление здесь *Prynadaeopteris irregularis* Radcz., *Equisetina primaeva* Radcz., *Koretrophyllites setosus* Radcz., *Annularia tenuifolia* Neub., *Nephropsis grandis* Gorel., *Crassinervia rhomboidea* Gorel., *Taibia tyrganensis* Zal., *Samaropsis quadrata* Radcz.

Кемеровская подсвита всюду в Кузбассе согласно перекрывается вышележащими отложениями, в равной мере угленосными: в Кемеровском районе без рабочих пластов угля, в Прокопьевском районе и в южной части бассейна — с рабочими пластами (усятской подсвитой). Только на востоке, в Крапивинском районе, верхи кемеровской подсвиты размыты и на нее налегают конгломераты основания кузнецкой свиты.

Усятская подсвита была выделена Г. П. Радченко в южной части Кузбасса. Она богата рабочими угольными пластами — содержит так называемые Внутренние угольные пласты Прокопьевско-Киселевского района. Мощность ее достигает здесь 200 *м*; залегает усятская подсвита согласно на кемеровской подсвите и согласно же перекрывается отложениями кузнецкой свиты.

В Прокопьевском районе усятская подсвита сложена серыми песчаниками и алевролитами (иногда сильно слюдистыми), аргиллитами, мощными угольными пластами (до шести пластов). М. Ф. Нейбург (1948) определила из этих отложений: *Annularia lanceolata* var. *tenuinervia* Radcz., *A. neuburgiana* Radcz., *A. tenuifolia* Neub., *Pecopteris anthriscifolia* (Goepp.) Zal., *P. martia* Neub., *Walchia? abaeana* Zal., *Zamiopteris lanceolata* (Chachl. et Pollak) Neub., *Ginkgophyllum vsevolodi* Zal., *Noeggerathiopsis deržavini* Neub., *N. latifolia* Neub., *Lepidodendron? minimum* Chachl. et Pollak, *Angaropteridium tyrganicum* Zal., *Cardioneura zalesskii* Tschirk., *Zamiopteris lanceolata* (Chachl. et Pollak) Neub., *Z. glossopteroides* Schmalh., *Gaussia scutellata* Neub., *Nephropsis rhomboidea* Neub., *Sphenopteris tunguscana* (Schmalh.) Zal., *S. batschatensis* Zal., *Tschernovia kuznetskiana* Neub., *Stenophyllum uninervium* Zal.

http://jurassic.ru/

Того же типа разрез наблюдается у г. Новокузнецка, по р. Кондоме и в Томь-Усинском районе. Здесь в этой подсвите много светлых песчаников; мощность ее 220 *м*; имеется до пяти пластов угля. Выше пласта II встречены крупные *Anthraconauta* sp.

Для усятской подсвиты характерно присутствие крупных пелеципод: *Anthraconauta sibirica* (R a g.), *A. zvonarevi* (R a g.), *A. lanceolata* (R a g.), *A.* (*Prokopievskia*) *gigantea* (R a g.), *A. longissima* K h a l f., *Najadites skoki* F e d o t., *Mrassiella gigantissima* K h a l f., *Dictys inflatus* K h a l f., *Abielia ussovi* (R a g.).

Из остатков растений наиболее характерными являются: *Prynadaeopteris tunguscana* (S c h m a l h.) R a d c z., *P. irregularis* R a d c z., *Sphenopteris batschatensis* Z a l., *Pecopteris comptula* Z a l., *Annularia tenufolia* N e u b., *Noeggerathiopsis tebenjkovii* S c h w e d., *N. deržavini* N e u b., *Crassinervia kuznetskiana* C h a c h l., *C. primitiva* R a d c z., *Zamiopteris lanceolata* (C h a c h l. et P o l l a k) N e u b. и другие.

По Г. П. Радченко (1956 г.), тут вновь появляются: *Sphenopteris sibergiensis* C h a c h l., *Lophoderma anomala* R a d c z., *Noeggerathiopsis ussjatensis* R a d z., *N. arta* Z a l., *Samaropsis vitali* R a d c z., *Angarocarpus trapezoidalis* R a d c z. и др.

В Кемеровском и других районах северной части бассейна аналоги угольных пластов усятской подсвиты имеют нерабочую мощность, а сама подсвита расценивается как низы безугольной — кузнецкой свиты. Мощность этих отложений по р. Томи равна 75 *м* (выше Надкемеровского пласта).

Следует подчеркнуть, что граница верхнебалахонской и кузнецкой свит в пределах Кузбасса проходит примерно на одном и том же стратиграфическом уровне. Основное отличие разреза верхов верхнебалахонской свиты на севере и в южной части бассейна сводится к тому, что на юге слабо развиты отложения кемеровской подсвиты, но хорошо проявилась рабочая угленосность в верхах этой свиты — в усятской подсвите. На севере, наоборот, кемеровская подсвита имеет несколько повышенную (по сравнению с югом) мощность и содержит ряд рабочих угольных пластов, в то время как самые верхи свиты (аналоги усятской подсвиты) содержат нерабочие угли. Поскольку растительные остатки и фауна пелеципод из кемеровской и усятской подсвит примерно одни и те же, точно провести границу между ними не всегда представляется возможным.

### *Кольчугинская серия*

Подобно балахонской серии, в основании которой залегают непродуктивные отложения острогской свиты, сменяющиеся к верху отложениями нижне- и верхнебалахонской свит с рабочими пластами угля, кольчугинская серия также объединяет непродуктивные толщи кузнецкой свиты, расположенные в основании ее, и в той или иной мере продуктивные отложения вышележащих ильинской и ерунаковской свит.

### *Кузнецкая свита*

Отложения этой свиты согласно залегают на верхнебалахонской свите, с которой они связаны постепенными переходами (переходный горизонт до 100 *м* и более). Нижний — переходный горизонт ее (40 *м*) литологически напоминает здесь отложения верхнебалахонской свиты, но уже в низах его кончаются последние тонкие угольные пластики и связанные с ними крупные пелециподы: *Anthraconauta anthracomycides* F e d o t., *A. kemeroviensis* F e d o t., *A. sibirica* (R a g.), *A.* (*Prokopi-*

http://jurassic.ru/

*evskia*) cf. *gigantea* (Rag.). Эти же формы имеются в переходном горизонте на берегу р. Томи в г. Кемерове; а также по р. Пихтовке у д. Кедровки, по р. Глухой у д. Салтыки, в г. Прокопьевске, по р. Кондоме у дд. Букиной и Н. Калтана, по р. Томи у б. Порывайского рудника и во многих других местах. Выше переходного горизонта, в разрезе у г. Новокузнецка (стратотип свиты) залегает первая пачка отложений кузнецкой свиты, для которой характерны плитчатые аргиллиты и алевролиты преимущественно зеленоватой (реже темно-серой) окраски. Выше идут те же породы и с той же окраской, но отдельность их из плитчатой меняется на скорлуповатую. Для свиты характерно отсутствие рабочих пластов каменного угля и наличие лишь тонких угольных прослоев (до 20 *см*). У г. Новокузнецка мощность свиты достигает 700—800 *м*.

До сих пор считалось, что остатки ископаемых растений в кузнецкой свите встречаются редко; однако последние исследования опровергли это мнение. Летом 1956 г. был повторно изучен разрез свиты в г. Новокузнецке (620 *м*) — на берегу р. Томи (в восточном крыле синклинали), где хорошо видно налегание кузнецкой свиты на верхнебалахонскую. При этом здесь было установлено более 60 видов ископаемых растений (до 1956 г. было известно всего 14 форм), 36 видов ископаемых семян и 52 вида пелеципод; всего обнаружено более 20 горизонтов с фауной и флорой. Флору изучала С. Г. Горелова, семена — Н. М. Тарасова, пелециподы — П. А. Токарева.

По Ю. А. Жемчужникову (1944 г.), тут обнажены 430 *м* кузнецкого горизонта и 265 *м* — митинского.

По С. Г. Гореловой, первые формы кузнецкой флоры появляются здесь в 40 *м* выше верхнего угольного балахонского пласта, а последние растения балахонской серии кончаются в 430 *м* выше этого пласта; только вид *Noeggerathiopsis deržavini* Neub. проходит еще выше. Первые элементы собственно кольчугинской флоры (*Equisetina brevifolia* Radcz., *E. tenuistriata* Radcz., *Comia osinowskiensis* (Chachl.) Radcz. появляются уже в низах кузнецкой свиты; в 330 *м* выше верхнего угольного балахонского пласта появляются некоторые кольчугинские *Callipteris, Zamiopteris* и *Noeggerathiopsis*; в 420 *м* выше первого пласта происходит массовое появление кольчугинских форм — *Noeggerathiopsis aequalis* (Goepp.) Zal., *N. candalepensis* Zal., *Nephropsis tomiensis* Zal., а затем (выше) — *Callipteris zeilleri* Zal., *Pecopteris anthriscifolia* (Goepp.) Zal. Только из кузнецкой свиты известны *Zamiopteris kuznetskiana* Gorel., *Nephropsis lampiformis* Gorel., *Noeggerathiopsis praeincisa* Gorel., некоторые *Crassinervia* sp. n. и другие. С. Г. Горелова предложила разделить в этом разрезе собственно кузнецкую свиту на две подсвиты (С. Г. Горелова и Г. П. Радченко, 1959, 1962 гг.):

Нижнекузнецкую (280 *м*) с *Koretrophyllites tenuis* Gorel., *Annularia*(?) *planifolia* Radcz., *Paracalamites vicinales* Radcz., *Comia ossinowskiensis* (Chachl.) Radcz., *Noeggerathiopsis minax* Gorel., *N. latifolia* Neub., *N. aequalis* f. *praeincisa* Gorel., *Crassinervia kuznetskiana* (Chachl.) Neub., *Nephropsis grandis* Gorel., *N. lampadiformis* Gorel., *Cardaicarpus ellipticus* Radcz. Отложения эти начинаются в 110 *м* выше верхнего пласта угля балахонской свиты и заканчиваются в 390 *м* выше этого пласта.

Верхнекузнецкую подсвиту (455 *м*) с *Gamophyllites iljinskiensis* Radcz., *Pecopteris stalinskiensis* Radcz., *P. pseudomartia* Radcz., *Callipteris ivancevia* Gorel., *Petscheria angusta* Radcz., *Glottophyllum primaevum* Radcz., *Noeggerathiopsis minax* Gorel., *N. kuznetskiana* Gorel., *N. gracilenta* Gorel, *Crassinervia nervosa*

http://jurassic.ru/

Gorel., *Carpolithus tomiensis* Radcz. Возраст этой подсвиты, вероятно, уже верхнепермский (с представителями рода *Comia* и *Compsopteris tschirkovae* Zal.). Нижняя часть верхней подсвиты обнажена в рассмотренном разрезе у г. Новокузнецка; верхние 200 *м* ее обнажены на левом берегу р. Томи у д. Митиной.

В Кемеровском районе граница между нижне- и верхнекузнецкой подсвитами проходит (по С. Г. Гореловой и Г. П. Радченко, 1959 г.) примерно на уровне 370 *м* выше пласта Надкемеровского, а мощность нижнекузнецкой подсвиты составляет около 270 *м*. В 400 *м* выше надкемеровского пласта встречены *Camophyllites iljinskiensis* Radcz., *Pecopteris pseudomartia* Radz., *Noeggerathiopsis minax* Gorel., *Nephropsis lampadiformis* Gorel. вместе с балахонскими *Noeggerathiopsis deržavini* Neub., *N. latifolia* Neub., *Nephropsis magna* Zal.

В 470 *м* над Надкемеровским пластом встречены *Callipteris ivancevia* Gorel., *Crassinervia elliptica* Radcz. вместе с *Noeggerathiopsis candalepensis* Zal. и последними представителями «кузнецкой» флоры *Pecopteris stalinskiensis* Radcz., *P. ivancevia* Radcz., *P. pseudomartia* Radcz., *Noeggerathiopsis minax* Gorel., *N. kuznetskiana* Gorel., *N. radczenkovi* Gorel., *Nephropsis minuta* Radcz., *Cardiocarpus pentagomatus* Radcz. Выше появляется значительное число ильинских форм.

Ископаемые семена в разрезе у г. Новокузнецка очень разнообразны и хорошо сохранились. Только из кузнецкой свиты определены *Samaropsis paucis* Taras., *S. priva* Taras., *S. virisimilis* Taras., *Cordiocarpus inexploratus* Taras., *Sylvella venusta* Taras., *S. naturalia* Taras.

В первых 40 *м* выше верхнего балахонского пласта угля встречены крупные раковины пелеципод балахонского типа: *Anthraconauta* ex gr. *gigantea* (Rag.), *A. longissima* Khalf., *A. sibirica* (Rag.), *A.* cf. *zvonarevi* (Rag.), *A. rotundata* Khalf., *A.* cf. *anthraconaiaemorpha* Khalf.

В 40 *м* выше угольного пласта началась фауна мелких пелеципод (кузнецкая) с *Mrassiella magniforma* Rag., а еще несколько выше — с *Mrassiella subcordata* Khalf., *Anthraconauta vulgaris* Khalf., *A. cylindrica* Khalf., известными только из кузнецкой свиты. В 330—560 *м* выше пласта расположен II (бедный) горизонт — с *Naiadites sibiricus* Khalf., *N.* cf. *lingualis* Khalf., *Microdontella primaeva* Khalf., *Mrassiella*(?) cf. *sera* Khalf., *Anthraconauta* sp. № 1 (мелкая форма). Терсинская (верхнекузнецкая) фауна у г. Новокузнецка не встречена и представители рода *Neamnigenia* Khalf. неизвестны. Выше 560 *м* преобладают уже собственно кольчугинские формы. Все они тут карликовые — предки ильинских форм.

Как это хорошо видно у д. Митиной, кузнецкая свита постепенно сменяется кверху ильинской, при этом зеленоватый цвет пород сохраняется, но породы становятся более тонкослоистыми и появляются многие тонкие пласты угля. Для верхов кузнецкой свиты характерны (по Л. Л. Халфину) крупные пелециподы рода *Neamnigenia* Khalf., встреченные по р. Терси, у д. Митиной, г. Прокопьевска и с. Терехина.

Тот же тип разреза кузнецкой свиты сохраняется во всей южной половине Кузбасса, однако по восточной окраине бассейна, как это хорошо видно в разрезах по р. Томи восточнее г. Новокузнецка, песчаники резко преобладают над алевро-аргиллитами и весь разрез свиты становится более грубозернистым.

В северной части бассейна, например в кемеровском разрезе, мощность переходного горизонта (выше Надкемеровского пласта, т. е. включая усятскую подсвиту) достигает 150—200 *м*. На кузнецкую

http://jurassic.ru/

свиту здесь согласно налегают мощные грязно-серые полимиктовые красноярские песчаники.

Низы кузнецкой свиты видны по реке Томи у б. Порывайского рудника. На границе верхнебалахонской и кузнецкой свит здесь наблюдается перерыв; базальный конгломерат кузнецкой свиты налегает непосредственно на верхний пласт угля верхнебалахонской свиты. Кроме того, в низах кузнецкой свиты тут имеются 1—2 пачки красных (и зеленоватых) скорлуповатых аргиллитов. Свита сложена здесь серыми и темно-серыми породами, причем вверх по разрезу песчаники постепенно вытесняют аргиллиты и переходят в сплошные красноярские песчаники.

В целом для кузнецкой свиты характерны следующие формы пелеципод (Л. А. Рагозин, 1955 г.): *Anthraconauta wardioides* (Fedot.), *A. sibirica* (Rag.), *A. kemeroviensis* Fedot., *A. rotundata* Khalf., *Palaeanodonta sinuatiformis* Khalf., *Neamnigenia longa* Betekhtina, *Naiadites sibirica* Khalf., *Augea ovata* Khalf., *Microdonta astartellaeformis* Fedot., *Abiella ussovi* Rag. При этом в основании кузнецкой свиты отмечены крупные формы типа верхнебалахонских, выше залегают мелкие формы, имеющие балахонский облик, еще выше появляются представители родов *Microdonta* Khalf., *Microdontella* Leb. кольчугинского облика, очень мелких размеров (тут же и крупные неамнигении).

По данным Е. Э. Беккер-Мигдисовой и О. М. Мартыновой (1956), остатки насекомых из кузнецкой свиты богаты и разнообразны. Тут преобладают формы из отрядов Protorthoptera, Homoptera, Protomecoptera, Eumecoptera. Нижнепермский возраст этой свиты по насекомым несомненен. Наиболее характерны: *Permochorista prospera* Mart., *Kaltania pilosa* B.-M., *Eoglosselytrum kondomense* Mart., *Permocicada curtipennis* B.-M., *Kaltanopsis ornata* B.-M., *Sarbaloptera sarbalensis* B.-M., *Scytinoptera picturata* B.-M., *Kaltanopsis kuznetskiensis* B.-M., *Cicadopsis rugosipenna* B.-M., *Sarbaloscytina angustipennis* B.-M., *Pinnachorista rotundipennis* Mart., *Petromantis kaltanica* Mart., *Asiachorista neuburgae* Mart., *Callietheira khalfini* Mart., *Kaltanocoleus pospelovi* Rohd.

### *Ильинская свита*

Эта свита согласно и с постепенным переходом залегает на кузнецкой и согласно же перекрывается вышележащей — ерунаковской. Особенностью ильинской свиты является ее невысокая и неустойчивая угленосность. Местами, например по р. Томи в районе с. Ильинского, почти вся она (мощность свиты до 1 *км* и более) лишена рабочих пластов угля. В других местах, например в Томь-Усинском районе, только нижние 100 *м* этой свиты лишены рабочих пластов угля, а выше начинаются промышленно-угленосные отложения. Есть районы (Беловский и другие), где продуктивные отложения этой свиты сверху снова перекрываются пачкой слоев с нерабочими углями. При этом наличие рабочих ильинских углей пока установлено лишь в южной половине бассейна, а в северной — они везде отсутствуют: там развиты отложения безугольной красноярской фации этой свиты. Мощность ильинской свиты от 600—950 *м* в Ленинском районе, до 1270 *м* в Ерунаковском и Байдаевском. В ней в большом количестве представлены серые тонкослоистые несколько известковистые песчаники, нередко косослоистые с волноприбойными знаками; много тонких пачек алевролитов и аргиллитов, тонких — нерабочих сближенных (через 3—5 *м*) пластов угля. Довольно много прослоев (линз) мергеля и стяжений сферосидерита.

http://jurassic.ru/

В свите встречаются в большом количестве пелециподы, остракоды, минерализованная древесина. В районе устья р. Суриековой (по р. Томи в Ерунаковском районе ниже д. Казанковой) верхняя граница свиты проводится по пласту угля № 38, где наблюдается значительное обновление состава флоры. В береговом разрезе р. Томи в этом районе отложения ильинской свиты подразделены на две части: нижнюю (казанково-маркинская подсвита) без рабочих углей и верхнюю (ускатская) — с рабочими углями. Граница между ними проведена по пласту угля № 1 (№ 4).

Казанково-маркинская подсвита сопровождается формами: *Todites sibirica* (Schmalh.) Radcz., *Pecopteris anomalia* Radcz., *Equisetina tenuistriata* Radcz., *Annularia batschatensis* (Chachl.) Radcz., *Lycopodites iljinskiensis* Radcz., *Crassinervia? arta* Radcz., *Comia primitiva* Neub.; из пелеципод характерны *Palaeanodonta pseudolongissima* Khalf., *P. glossitiformis* Khalf., *Anthraconauta sphenoidalis* Khalf., *A. trigonalis* Khalf.; из филопод — *Kaltanleaia khalfini* Novoj.; из насекомых — *Tomioscarta surijokovensis* B.-M., *Tomiopsyllidium iljinkiense* B.-M., *Permochorista obsoleta* O. Mart., *Pinnachorista basilica* O. Mart., *Stegocupes fedotovi* Rohd.

В ускатской толще обычны остатки растений: *Noeggerathiopsis minuta* Radcz., *Callipteris multinervis* Radcz., *Crassinervia minuta* Radcz., *C. anomala* Radcz., *Lepeophyllum parvum* Radcz.; пелециподы *Palaeanodonta perbrevis* Bet., *Anthraconauta ampla* Khalf., *A. propinqua* Khalf., *A. gibbosa* Bet., *A. moltchanovi* Bet.

Угли ускатской подсвиты полностью слагают месторождения Ускатское, Егултасское, Бурлаковское, Карагайлинское, Чертинское, Новороссийское, Никитинское и частично Осиновское, Распадское, Байдаевское, Ерунаковское, Беловское и др.

Г. П. Радченко (1956 г.) считает, что флора в ильинской свите в общем та же, что и в верхней части кузнецкой свиты: *Callipteris zeilleri* Zal., *C. altaica* Zal., *Prynadaeopteris (Pecopteris) anthriscifolia* (Goepp.) Radcz., *Noeggerathopsis candalepensis* Zal., *N. aequalis* (Goepp.) Zal., *N. iljinskiensis* Radcz. Для ильинской флоры в целом, по его данным, характерны: *Pecopteris anomala* Radcz., *P. leninskiensis* (Chachl.) Radcz., *Equisetina tenuicostata* Radcz., *Paraschizoneura sibirica* (Neub.), Radcz., *Annularia batschatensis* (Chachl.) Radcz., *Lycopodites iljinskiensis* Radcz., *Zamiopteris primitiva* Radcz., *Z. stanovi* Radcz. и *Cardiocarpus iljinskiensis* Radcz. При этом в низах ильинской свиты (распадский горизонт) появляются *Pecopteris anomala* Radcz., *Lycopodites iljinskiensis* Radcz., *L. spinulifolius* (Zal.) Radcz., *Equisetina tenuistriata* Radcz., *Nephropsis tomiensis* Zal., *Noeggerathiopsis concinna* Radcz., *Annularia batschatensis* (Chachl.) Radcz.

В середине свиты появляются *Todites sibirica* (Schmalh.) Radcz., *Prynadaeopteris antriscifolia* (Goepp.) Radcz., *Pecopteris leninskiensis* (Chachl.) Radcz., *Noeggerathiopsis incissa* Radcz., *Lepeophyllum uscatensis* Radcz., *Crassinervia minuta* Radcz., *Clottophyllum primaevum* Radcz.

В самых верхах ильинской свиты (тишинский горизонт) с рабочими пластами угля характерны *Todites caterineana* Radcz., *Callipteris multinervis* Radcz., *Noeggerathiopsis minuta* Radcz., *Lepeophyllum parvum* Radcz., *Crassinervia anomala* Radcz., *C. minuta* Radcz., *Listrophyllum uskatense* Zal. и другие формы ильинского комплекса.

Остракоды также весьма обильны в ильинской свите. М. И. Мандельштам (1956 г.) приводит следующие списки их: для нижней части

http://jurassic.ru/

свиты — *Darwinula objecta* Man., *D. aclinis* Man., *D. nona* Man., *Tomiella marczenkoi* Man., *T. markinaensis* Man., *Tiellina inerrantis* Man., *Kemeroviana striata* Man., *K. ellipsoidea* Man.; для средней части — *Darwinula modica* Man., *D. breviata* Man., *D. clinata* Man., *Tomiella accurata* Man.; для верхней части — *Darwinula optimalis* Man., *Iniella abunda* Man., *Tomiella astricta* Man., *T. incondita* Man., *T. arenosa* Man., *Tomiellina umbrata* Man.

### *Ерунаковская свита*

Отложения этой свиты литологически хорошо отличаются от отложений ильинской свиты, на которой залегают согласно и с постепенным переходом. Для ерунаковских отложений характерны серые известковистые толстослоистые песчаники, алевролиты и аргиллиты с мелкоскорлуповатой отдельностью; много пластов угля — есть и мощные. Довольно обычны прослои (линзы) мергелей, стяжения сферосидеритов. В песчаниках часто встречаются грубые обуглившиеся растительные остатки, сами песчаники часто косослоисты, с известково-глинистым цементом. В деталях разрезы ерунаковской свиты литологически различны, неустойчивы, даже по числу пластов угля. Только в южной половине бассейна общий облик пород свиты отличается удивительным постоянством.

В разрезе по р. Томи в Южно-Ерунаковском районе граница ильинской и ерунаковской свит проводится в продуктивной угленосной толще, по пласту угля № 38, т. е. на 250 *м* выше первого рабочего пласта угля (пласт № 19). Выше пласта угля № 38 С. Г. Горелова (1952, 1962 гг.) установила появление ряда новых форм растений: *Koretrophyllites omiensis* Radcz., *Annularia lanceolata* Radcz., *Paracalamites robustus* Zal., *Noeggerathiopsis khalfini* Gorel., *N. insignis* Radcz., *Nephropsis cordata* Radcz., *N. marginata* Gorel., *Niazonaria stellata* Radcz., с которых начинается ленинская подсвита ерунаковской свиты. Внутри ее, через 235 *м* (над пластом № 49), как указывает С. Г. Горелова (1952 г.), появляются *Phyllotheca senderzoni* Neub., *Trizygia tomiense* Gorel., *Crassinervia sibirica* Gorel., а затем чуть выше — первые *Yavorskyia mungatica* Radcz.

По пласту № 60 (еще через 510 *м*) проводится нижняя граница грамотеинской подсвиты. На уровне этого пласта появляется новый комплекс форм (частично уже мезозойского облика): *Tychtopteris cuneata* Zal., *Chiropteris palmilobata* Zal., *Rhipidopsis palmata* Zal. и вместе с ними примерно тут же *Lepeophyllum gemmatum* Zal. и *Crassinervia tomiensis* Radcz. На уровне угольного пласта № 69 снова появляются новые формы *Iniopteris sibirica* Zal., *Ginkgoites plotnikovensis* Gorel., *Annularia jerunakovensis* Neub.

По пласту угля № 78 (пласт Яворского) в этом разрезе проводят нижнюю границу следующей, тайлуганской подсвиты. Неполная мощность грамотеинской и нижней части тайлуганской подсвит здесь не менее 575 *м*.

Для тайлуганской подсвиты (800—1000 *м*) Г. П. Радченко (1956 г.) считает характерным появление следующих форм: *Todites evenkensis* Radcz., *Pecopteris julii* Radcz., *P.*(?) *tayluganensis* Radcz., *Equisetites brevifolia* Radcz., *Supaia tomiensis* Tschirk., *Tieniopteris* sp., *Chiropteris* sp., *Yavorskja mungatia* Radcz., *Noeggerathiopsis minima* Neub., *Crassinervia degaliensis* Radcz., *Cycadites tersiensis* Radcz.

Фауна в ерунаковской свите достаточно обильна. Общими пелециподами для ильинской и ерунаковской свит являются *Anthraconaia*

http://jurassic.ru/

*gapeevi* Fedot., *Anthraconauta pseudophillipsii* Fedot., *Microdontella subovata* (Jones), *Microdonta microdonta* Khalf., *Abiella concinna* Jones., *A. tomiensis* Rag., *Palaeanodonta pseudolongissima* Khalf.

Ерунаковскую свиту характеризуют остракоды (М. И. Мандельштам, 1956 г.): *Darwinula impressa* Man., *D. excussa* Man., *D. inervis* Man., *D. uscatensis* Man., *D. numerabilis* Man., *D. umbratica* Man., *D. abstrusa* Man., *D. ostenata* Man., *D. prospexa* Man., *D. acervalis* Man., *D. impolita* Man., *D. apporecta* Man., *D. kedrovcaensis* Man., *D. expolita* Man., *D. striata* Man., *D. frivolis* Man., *D. lencelada* Man., *D. acervis* Man., *Darwinulloides ingenuata* Man., *Iniella encelada* Man., *Kemeroviana striata* Man., *Tomiella khalfini* Man., *T. beata* Man., *T. contracta* Man., — хотя тут также много форм, общих с ильинскими.

Е. Э. Беккер-Мигдисова и О. М. Мартынова (1956 г.) считают, что из насекомых для ерунаковской свиты характерны представители отрядов: *Miomoptera, Homoptera, Psocoptera, Eumecoptera, Neuroptera* и *Coleoptera.* Богатая фауна насекомых собрана у д. Соколовой и по р. Суриековой.

Тайлуганская подсвита ерунаковской свиты кверху постепенно и почти везде согласно сменяется неугленосными низами мальцевской свиты нижнетриасового возраста.

### *Красноярская фация кольчугинской серии*

Отмеченные выше особенности разрезов ильинской и ерунаковской свит типичны лишь для южной половины Кузбасса — примерно до г. Ленинска. В более северных районах бассейна наблюдаются иные соотношения.

По р. Томи у г. Кемерово на верхи кузнецкой свиты, обогащенные грязно-серыми слоистыми песчаниками, разделенными пачками грязно-зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов, налегают сплошные грязно-серые полимиктовые косослоистые песчаники, суммарной мощностью до 1600 *м* (так называемые красноярские песчаники). Для них характерно наличие отдельных пачек сильно известковистых песчаников (рис. 28); изредка встречаются неправильные линзы аргиллитов и тонкие линзы углей.

По р. Томи у г. Кемерова в основании отложений красноярских песчаников собрана богатая фауна рыб (*Crossopterygii*); несколько выше по разрезу (в Кемеровской каменоломне) обнаружена богатая флора. По сборам В. Д. Фомичева (1940 г.) М. Ф. Нейбург определила отсюда *Noeggerathiopsis candalepensis* Zal., *Paracalamites sibiricum* Zal., *Callipteris zeilleri* Zal., *Lepidophlebis* sp., саговики.

В средних горизонтах красноярских песчаников (по р. Томи у д. Журавлевой и выше устья р. Уньги) найдены остатки *Theriodontia,* близкого к роду *Inostrancevia* (определение А. Н. Рябинина, 1932 г.).

В описываемых песчаниках много грубых остатков обугленной древесины, сферосидеритов, зерен и линз (до 0,1 *м*) угля.

Такие песчаники прослеживаются в ядре синклинальной структуры далеко вверх по р. Томи, а затем снова видны севернее с. Салтымакова. В западном крыле этой большой синклинали они отчетливо прослежены до с. Морозова на р. Ине, по р. Тарьсме и к с. Титову. Как это видно в Плотниковском районе и по р. Мунгату севернее с. Аил, на них согласно налегают отложения ерунаковской свиты с пластами угля.

Судя по тому что здесь в низах ерунаковского разреза залегают отложения с *Yavorskya mungatica* Radcz., очевидно, только верхи ерунаковских отложений (верхи грамотеинской подсвиты и тайлуган-

http://jurassic.ru/

ская) представлены здесь в продуктивной угленосной фации, а вся нижележащая часть ерунаковской свиты и ильинская свита находятся в красноярской дельтовой фации без углей.

Это же положение подтверждается материалом из более южного района: южнее Бабьего Камня (район устья р. Средней Терси) под отложениями тайлуганской подсвиты выходят породы, в основном представленные песчаниками типа красноярских, содержащие тонкие пачки алевролито-аргиллитов с пластами угля и богатой фауной и

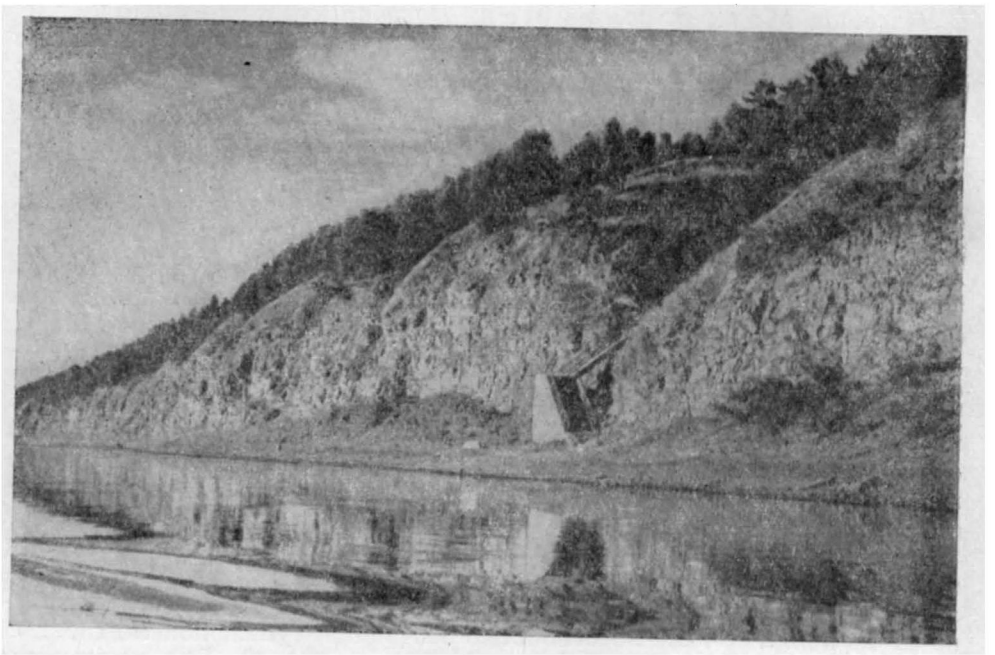


Рис. 28. Обнажение красноярских песчаников на правом берегу р. Томи выше г. Кемерово, район д. Елыкаевой (фото И. С. Соломатина)

флорой. Г. П. Радченко (1938 г.) считает, что это средние горизонты ерунаковской свиты. Таким образом, вдоль р. Томи фация красноярских песчаников проникает к югу достаточно далеко и замещает ильинскую свиту и большую часть ерунаковской.

### *ГОРЛОВСКИЙ БАССЕЙН*

Судя по литологическому составу пород и заключенным в них остаткам ископаемых растений, нижнепермские отложения (аналоги отложений верхнебалахонской и отчасти кузнецкой свит Кузбасса) широко развиты в Горловском бассейне. К ним относится верхняя часть разреза угленосных отложений бассейна мощностью около 800 *м* (см. рис. 27). Мощность пород, сопоставляемых с верхнебалахонской свитой Кузбасса, достигает 700 *м*, а видимая мощность аналогов кузнецкой свиты равна 100 *м*.

Общая характеристика угленосных отложений бассейна приведена в разделе, посвященном среднему и верхнему карбону Горловского бассейна. Здесь приведена лишь характеристика флоры и фауны, собранной в отложениях пермского возраста.

http://jurassic.ru/

Из пород, залегающих выше пл. Двойного Листвянского месторождения, т. е. из низов продуктивной части горловской свиты угленосной толщи, М. Ф. Нейбург определены: *Nephropsis rhomboidea* Neub., *Sphenopteris tunguscana* Schm., *Annularia* cf. *lanceolata* Radcz. var. *tenuinervia* Neub., *A.* cf. *neuburgiana* Radcz., *Noeggerathiopsis deržavinii* (Zal.) Neub., *Samaropsis* sp., *Crassinervia* sp. (Молчанов, 1941 г.). По мнению М. Ф. Нейбург и В. А. Хахлова, эти растительные остатки характерны для верхнебалахонской свиты Кузбасса.

Из района штолен по рч. Шипунихе у д. Шадриной, т. е. из средних горизонтов угленосной серии Горловского бассейна, М. Ф. Нейбург определены *Noeggerathiopsis latifolia* Neub., *N. deržavinii* (Zal.) Neub., *Phyllotheca* sp. Эти формы не дают оснований для установления узкого стратиграфического интервала положения слоев (Молчанов, 1941 г.).

В. А. Хахлов (1937 г.) по сборам из средней части Шадринского разреза, отвечающей, по-видимому, средним горизонтам угленосной толщи, привел следующий список форм: *Nephropsis integerrima* (Schm.) Zal., *Sphenopteris polymorpha* Feistm., *Noeggerathiopsis tenuinervis* Chachl., *N. aequalis* (Goepp.) Zal., *Phyllotheca schtschurowskii* (Schmal.) Zal.

М. Ф. Нейбург по коллекции П. Н. Васюхичева (1946 г.) из пород, вскрытых скважинами 30, 24, 27 и 18 и канавой № 3 на Шадринском месторождении, были определены *Noeggerathiopsis deržavini* Neub. и *N. latifolia* Neub., что позволяет определить стратиграфическое положение этих горизонтов в интервале от верхов промежуточной до верхов кемеровской подсвиты (Васюхичев, 1948 г.). П. Н. Васюхичев (1948 г.) из дудки 26 у скв. 43, вскрывающей верхи горловской толщи Шадринского разреза, собрал растительные остатки, определенные М. Ф. Нейбург как *Noeggerathiopsis latifolia* Neub., *Pecopteris vasiuchitschewii* Neub. (in ms.), *P. gorlovskiensis* Neub. (in ms.).

По мнению М. Ф. Нейбург, оба вида *Pecopteris* имеют не балахонский, а скорее кольчугинский облик, а сами отложения, таким образом, относятся, по-видимому, к низам кузнецкой свиты.

Наконец, из скв. 129 на Восточнинском месторождении Г. П. Радченко и С. Г. Гореловой (1950 г.), определена *Annularia tenuifolia* Neub., известная из высоких горизонтов балахонской серии.

В заключение отметим, что в устье одной из разведочных штолен у д. Шадриной (точное положение штольни не указано) были найдены пелециподы. По данным В. А. Мельникова слой черного аргиллита (мощностью 0,5 *м*) с обильной фауной пелеципод и флорой подстилается там серым аргиллитом и перекрывается сначала слоем серого и красноватого аргиллита (12,6 *м*), затем угольным пластом (3 *м*) и, наконец, слоем серого аргиллита (3 *м*). Среди пелеципод Л. А. Рагозин (1939 г.) определил: *Prokopievskia acuta* Rag., *P. schadriniensis* Rag., *P. gorloviensis* Rag. и *Prokopievskia* sp. По Д. М. Федотову (1938 г.), род *Prokopievskia* является скорее подродом рода *Anthraconauta* Pruvost. По Л. А. Рагозину, вид *Prokopievskia acuta* Rag. является руководящей формой усяткой подсвиты Кузбасса. Пелециподы были собраны, очевидно, из высоких горизонтов угленосной толщи.

### *ГОРНЫЙ АЛТАЙ*

К пермским отложениям можно условно отнести угленосные толщи, развитые вдоль р. Пыжи, левого притока р. Бии (западнее Телецкого озера), залегающие на девонских отложениях. Обнажаются они здесь ниже впадения р. Учана, левого притока р. Пыжи и просле-

http://jurassic.ru/

живаются по реке на 11 *км* при ширине полосы в 5—6 *км*. Здесь развита толща песчаников, аргиллитов и мергелей, которой подчинены до семи тонких пластов угля мощностью 0,9—1,0 *м*. В 0,5 *км* ниже устья р. Агол в песчаных аргиллитах этой толщи обнаружены растительные остатки: негратиопсисы и папоротники, сходные (по М. Ф. Нейбург) с *Pecopteris anthriscifolia* (Goepp.) Zal. В. А. Хахлов определил их как *P. tschichatscheffi* (Schmalh.). В. П. Владимирович и Г. П. Радченко (1960 г.) недавно указали отсюда *Schizoneura altaica* Wlad. et Radcz. — вид, очень близкий к представителям этого вида из нижнемальцевской нижнетриасовой свиты Кузбасса (прав. берег р. Томи у Бабьего Камня). Судя по приведенному списку, это аналоги кольчугинской серии Кузбасса.

### *ОБЩАЯ СВОДКА*

К пермской системе согласно постановлениям, принятым на стратиграфических конференциях, отнесена большая часть верхнепалеозойской угленосной толщи Кузбасса. Только две нижние свиты (острогская и нижнебалахонская) отнесены к каменноугольным. Если учесть приведенные выше соображения о том, что граница карбона и перми по фауне проводится выше, чем по флоре, в дальнейшем, возможно, придется несколько поднять эту границу в Кузбассе и отнести к карбону всю балахонскую серию. Но и в этом случае на долю пермской системы останутся весьма мощные отложения (кольчугинская серия) Кузбасса.

Не вполне ясно положение верхней границы пермских отложений в Западной Сибири, так же как нет полной ясности в вопросе о том, имеются ли в Кузбассе заведомо верхнепермские отложения и где проходит их нижняя граница *.

Довольно уверенно наличие пермских отложений доказано в Западной Сибири только для Кузбасса. Достаточное количество определенного из его угленосной толщи палеонтологического и флористического материала позволяет уверенно коррелировать пермские отложения внутри бассейна.

Сопоставление пермских отложений Кузбасса с их возможными стратиграфическими аналогами, расположенными вне бассейна, затрудняется из-за недостаточной флористической охарактеризованности последних. Только угленосные отложения по р. Пыже являются, по-видимому, заведомо пермскими. Они залегают с перерывом на девоне.

Толща пермских отложений залегает на подстилающих отложениях согласно; возможны лишь небольшие перерывы в краевых частях Кузбасса. Нет перерыва и в самой перми.

Своеобразной фацией представлены отложения кузнецкой свиты: это скорее всего озерные осадки. Прибрежные части этого озера чувствуются по юго-восточной окраине бассейна, где разрез кузнецкой свиты является наиболее песчанистым. Возможно, что пресноводное озеро в Кузбассе образовалось в мальцевское время (триас).

Эффузивных и туфовых пород пермского возраста мы в Кузбассе не знаем **. В то же время здесь обильно представлены дайки и силлы основных пород (диабазы), известные среди отложений верхнебалахонской и кузнецкой свиты, а может быть и в красноярских песчаниках (у с. Трифонова).

* Палеофитологи считают, что наличие здесь Comia и других верхнепермских растений Печерского бассейна позволяет ильинскую и ерунаковские свиты, наряду с верхнекузнецкой подсвитой, считать верхнепермскими (?).

** В верховьях р. Тутуяса М. Ф. Нейберг нашла породы типа красноярских песчаников, определенные Б. М. Куплетским как туфогенные.

http://jurassic.ru/

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триаса известны в Кузнецком бассейне и в пределах Западно-Сибирской низменности.

### *КУЗНЕЦКИЙ БАССЕЙН*

Триасовые отложения выходят на поверхность в центральной и восточной частях Кузнецкого бассейна, окаймляя с юга, севера и востока породы юрского возраста. Здесь триас широко распространен на междуречьях Нижней и Средней Терсей, Средней и Верхней Маганаковой, в пределах Тарадановского и Салтымаковского увалов, Караканских гор и у Осташкина Камня, где отложения триаса слагают целый ряд пологих складок, из которых главнейшими являются Бунгарапская, Татарская, Восточная и Нарыкская синклинали. Повсеместно, без видимого углового несогласия триасовые отложения залегают на ерунаковской свите позднепермского возраста. Перекрываются они несогласно залегающими юрскими осадками.

Первые предположения о наличии триаса в Кузнецком бассейне относятся к началу тридцатых годов.

Б. И. Чернышев (1933 г.) на основании изучения фауны эстерий по сборам В. И. Яворского у Бабьего Камня на р. Томи впервые указал на наличие здесь позднетриасовой фауны (слои с *Estheria minuta*).

В. И. Яворский (1933, 1934 гг.) эти отложения выделил в мальцевскую свиту (по д. Мальцевой на р. Черневом Нарыке), принятую в 1934 г. стратиграфической конференцией по Кузбассу.

М. Ф. Нейбург (1934 г.) на основании изучения флоры из разреза горы Бабий Камень указывает на возможный позднетриасовый — раннеюрский возраст вскрытых там отложений.

Первоначально к мальцевской свите была отнесена 70-метровая пачка песчаников и сланцев, лежащая над слоем базальтов в разрезе у горы Бабий Камень. Позже в нее была включена также толща пород, лежащая там ниже базальтов и начинающаяся в 5—8 *м* стратиграфически выше верхнего пласта угля в этом разрезе, относимого к верхам ерунаковских отложений.

В 1936 г. Ю. Ф. Адлер, Н. Ф. Карпов, М. Ф. Нейберг и В. И. Яворский (1936 г.) на основании более полного палеонтологического материала определенно устанавливают триасовый возраст мальцевской свиты.

В. А. Хахлов (1936 г.) на основании изучения палеоботанических остатков из отложений мальцевской свиты отметил, что отложения этой свиты относятся скорее к ранней юре. Дальнейшими работами Г. П. Радченко (1936, 1938), В. Д. Фомичева (1940 г.), И. В. Лебедева (1948), М. Ф. Нейбург (1936, 1940) и других это предположение было отвергнуто. В. Д. Фомичев (1940) впервые отметил раннетриасовый возраст мальцевской свиты, подтвердившийся затем исследованиями В. Д. Принады, Н. И. Новожилова (1956 г.) и И. В. Лебедева (1956).

В конце сороковых годов триасовые отложения Кузбасса изучал И. В. Лебедев, отметивший возможность разделения их на две подсвиты (нижнюю и верхнюю), охарактеризованные фауной и флорой, для которых им были даны списки. Отмечено проявление коры выветривания средне-верхнетриасового возраста.

По данным И. В. Лебедева, II совещанием по стратиграфии Кузбасса (в 1954 г.) мальцевская свита была расчленена на нижнемальцевскую и верхнемальцевскую подсвиты. Конференция по унификации



http://jurassic.ru/

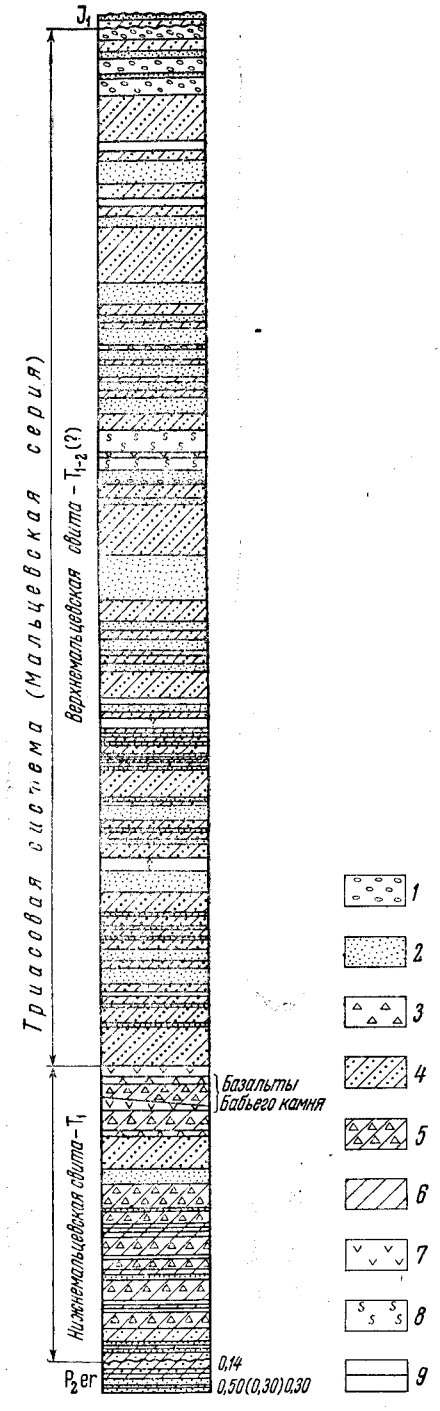



Рис. 29. Нормальный разрез триасовых отложений по р. Томи у Бабьего Камня (по Н. А. Васильевой)

*1* — конгломерат; *2* — песчаник; *3* — песчаник туфогенный; *4* — алевролит; *5* — алевролит туфогенный; *6* — аргиллит; *7* — базальт; *8* — базальт порфировидный; *9* — пласт угля

стратиграфических схем Сибири в 1956 г. перевела мальцевскую свиту в ранг серии; при этом ее подсвиты были названы свитами.

Магматические породы, залегающие среди отложений мальцевской серии, были отмечены еще Щуровским (1846 г.), принявшим их за «авгитовые порфириты». Производя микроскопическое исследование, А. П. Карпинский в 1875 г. впервые отнес их к базальтам; А. Н. Державин (1893 г.) назвал их мелафирами и отметил, что выходы их образуют в плане так называемую «мелафировую подкову», а Б. К. Поленов (1907 г.) отнес их к палеобазальтам. Наиболее подробное описание этих пород впервые произведено Ф. Н. Шаховым (1927 г.), который отнес их к щелочным базальтам и рассматривал как покровные образования. В последующие годы М. А. Усов (1937 и 1940 гг.) рассматривал магматические породы, залегающие в южном крыле «мелафировой подковы», как интрузивные тела, а в северном крыле (Салтымаковский, Тарадановский увалы и Кайлотские горы) — как покровные эффузивные образования.

В 1957—1960 гг. в целях выяснения палеогеографии Кузнецкого бассейна Западно-Сибирским геологическим управлением были проведены работы по детальному описанию разреза триасовых отложений Кузбасса в районе береговых обнажений р. Томи у Бабьего Камня. Здесь в обнажениях вскрыт наиболее полный разрез нижних горизонтов мальцевской серии, нормальной мощностью около 300 *м* (рис. 29). Ранее слабо изученная из-за отсутствия хороших естественных обнажений верхняя часть разреза (верхнемальцевская свита) при этих работах была вскрыта канавами и расчистками. Это впервые позволило установить полную мощность отложений триаса в Кузбассе, по определению Н. А. Васильевой (1960 г.) равную 1540 *м* (до этого И. В. Лебедев определял ее в 1000 *м*).

В эти же годы геологосъемочными работами Западно-Сибирского управления (Неутриевская, 1959) были установлены новые площади распро-

http://jurassic.ru/

странения отложений мальцевской серии и существенно изменены прежние представления об их тектоническом строении в районе междуречья Средней и Нижней Терсей.

В последние годы колонковым бурением вскрыт разрез нижних горизонтов триаса в районе Караканских гор и Осташкина Камня.

### *Нижнемальцевская свита*

Граница нижнемальцевской свиты с нижележащими отложениями ерунаковской свиты верхней перми в изученных разрезах устанавливается по постепенному появлению в разрезе пород с характерным для нижнемальцевской свиты зеленоватым оттенком (за счет хлоритизации их). В разрезе у горы Бабий Камень смена окраски пород происходит в 20 *м* выше верхнего пласта угля ерунаковской свиты. Фауна эстерий нижнетриасового облика появляется уже в 8 *м* выше этого пласта угля. Из этого горизонта по сборам Н. А. Васильевой, Н. И. Новожиловым определены: *Glyptoasmussia subcircularis* (Chernyshev), *Pseudesteria tomiensis* Novoj., *P. brevis* Novoj., *Ulughemia (Tjulbaria) ragozini* Novoj.

В разрезах нижних горизонтов отложений триаса, вскрытых колонковыми скважинами на других участках (Талдинская линия, Большереченский профиль, разрез у Осташкина Камня, Жерновский профиль), также наблюдается постепенный переход (без видимого углового несогласия) от верхнепермских отложений к триасовым. Только на крайнем северо-западе, по Инской линии колонковых скважин, непосредственно выше верхнего пласта угля ерунаковской свиты, залегает слой конгломератов мощностью около 55 *м,* выше которого следуют крупнозернистые светло-серые каолинизированные песчаники с прослоями алевролита и гравелита. Контакт с вышележащим слоем серого с зеленоватым оттенком алевролита резкий, отчетливый; выше в разрезе появляются прослои «туфогенных» пород, триасовая фауна и слои базальтов. Являются ли конгломераты в этом разрезе базальным горизонтом триаса или находятся еще в составе ерунаковской свиты — остается пока неясным. Но породы, начиная с зеленоватого алевролита и выше, несомненно относятся к триасу.

По материалам И. В. Лебедева (1956 г.) и Н. А. Васильевой (1960 г.), детально изучившим разрез нижнемальцевской свиты в районе горы Бабий Камень, нижние 20—30 *м* триасового разреза сложены преимущественно тонкими темно-серыми и зеленовато-серыми алевролитами с незначительными прослойками грубых алевролитов и мелкозернистых песчаников, напоминающих по внешнему облику аналогичные породы ерунаковской свиты. Выше появляются темно-серые алевролиты и песчаники с ярко выраженной скорлуповатой и шаровой отдельностью и обильной вкрапленностью розового цеолита; здесь же встречаются прослои так называемых «туфопесчаников» и мощные пачки «туфоалевролитов», слагающих среднюю и верхнюю части нижнемальцевской свиты. Под микроскопом видно, что эти породы, являясь полимиктовыми, в основном (до 90%) сложены зернами основных эффузивов, сильно хлоритизированных. Среди «туфогенных» пород встречаются также прослои песчаников и алевролитов кварц-полевошпатового состава и маломощные прослои мергелей. В алевролитовых разностях установлено наличие эстерий и флора. Последняя, по определению Г. П. Радченко и И. Н. Сребродольской, характеризуется следующим видовым составом: *Neokorethrophyllites annularioides* Radcz., *Schizoneura altaica* Radcz. et Vlad., *Cladophlebis lobifera* Pryn.,



http://jurassic.ru/

*C. kirjamkensis* Pryn., *Todites korwunchanica* Vlad., *Pecopteris (Merianopteris) angusta* Heer, *Korvuntschania tunguscana* Pryn., *Glossozamites kryshtofovichi* Pryn. et Radcz., *Tomia radczenkoi* Srebr., *Elatocladus sibirica* Pryn., *E. linearis* Pryn., *E. cylindrica* Pryn., *Araucarites tomiensis* Neub., *Tersiella beloussovae* Radcz., *T. serrata* Srebr.

И. В. Лебедев (1956 г.) приводит список фауны, определенной рядом исследователей: *Darwinula detonsa* Mand., *D. fragilis* Schneider., *Estheria aequalis* Lutk., *E. tomiensis* Novoj., *Lioleaina triasiana* Chern.

По сборам Н. А. Васильевой из канав в районе горы Бабий Камень (определения Н. И. Новожилова) отмечена *Brachystheria kotschetkovi,* встречающаяся в раннетриасовых отложениях Восточного Таймыра. Из скважин Жерновского профиля тем же палеонтологом определена *Pseudestheria vjatkensis* Novoj., распространенная в отложениях ветлужского яруса Поволжья и *Lioestheria propinqua* Novoj., известная в верхней зоне разреза нижнего триаса побережья моря Лаптевых. По сборам Н. В. Неутриевской (1959 г.) из этих же отложений Н. И. Новожиловым определена *Palaeolimnadiopsis olgertii* (Voltz), также указывающая на раннетриасовый возраст отложений нижнемальцевской свиты. Мощность этой свиты у Бабьего Камня составляет 350 *м*.

Разрез нижней свиты у Бабьего Камня венчается двумя пластовыми телами базальтов, залегающими согласно с вмещающими породами и разделенными пачкой осадочных пород мощностью 30—35 *м*. Мощность нижнего тела базальтов около 17 *м*, верхнего 13,5 *м*. По простиранию (к востоку и западу) мощности их изменяются в значительных пределах. К северу в Тарадановском и Салтымаковском увалах мощность базальтов достигает 400 *м* и более.

Базальты представляют собой породу почти черного цвета с массивной или миндалекаменной текстурой. Миндалины выполнены кварцем, агатом, халцедоном, карбонатами и цеолитами, часто замещенными хлоритом. Структура базальтов под микроскопом порфировая. В порфировых выделениях — плагиоклаз, реже пироксен и оливин. Плагиоклаз образует длиннопризматические зерна размером до 1,2—1,5 *мм*. Довольно часто в базальте встречаются секреции размером до 20 *см,* выполненные халцедоном и друзами горного хрусталя; длина отдельных кристаллов последнего достигает нескольких сантиметров. Встречаются и зерна пирита размером до 0,5—0,8 *мм*.

Основная масса базальтов почти нацело раскристаллизована, долеритовая, состоит из вытянутых призмочек плагиоклаза, мало отличающихся по величине от порфировых выделений; в промежутках между плагиоклазами наблюдается плотный ярко-желто-бурый иддингсит. Местами структура основной массы интерсертальная; порода состоит из мелких лейст плагиоклаза и мелких групп зерен пироксена, погруженных в стекло черного цвета.

В 1960 г. И. Н. Звонаревым обнаружен тонкий прослоек угля, залегающий примерно в 10 *см* выше базальтов Бабьего Камня. По заключению Т. А. Громовой, этот уголь находится на такой же примерно стадии метаморфизма, как и верхние пласты ерунаковской свиты в этом разрезе, т. е. контактового воздействия базальтов здесь не наблюдается.

По данным Л. М. Мысиной (1962 г.), изучавшей разрез триаса по скважинам и горным выработкам в районе с. Каракан, и там контактовых изменений в осадочных породах кровли базальтов не наблюдается. В приконтактовой зоне базальт на 80% представлен тонко рас-

http://jurassic.ru/

кристаллизованным стеклом; обращает на себя внимание значительное скопление здесь миндалин, создающих неровную поверхность и пузырчатое строение приконтактовой части базальта, и в два-три раза количественно преобладающих над основной массой. Непосредственно выше залегает слой красно-бурого алевролита, в котором под микроскопом обнаружены обломки нижележащего базальта. Гальки базальтов встречены также в слое конгломерата, лежащем в 10 *см* выше базальтов. Породы почвы базальтов уплотнены.

В районе Тарадановского увала в почве мощного слоя базальтов, по данным О. Г. Корсака (1961 г.), встречен слой вулканического туфа На Салтымаковском увале А. М. Кузнецовым (1961 г.) среди базальтов установлены лавобрекчии и туфы.

Приведенные текстурные и структурные характеристики базальтов, наличие туфов в отложениях нижнемальцевской свиты, значительная площадь распространения базальтов, закономерное увеличение их мощности и отсутствие контактовых изменений в кровле залежей базальтов позволяют рассматривать их как покровные образования.

### *Верхнемальцевская свита*

Отложения верхнемальцевской свиты лежат согласно на нижнемальцевской свите. Условная граница между ними проводится по кровле верхнего слоя базальтов Бабьего Камня. В отличие от нижнемальцевских горизонтов эта свита характеризуется почти полным отсутствием в ее составе «туфогенных» пород. Вскрытый канавами и расчистками в районе горы Бабий Камень разрез свиты представлен монотонной толщей зеленовато-серых, желто- и коричневато-бурых и темно-серых алевролитов, переслаивающихся с зеленовато-серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками. Песчаники и алевролиты имеют полимиктовый состав и известковистый, глинистый или лимонитовый цемент контактового или базального типов. Обломочный материал представлен преимущественно зернами кварцитов, микрокварцитов, кварца, известняков и плагиоклаза.

Встречаются алевролитовые породы, содержащие до 20% глауконита. В средних горизонтах свиты имеются редкие и небольшие по мощности слои конгломератов, сложенные галькой известняков, эффузивов, кварцитов и микрокварцитов.

В 600 *м* от основания свиты среди алевролитовой толщи залегает горизонт порфировидных базальтов мощностью 46 *м*. В средней части этого горизонта имеются базальты (около 3 *м*), аналогичные базальтам Бабьего Камня.

По данным Н. А. Васильевой (1961 г.), порфировидные базальты характеризуются желтовато-бурой до зеленовато-серой окраской, мелкокристаллическим строением, наличием большого количества беспорядочно расположенных округлой формы пустот выщелачивания, выполненных гидроокислами железа красного и черного цвета. Большая часть пустот приурочена к приконтактовым частям порфировидных базальтов.

Под микроскопом порфировые выделения базальтов представлены в основном (до 30%) плагиоклазом и пироксеном, реже оливином.

Плагиоклаз обычно чистый, образует полисинтетические двойники, пироксен — в более мелких призматических зернах; оливин образует редкие бочонковидные кристаллы. Основная масса этой породы интерсертальная; состоит из тонких лейст основного плагиоклаза, округло-изометричных зерен авгита и стекла в виде черной раскристаллизованной сыпи с иддингситом.

http://jurassic.ru/

Заметных контактовых изменений в породах кровли не наблюдается; по-видимому, этот сложный (трехслойный) горизонт базальтов является также покровом.

Верхняя часть разреза, мощностью около 80 *м*, почти нацело сложена конгломератами с хорошо окатанной галькой кремнистых пород, известняков, средне- и мелкозернистых песчаников и алевролитов. Размер гальки колеблется в пределах 1—15 *см*. Галечный материал сцементирован мелкозернистым песчаником. Верхняя часть конгломератов (около 6 *м*) сильно разрушена, осветлена в результате предъюрского выветривания. Непосредственно на эти конгломераты трансгрессивно налегают базальные слои юрских отложений (тарбаганская серия), не затронутые выветриванием.

В нижней части верхнемальцевской свиты среди зеленовато-серых алевролитов Н. А. Васильевой собрана фауна эстерий раннетриасового облика, представленная, по Н. И. Новожилову, следующими видами: *Pseudesteria tomiensis* Novoj., *P. brevis* Novoj., *Sphaeresteria pospelovi* Novoj., *S. gutta* (Lutk.), *Glyptoasmussia blomi* Novoj., *G. subcireularis* (Chern.), *Palaeolimnadiopsis alberti* (Volz.), *Brachesteria kotschetkovi* Novoj.

В 300—350 *м* выше нижней границы свиты также по сборам Н. А. Васильевой Н. И. Новожиловым определены: *Erisopsis circularis* Novoj., *Trigonestheria khalfinu* Novoj., *Lioestheria kubaczeki* (Voltz.), *Pseudestheria albertii* (Voltz.).

Последние две формы характеризуют этот горизонт как переходный между ранним и средним триасом и поэтому вышележащие горизонты (около 800 *м*) разреза, совершенно палеонтологически не охарактеризованные, не могут быть древнее конца раннего триаса; скорее они относятся к ранним горизонтам среднего триаса. Общая мощность верхнемальцевской свиты достигает 1200 *м*.

## *ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ*

### НИЖНЕТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения триаса Западно-Сибирской низменности по литологическому составу близки к одновозрастным образованиям Кузбасса. Среди них выделяются осадочные породы, относимые к нижнетриасовой туринской серии, и кора выветривания. Палеонтологически обоснованные раннетриасовые отложения развиты за пределами рассматриваемой в томе территории низменности в Тюменской области и Усть-Енисейской впадине.

Отложения туринской серии буровыми скважинами вскрыты на р. Оби у д. Назино (ниже с. Нарым) и западнее г. Томска у д. Нелюбино. В Назинской скважине 1-Р на глубинах от 2550 до 2558 *м* залегают плотные и сильно дислоцированные буровато-коричневые, почти черные алевролиты, переслаивающиеся с тонкозернистыми песчаниками.

В д. Нелюбино, по данным С. Б. Шацкого, на глубине 430—447 *м* вскрыты зеленовато-серые песчаники и алевролиты, в основании которых залегают элювио-делювиальные конгломерато-брекчии с обломками выветрелых песчаников, глинистых сланцев и гранит-порфира. Фауна и флора в этих отложениях не найдена, к триасу они отнесены по сходству с триасовыми отложениями Кузбасса и Сибирской платформы.

Кора выветривания вскрыта западнее г. Томска (у д. Нижней Сеченовой) и в с. Нарым. По данным М. П. Нагорского, в д. Сеченовой

http://jurassic.ru/

на глубине 279,85—287,6 *м* залегают тонкие белые глины, которые вниз постепенно переходят в структурный элювий зеленых и красноватых сланцев, вскрытых на глубине 297,7 *м*.

В Нарымской скважине на глубине 2725 *м* под юрскими отложениями имеется структурный элювий гранодиоритов, у которых полевые шпаты превращены в каолинит. В 10 *м* ниже каолинит замещается гидрослюдисто-каолинитовым веществом. Общая мощность структурного элювия достигает 18 *м*.

Условия образования триасовых толщ выяснены недостаточно. В триасовых отложениях рассматриваемой части Западно-Сибирской низменности фауна не найдена, но западнее, в Тюменской впадине, в них найдены фораминиферы, что указывает на возможное образование их в морской среде.

Косослоистые песчаники, алевролиты и аргиллиты мальцевской серии Кузбасса, содержащие пресноводную фауну, образовались в озерно-речных условиях. Хорошая окатанность обломочного материала указывает на длительную их транспортировку. Лептохлорит-глауконитовые породы верхнемальцевской свиты, по-видимому, образовались во время кратковременной трансгрессии моря со стороны Западно-Сибирской низменности.

Область питания обломочным материалом в мальцевское время находилась, по-видимому, к востоку от Кузбасса, в связи с чем в полосе, прилегающей к Кузнецкому Алатау, мальцевская серия имеет наибольшую мощность, и в ее составе больше грубообломочного материала. Конгломераты верхов верхнемальцевской свиты, окаймляющие эту свиту с юга и юго-востока, указывают на оживление тектонических движений в конце раннего триаса и на перемещение источников питания терригенным материалом на юг и юго-восток. К этому времени относится внедрение силлов базальта, которые часть исследователей считает покровами.

Средне- и позднетриасовые эпохи в Западной Сибири ознаменовались тектоническим покоем (?), приведшим к формированию мощной коры химического выветривания.

## ВЕРХНЕТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ *

Отложения верхнего триаса, выделяемые в омскую свиту (по опорной скважине в г. Омске), по-видимому, приурочены к отдельным локальным впадинам в рельефе складчатого палеозойского или более древнего фундамента низменности. По данным бурения, эти отложения известны в гг. Барабинске, Омске и д. Назино. Условно они выделяются в районе станций Тебисской и Татарской и в Александровской скважине (д. Назино). Отложения верхнего триаса всюду залегают на значительной глубине (не меньше 2200 *м*) и имеют обычно незначительную мощность, порядка 5—10 *м*, за исключением Омского района, где мощность их достигает 179 *м*.

Верхнетриасовые отложения отличаются в указанных разрезах слабой дислоцированностью (залегают под углами 10—15°) и наличием измененных эффузивных пород среди песчано-глинистых угленосных отложений. Наиболее типичный разрез отложений, относимых к верхнему триасу, известен для района г. Омска. Вскрытый здесь разрез может быть подразделен на три пачки.

Нижняя представлена существенно аргиллитами, серыми и темно-серыми, часто углистыми с линзами и прослоями угля мощностью до 15—20 *см*. Аргиллиты часто сидеритизированы и содержат линзовидные скопления пес-

* Рэт-лейасовые отложения описаны в статье «Чулымо-Енисейский бассейн».

http://jurassic.ru/

чано-алевролитового материала и зерна пелитоморфного сидерита. Аргиллиты переслаиваются с пачками алевролитов и полимиктовых песчаников с подчиненными последним прослоями эффузивных пород (карбонатизированный диабазовый порфирит *). Песчаники полимиктовые мелкозернистые, реже разнозернистые, с глинисто-кремнистым или хлоритовым цементом. В основании пачки залегает грубозернистый песчаник . . . . . 125 *м*

Средняя представлена главным образом алевролитами с подчиненными прослоями песчаников. Песчаники здесь преимущественно грубозернистые (иногда гравелиты, с примесью пирокластического материала, реже — мелкозернистые, обычно с кальцитовым или сидеритовым цементом . . . . . 47 „

Верхняя представлена плохо сортированными песчано-глинистыми породами, грубозернистыми песчаниками, конгломератами, брекчиями с единичными прослоями эффузивов основного и среднего состава *. В основании пачки — грубозернистый туфогенный (?) песчаник. В кровле пачки залегает красноцветная песчано-глинистая порода обломочного сложения с кальцит-сидеритовым цементом и редкими растительными остатками плохой сохранности (по-видимому, кора выветривания рэт-лейасового времени) . . . . 27 „

В свите обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс с преобладанием пыльцы голосеменных растений (до 62%). Здесь имеются: папоротникообразные — споры *Selaginella* sp. (с шиповатой структурой экзины — до 12%), *Coniopteris* (до 25%), *Osmunda* sp. (до 1%), *Leiotriletes* sp. (до 2,8%), *Chomotriletes anagrammensis* К-М (до 1%), *Stenozonotriletes* (до 2%); голосеменные—пыльца *Caytoniales* (до 5%), *Cordaitales* (?) (ед.), *Cycanales, Bennettitales* (до 25%), *Ginkgoales* (до 42%), *Coniferales* (до 8%), *Podozammites* (до 10%), *Palleopicea* sp. и *Piceites* sp. Характерны *Striatopodocarpites* sp., *Striatopiceites* sp. и *Striatopinites* (до 3%).

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

### *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

Юрские отложения широко развиты в пределах Западно-Сибирской низменности, в Кузнецкой и Чулымо-Енисейской впадинах. Имеются они также в Неня-Чумышской и Бийско-Барнаульской впадинах и на севере Кузнецкого Алатау, а в последнее время установлены в юго-восточной части Горловского бассейна и в Юго-Восточном Алтае.

В Кузнецкой впадине они занимают крупные обособленные площади: на юге — в бассейне рр. Подобаса и Тутуяса, в центральной части бассейна и в «Инском заливе». Кроме того, небольшие поля юрских отложений здесь сохранились на правобережье р. Томи в Ерунаковском районе, в бассейне р. Нарыка, в низовьях р. Кондомы и т. д. Все эти районы представляют собой скорее всего сохранившиеся от размыва участки единого бассейна седиментации.

В Кузбассе и в Чулымо-Енисейской впадине (к югу от линии, проходящей через с. Тисуль и ст. Итат) юрские отложения только на отдельных участках перекрыты маломощными меловыми отложениями. Севернее этих территорий они погружаются под мощные меловые, третичные и четвертичные осадки и вскрываются глубокими буровыми скважинами.

В Западно-Сибирской низменности (к северу от Транссибирской ж. д.) и в Чулымо-Енисейской впадине юрские отложения залегают почти сплошным покровом, прерываются лишь у наиболее крупных выступов доюрского фундамента, часто являющихся сводами антиклинальных структур.

* Эффузивы, возможно, являются валунами грубокластических пород триаса *(Ред.)*.

http://jurassic.ru/

В составе юрских отложений Западной Сибири имеются отложения всех трех отделов. В них преобладают континентальные фации. Морскими фациями сложена только верхняя (и частью средняя) юра Западно-Сибирской низменности. Общая мощность юрских отложений достигает 1000—1300 *м*. Большая роль, которую играют юрские отложения в геологическом строении и экономике отдельных районов (бурые угли), явилась причиной того, что им посвящено значительное количество работ многих авторов.

Впервые на развитие юрских отложений в Западной Сибири указал И. Ф. Шмальгаузен (1881), который всю угленосную толщу Кузбасса отнес к юре. П. К. Яворовский (1898) юрскими считал буроугольные отложения южной части Чулымо-Енисейской впадины; им же была предложена первая схема расчленения юрских отложений этого района. А. Н. Криштофович (1927) пришел к выводу о юрском возрасте флоры из северной части Кузнецкого Алатау, а М. Ф. Нейбург (1929) и В. А. Хахлов (1929) установили юрский возраст конгломератовой свиты Кузбасса.

В 1936—1937 гг. Л. Г. Дайн и Н. Н. Субботина стали изучать микрофауну из глубоких скважин, пробуренных вдоль линии Сибирской железной дороги. В 1941—1944 гг. работали и другие палеонтологи ВНИГРИ, изучившие материалы Западно-Сибирского нефтяного треста. Результаты работ обобщил А. К. Богданович, предложивший новую схему расчленения мезозоя низменности по микрофауне.

Наиболее полный материал по стратиграфии юрских отложений Западной Сибири был получен после Великой Отечественной войны, при проведении нефтеразведочных и геологосъемочных работ. Результаты изучения юрских отложений Западно-Сибирской низменности обобщены Н. Н. Ростовцевым (1955 г.), З. Т. Алескеровой, Т. И. Осыко и другими (1958 г.); по Кузбассу и Чулымо-Енисейской впадине — И. В. Лебедевым (1950, 1959 г.), И. Н. Звонаревым (1960 г., 1962 г.) и другими.

Фауну морских отложений юры изучали И. Г. Климова и В. Ф. Козырева (1957 г.), фауну из пресноводных отложений — Б. Б. Родендорф (1957 г.), Г. Г. Мартинсон (1956 г.), Н. И. Новожилов (1956 г.), И. В. Лебедев (1959 г.) и другие.

Спорово-пыльцевые комплексы юрских отложений определяли З. А. Войцель, С. А. Климко и другие (1957 г.), отпечатки листьев — А. Н. Криштофович, В. А. Хахлов, И. В. Лебедев и другие, остатки семян — П. А. Никитин и Г. А. Балуева.

К настоящему времени имеется достаточно полное общее представление об особенностях разрезов и возрасте юрских отложений Чулымо-Енисейской и Кузнецкой впадин, но если расчленение и датировка отдельных подразделений юры Чулымо-Енисейской впадины не вызывает особых споров, то по вопросу о расчленении и возрасте юры Кузбасса имеются совершенно противоположные взгляды. В. И. Яворским (1956 г.) все юрские отложения Кузбасса объединяются в одну конгломератовую свиту, возраст которой считается нижнеюрским и только частично среднеюрским. М. Ф. Нейбург (1940 г.) относит конгломератовую свиту к нижней юре. И. В. Лебедевым (1950 г.) сделана попытка расчленения юры Кузбасса на ряд толщ, имеющих возраст от нижней до верхней юры. На верхнеюрский возраст верхних горизонтов юрских отложений Кузбасса указывает и Н. И. Новожилов (1956 г.).

На конференции по стратиграфии Кузбасса в г. Ленинске-Кузнецком в 1954 г. и на Межведомственном совещании по стратиграфии

http://jurassic.ru/

Сибири в г. Ленинграде (в 1956 г.) пришли к выводу о присутствии в Кузбассе всех трех отделов юры.

На Совещании по стратиграфии мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности в г. Новосибирске в 1960 г. было установлено, что в Чулымо-Енисейской впадине, кроме отложений трех отделов юры, имеются толщи рэт-лейасового возраста (чичкаюльская свита). И. Н. Звонарев (1962 г.) разрезы юрских отложений Кузнецкого бассейна отнес к нижней и средней юре, допуская возможность наличия в низах их рэт-лейасовых осадков и в верхах — поздней юры.

Юрские отложения центральных частей Западно-Сибирской низменности изучены недостаточно. Они известны только по данным бурения редких опорных скважин, хотя значение их как возможных коллекторов нефти и газа весьма велико. В составе юры этих районов выделяются нерасчлененные нижне-среднеюрские отложения и морская верхняя юра.

Сопоставление стратиграфических схем различных районов дано в табл. 16. За основу при корреляции их взяты решения Межведомственных совещаний 1956 и 1960 гг.

### *КУЗНЕЦКИЙ БАССЕЙН*

Юрские отложения Кузнецкого бассейна, венчающие разрез продуктивной толщи этого региона, выделяются в отдельную, так называемую тарбаганскую серию угленосных осадков. По условиям накопления (и в силу последующего размыва) отложения этой серии не имеют сплошного распространения в бассейне и приурочены здесь главным образом к трем достаточно крупным структурам: Тутуясской мульде на юго-востоке, Центральной мульде в средней части и Доронинской впадине на северо-западе бассейна. По периферии этих основных структур, среди верхне-, а местами и среднепалеозойских пород Кузбасса и его окраин, известны небольшие эрозионно-тектонические останцы юры в пределах Ерунаковской, Новоказанковской и Дунаевской синклиналей и других еще более мелких структур.

Некоторым распространением юрские угленосные отложения пользуются также в непосредственно примыкающих к Кузнецкому бассейну регионах. В частности, они известны на северном продолжении Кузбасса — в системе р. Мазаловского Китата (Улановская мульда), по р. Золотому Китату и далее на восток в районе Ампалыкского железорудного месторождения, а также в Казаныхском грабене Горной Шории и в Неня-Чумышском прогибе.

На территории Кузнецкого бассейна относительно полно изучены Центральная и Тутуясская мульды, для которых разрез юрских отложений известен по обнажениям р. Томи и скважинам колонкового бурения. Значительно слабее исследована Доронинская впадина.

Первые сведения о наличии в Кузбассе юрских осадков относятся к началу 80-х годов прошлого столетия, когда И. Ф. Шмальгаузеном (1881 г.) было высказано мнение о юрском возрасте угленосной толщи этого бассейна, относимой почти всеми исследователями того времени к перми, карбону или пермо-карбону.

Комплекс пород, оказавшийся затем юрским, впервые был выделен в юго-восточной части Кузбасса П. И. Бутовым и В. И. Яворским (1922 г.). Вначале он сопоставлялся ими с «красноярской» свитой северной части бассейна. Но уже в 1923 г. В. И. Яворский (1923 г.) выделил их в отдельную «конгломератовую» свиту, трансгрессивно налегающую на все остальные угленосные отложения бассейна.

http://jurassic.ru/

Таблица 16

## Сопоставление стратиграфических схем юрских отложений Западной Сибири

| Система | Отдел | Кузнецкий бассейн: В. А. Хахлов, 1932 г. | Кузнецкий бассейн: М. Ф. Нейбург, 1940 г. | Кузнецкий бассейн: В. И. Яворский, 1956 г. | Кузнецкий бассейн: И. В. Лебедев, 1950–1956 гг. | Кузнецкий бассейн: Унифицированная схема 1956 г. | Кузнецкий бассейн: И. Н. Звонарев, 1962 г. | Улановская впадина: И. И. Елисафенко, 1956 г. | Кузнецкий Алатау: Г. Ф. Горелов, 1957 г. | Чулымо-Енисейская впадина: А. И. Ситникова, 1958 г. | Чулымо-Енисейская впадина: Унифицированная схема 1956 г. | Чулымо-Енисейская впадина: Унифицированная схема 1960 г. | Чулымо-Енисейская впадина: И. Н. Звонарев, 1960 г. | Западно-Сибирская низменность: Унифицированная схема 1960 г. (сводная) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Юрская | Верхний | — | — | — | Терсюкская толща | Тарбаганская серия / Конгломератовая свита | ? | — | Тяжинская свита | Тяжинская свита | Тяжинская свита | Тяжинская свита | Тяжинская свита | Полудинская серия |
| | Средний | Конгломератовая свита | — | — | Конгломератовая свита / Чусовитинская и саргаковская толщи | | Терсюкская свита | — | — | Итатская свита | Итатская свита | Итатская свита | Белогорская свита | Татарская свита / Тюменская свита |
| | | | | | | | Осиновская свита | Итатская свита | Итатская свита | Безугольная свита | | | Итатская свита | |
| | Нижний | | Конгломератовая свита | Конгломератовая свита | Каралдинская (барашевская) толща | | Абашевская свита | Макаровская свита | — | Макаровская свита | Макаровская свита | Макаровская свита | Макаровская свита | |
| | | | | | | | Распадская свита | — | — | — | — | — | Тегульдетская свита | |
| Рэт-лейас | | — | — | — | — | — | ? | — | — | — | — | Чичкаюльская свита | — | Дроновская свита |
| Триасовая | Верхний | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | Омская свита |
| | Средний | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| | Нижний | — | — | Мальцевская свита | | Мальцевская серия | | — | — | — | — | — | — | Туринская серия |

http://jurassic.ru/

Юрский возраст осадков «конгломератовой» свиты установлен лишь в 1928 г. М. Ф. Нейбург (1929 г.) и В. А. Хахловым (1929 г.) в Центральной части Кузбасса. В последующие годы ими была изучена Тутуясская мульда и в начале 30-х годов у этих исследователей сложилось определенное мнение о возрасте юрских отложений бассейна. М. Ф. Нейбург (1931, 1933, 1934, 1940 гг.) отнесла их к лейасу, хотя не исключала возможность нахождения в Кузбассе и более высоких горизонтов юры, а В. А. Хахлов (1931, 1932, 1933, 1935, 1937 гг.) раннеюрский возраст принимал только для мезозойских отложений северной части Центральной мульды. Отложения же «конгломератовой» свиты Тутуясской мульды он считал среднеюрскими. В. Д. Фомичев (1935 г.) указал на наличие нижнеюрских отложений у с. Пенькова (Лебедева).

В последующие годы в связи с разведкой Осиновского, Абышевского, Распадского, Уропского и ряда других месторождений Кузбасса и особенно в процессе исследований артезианских вод Центральной и Тутуясской мульд, по юрским отложениям Кузбасса накопился достаточно обширный геологический материал, изучением которого занимались сотрудники Западно-Сибирского геологического управления, треста «Кузбассуглегеология», ВСЕГЕИ, ТПИ, СНИИГГИМС и других организаций. В частности, отпечатки листьев изучали И. В. Лебедев (1946—1956 гг.), В. Д. Принада (1956 г.), С. Г. Горелова, Н. М. Тарасова и В. П. Малов (1958 г.), В. П. Владимирович (1958 г.) и Ю. В. Тисленко (1959 г.); спорово-пыльцевые комплексы изучали А. Б. Михеева и Е. А. Портнова; пелеципод — Л. А. Рагозин (1954 г.); филлопод — Н. И. Новожилов (1956 г.) и насекомых — А. В. Мартынов (1938 г.), О. М. Мартынова (1949 г.) и И. В. Лебедев (1948 г.).

Полученный в результате этих исследований палеонтологический материал доказал несомненное развитие в Кузбассе нижне- и среднеюрских отложений. Некоторые исследователи отмечали в составе растительных комплексов наличие более древних, а также более молодых форм. В частности, М. Ф. Нейбург (1940 г.) в обнажениях по р. Тутуясу (Долгий Камень) и по р. Томи в Центральной мульде обнаружила ряд рэт-лейасовых видов, послуживших ей основанием для предположения о возможном наличии здесь рэтских отложений, хотя от выделения их она воздержалась. И. В. Лебедев (1948 г.) в верхах разреза юрских отложений по р. Томи в Центральной мульде выделил терсюкскую свиту позднеюрского — раннемелового возраста *, трансгрессивно налегающую на разные горизонты конгломератовой свиты. Последнюю он расчленил затем (1950 г.) на чусовитинскую, сартаковскую и барашевскую толщи, отнеся две первых к средней, а последнюю к нижней юре. Однако на Втором совещании по стратиграфии угленосных отложений Кузбасса, проведенном в 1954 г. в г. Ленинске-Кузнецком, для всей толщи юрских отложений было сохранено название «конгломератовой» свиты с индексом $I_{1-3}$. Решением Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем Сибири в 1956 г. конгломератовая свита была отнесена к тарбаганской серии.

Кстати заметим, что повторным изучением флоры терсюкской свиты, проведенным В. Д. Принадой по сборам В. И. Яворского (1957 г.), верхнеюрский возраст ее не подтвердился.

В 1957—1958 и 1960 гг. Н. А. Васильева и И. М. Репин повторно детально описали береговые обнажения мезозоя по р. Томи в районе Бабьего и Поляковского Камней и получили непрерывный разрез

* Позднее (1956 г.) он отнес ее только к верхней юре.

http://jurassic.ru/

мальцевской и тарбаганской серий в южной части Центральной мульды Кузбасса.

В 1960 г. И. Н. Звонарев произвел увязку береговых обнажений по р. Томи в пределах Тутуясской мульды; при этом выяснилось, что юра обладает значительной невыдержанностью состава и мощности отложений на ее крыльях, главным образом вследствие разновременности начала осадконакопления. Наиболее низкие горизонты юры, развитые в восточном крыле мульды, отсутствуют в западном ее крыле, что хорошо видно по стратиграфическим колонкам, приведенным на рис. 30. В Центральной мульде разновременность начала формирования юрских отложений выражена еще более резко. Здесь по мере продвижения с юга на север целиком выпадает не только распадская, но и следующая за нею абашевская свита.

Приведенные материалы показывают, что в разрезе юрских отложений Тутуясской и Центральной мульд четко выделяются достаточно крупные литолого-фациальные комплексы или циклы осадко- и угленакопления, нижняя часть которых характеризуется, как правило, накоплением относительно грубокластического материала, а верхняя — наличием группы пластов или прослоев угля. Эти циклы положены И. Н. Звонаревым (1962 г.) в основу расчленения юрских отложений Кузбасса, которое в сопоставлении с унифицированной схемой 1956 г. и свитами И. В. Лебедева (1956 г.) приведено в табл. 17. Выделенные таким образом свиты характеризуются следующим составом, распространением и комплексами растительных и животных остатков.

Таблица 17

| Унифицированая схема 1956 г. | | | Схема И. В. Лебедева, 1956 г. * | | Схема И. Н. Звонарева, 1962 г. | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $J_{1-3}$ | Тарбаганская серия | Конгломератовая свита (700—900 *м*) | $I_3$ | Терсюкская толща (160 *м*) | $I_2$ | Терсюкская свита (до 200 *м*) |
| | | | | | | Осиновская свита (до 410 *м*) |
| | | | $I_2$ | Сартаковская толща (более 600 *м*) | $I_1$ | Абашевская свита (до 230 *м*) |
| | | | | | | Распадская свита (до 120 *м*) |

* И. В. Лебедев выше и ниже сартаковской толщи помещает еще чусовитинскую ($I_2$) и каралдинскую ($I_1$) толщи, которые по корреляции, предложенной И. Н. Звонаревым, являются стратиграфическими аналогами различных горизонтов сартаковской толщи или, соответственно, осиновской и абашевской свит схемы 1962 г.

**Распадская свита.** Как самостоятельный комплекс пород впервые выделена в 1960 г. И. Н. Звонаревым (1962) при анализе материалов Распадского месторождения и увязке его разреза с разрезом по обнажениям р. Томи. Развита по восточному крылу Тутуясской мульды, в южной части Центральной мульды и в Доронинской впадине.

http://jurassic.ru/

Мощность свиты колеблется от 0 до 120 *м*. В Тутуясской мульде она сложена главным образом конгломератами с редкими пачками грубо- и среднезернистых песчаников, слоев алевролита и линзовидных прослоев и пластов угля. В разрезе свиты Центральной мульды преобладают среднезернистые песчаники и более заметное участие принимают алевролиты. Конгломераты и грубозернистые песчаники здесь занимают резко подчиненное положение. В Доронинской впадине (скв. 31) вскрыты только верхние горизонты распадской свиты, сложенные алевролитами с частыми прослоями каменного угля.

В составе этой свиты из обнажения ниже Бабьего Камня В. А. Хахловым (1929 г.), М. Ф. Нейбург (1931 г.), И. В. Лебедевым (1947 г.) и С. Г. Гореловой (1957 г.) определены: *Neocalamites* sp., *Equisetites* cf. *ferganensis* Sew., *E. sockolowskii* Eichw., *E. columnaris* Brongn., *Raphaelia diamensis* Sew., *Cladophlebis whitbiensis tenue* (Heer), *Cl. denticulata* (Brongn.), *Cl. haiburnensis* L. et H., *Cl. (Todites) williamsoni* (Brongn.), *Cl. vulgaris* Chachl., *Pterophyllum* cf. *teizei* Zeill., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Baiera* sp., *Ginkgo digitata* (Brongn.), *G. digitata* var. *magnifolia* Thomas, *G. sibirica* Heer, *Ginkgo* sp., *Czekanowskia rigida* Heer., *Cz. setacea* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum longifolium* Nath., *P. nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Leptostrobus microlepis* Heer. Отсюда же М. Ф. Нейбург (1931 г.) отмечает пелециподов «усть-балейского типа».

Спорово-пыльцевой комплекс распадской свиты, по данным А. Б. Михеевой, характеризуется резким преобладанием пыльцы голосеменных растений (86—92%) с значительным участием пыльцы *Bennettitales* (2—31%, в среднем 15%). Характерно присутствие спор неопределенного систематического положения, напоминающих споры *Calamitaceae* (0,5—17%, в среднем 6,5%). Среди спор отмечены *Camptotriletes tenellus* Naum. и единично *Cheiropleuria* sp. sp., *Osmunda* и *Camptotriletes cerebriformis* Naum.

**Абашевская свита.** Широко распространена в Тутуясской мульде; в западном крыле этой мульды представлена только верхними горизонтами. Полный разрез свиты имеется также в южной части Центральной мульды и в Доронинской впадине. В северном направлении по Центральной мульде она постепенно выклинивается, достигая своими верхними горизонтами примерно широты пос. Роднички. Выделена И. Н. Звонаревым в 1958 г. при корреляции разрезов Абашевского и Осиновского месторождений.

Мощность свиты колеблется от 0 до 230 *м*. В Тутуясской мульде в ее составе преобладают конгломераты, а в Центральной — песчаники, хотя по западной окраине ее (Дунаевская синклиналь и Уропский участок) базальные горизонты свиты также сложены конгломератами. В Доронинской впадине свита характеризуется почти исключительно алевролитовым составом с редкими прослоями аргиллитов и песчаников и довольно мощной (до 20 *м*) пачкой песчаников в основании. В верхах свиты содержится несколько тонких прослоев угля (см. рис. 30).

Из этой свиты по западному крылу Тутуясской мульды (рр. Томь и Абашева) В. А. Хахловым (1929, 1934 гг.), М. Ф. Нейбург (1931 г.) и В. П. Владимирович (1958 г.) определен следующий комплекс растительных остатков: *Marchantites* sp., *Neocalamites pinitoides* Chachl., *Neocalomites* sp., *Eguisetites elegans* Vlad., *E. sockolowskii* Eichw., *E. burejensis* (*E. jokoymai*) Heer, *Eguisetites* sp., *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *C. burejensis* (Zal.) Sew., *Coniopteris* sp., *Cladophledis haiburnensis* L. et H., *Cl. haiburnensis* L. et H., var. *multiner-*

http://jurassic.ru/

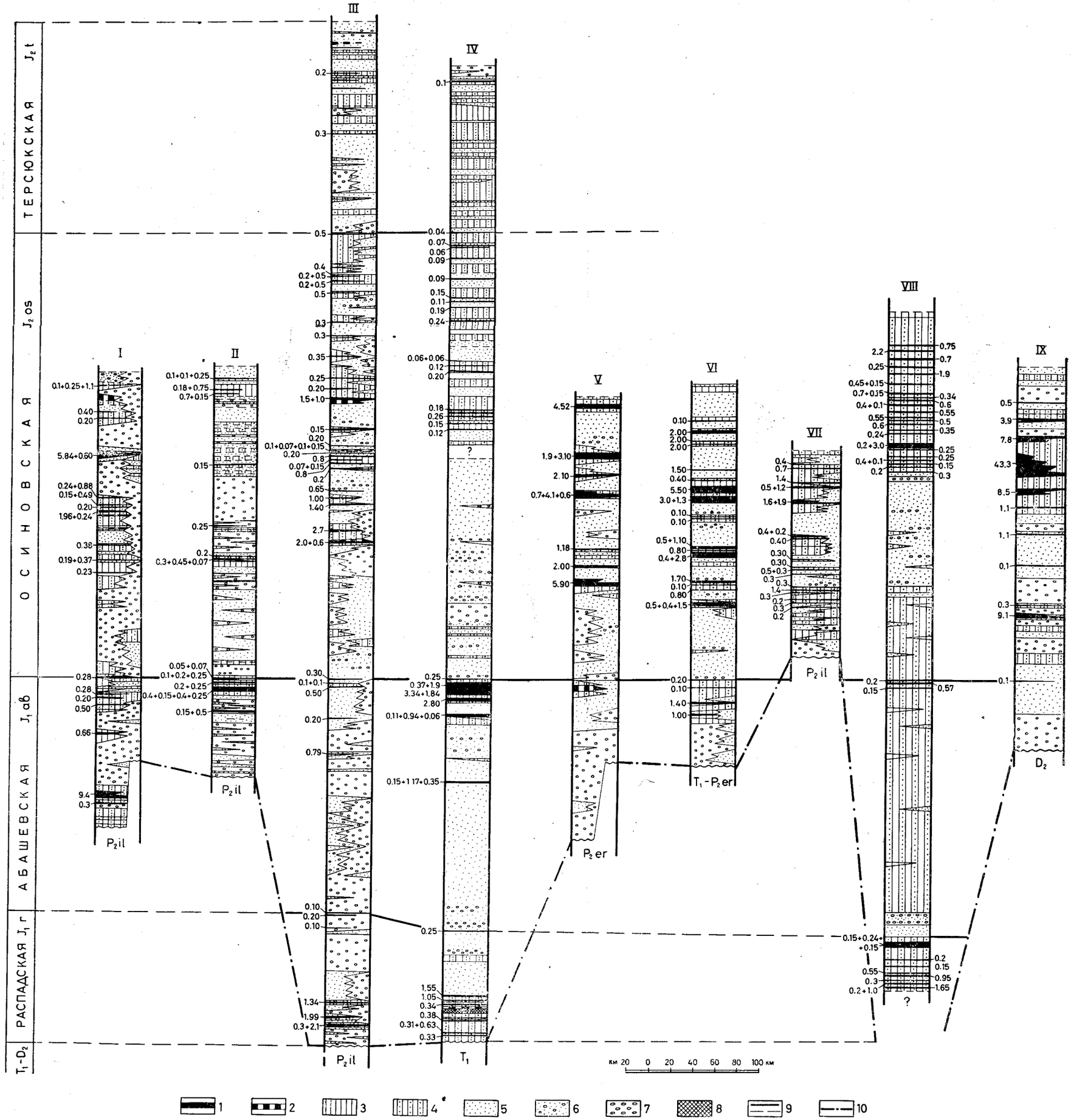



Рис. 30. Сопоставление разрезов юрских отложений Кузнецкого бассейна

I — Осиновское месторождение (по материалам Г. М. Костоманова); II—III — Тутуясская мульда (по И. Н. Звонареву): II — западное крыло, III — восточное крыло по р. Тутуяс; IV—VII — Центральная мульда: IV — южное крыло (по Н. А. Васильевой), V — Дунаевская синклиналь, VI — Уропский участок и VII — Чусовитинская линия (по материалам Кузбассуглегеологии); VIII — Доронинская впадина (скв. 31—ЗСГУ); IX — Улановская мульда (по материалам И. И. Елисафенко). *1* — уголь; *2* — аргиллит углистый; *3* — аргиллит; *4* — алевролит; *5* — песчаник; *6* — гравелит; *7* — конгломерат; *8* — горельник; *9* — линии корреляции (изохроны); *10* — линия юрского денудационного среза пород доюрского фундамента

Зак. 437

*vis* Chachl., *Cl. nebbensis* (Brongn.), *Cl. lobifolia* Phill., *Cl. vulgaris* Chachl., *Cladoplebis* sp., *Taeniopteris* sp., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Baiera logifolia* Pomel., *Ginkgo digitata* (Brongn.), *G. schmidtiana* Heer, *G. sibirica* (Hr) Sew., *Czekanowskia rigida* Heer., *Cz. setacea* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum longifolium* Nath., *Pityophyllum* sp., *Schizolepis moelleri* Sew., *Sch. abaschevi* Chachl., *Samaropsis* sp., *Radicites* sp.

По южному крылу Центральной мульды И. В. Лебедевым (1947 г.) и С. Г. Гореловой (1957 г.) из этой свиты дополнительно определены: *Cladophlebis spectabilis* (Heer), *Pseudoctenis tomiensis* Lebed., *Podozamites lanceolatus minor* Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Florin, *Pytyophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Carpolites heeri* Taras.

В спорово-пыльцевом комплексе абашевской свиты, изученном А. Б. Михеевой по западному и восточному крыльям Тутуясской мульды, также преобладает пыльца голосеменных растений (68—94%), среди которых характерно присутствие *Bennettitales* (16—18%, иногда до 30—40%), *Ginkgoales* (1,4—53%, обычно 20—30%) и *Coniferales* (до 35—40%). В последних всегда присутствуют крупные формы типа *Pseudopicea pergrandis* (Bolch.) Sach., *Protopicea cerina* Bolch., *Podocarpus permagna* (Bolch.) (0,9—1,4%). Обычны также формы *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch. (0,5—1,0%), *Protopinus latebrosa* Bolch. (0,3—3,0%), *Depterella oblatinoides* (Mal.), *Picea* (0,5—11%), *Pinus* (0,4—1% не характерно) и *Quadraeculina limbata* Mal. (единично).

Участие спор составляет 8—12% (редко до 20—30%). Характерными являются *Camptotriletes tenellus* Naum., *C. cerebriformis* Naum., *Selaginela obtusosaetosa* (Lub.), *Cheiropleuria* sp. (0,5—2,5%). Единично присутствуют споры *Tripartina variabilis, Coniopteris* и *Lycopodium.*

По западному крылу Тутуясской мульды в разрезе абашевской свиты М. Ф. Нейбург (1931 г.) отмечает пелециподы «устьбалейского типа» и насекомых из сем. *Mesoblattinidae* (определение А. В. Мартынова, 1938 г.). На правобережье р. Кондомы (рч. Карчакол) О. М. Мартыновой (1949 г.) определен новый вид насекомого (*Hagla pospelovi* O. Mart.). По р. Каралде И. В. Лебедев (1950 г.) обнаружил пелециподы *Sibireconcha kusbassica* Leb., *Cyrena*(?) *karaldiensis* Leb. и насекомых (*Mesoleuctra gracilis* Brauer и другие).

**Осиновская свита.** Выделена И. Н. Звонаревым в 1958 г. при корреляции разрезов юрских отложений Осиновского месторождения и других районов Кузбасса. Широко развита во всех мезозойских структурах бассейна. Наиболее полные разрезы этой свиты представлены в Тутуясской мульде, в южной части Центральной мульды и в Дороninской впадине. На остальной территории верхние горизонты свиты размыты. В связи с этим мощность ее колеблется от 190 до 410 *м*. Свита характеризуется исключительно резкой невыдержанностью литологического состава и угленосности. В Тутуясской мульде она сложена преимущественно песчаниками и конгломератами с заметным участием алевролитов и частично аргиллитов в средних и верхних горизонтах ее разреза, к которым приурочены многочисленные прослои и пласты угля. В Центральной мульде свита преимущественно песчаная, причем в южной части угленосность слабая (в виде тонких прослоев, сосредоточенных в верхней половине разреза свиты), а по мере продвижения к центральной части угленосность перемещается в средние горизонты разреза и выражена более мощными пластами угля. В До-

http://jurassic.ru/

ронинской впадине разрез свиты четко разделяется на три части: нижнюю — существенно алевролитовую, среднюю — песчаную с тонкими прослоями конгломератов и алевролитов и верхнюю — снова алевролитовую с частыми прослоями и тонкими пластами угля.

В составе осиновской свиты по западному и восточному крыльям Тутуясской мульды В. А. Хахловым (1932, 1937 гг.) определен следующий комплекс флоры: *Neocalamites pinitoides* Chachl., *Neocalamites* sp., *Coniopteris nymenophylloides* Brongn., *C. burejensis* (Zal.) Sew,. *Coniopteris* sp., *Clabophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Cl. haiburnensis* L. et H., *Clabophlebis* sp., *Baiera longifolia* Pomel., *B. pulchella* Heer, *Ginkgo digitata* (Brongn.), *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum longifolium* Nath., *Radicites* sp.

Наиболее полный комплекс флоры осиновской свиты установлен М. Ф. Нейбург (1931 г.) и И. В. Лебедевым (1947 г.) по северному крылу Центральной мульды. Ими определены: *Equisetites* cf. *ferganensis* Sew., *E. sokolowskii* Eichw., *E. sibiricus* (Heer.), Nath., *Clathropteris meniscioides* Brongn., *Cl. obovata* Oishi, *Dictyophyllum rugosum* L. et H., *Sphenopteris princeps* Presl., *Sph. tyrmensis* Sew., *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *Gonatosorus tomiensis* Lebed., *Laccopteris polypodioides* Brongn., *Raphaelia diamensis* Sew., cf. *Todites williamsonii* Brongn., *Angiopteridium kusnezkianum* Lebed., *Cladophlebis bidentata* Turut., *Cl. haiburnensis* L. et H., *Cl. argutula* (Heer) Sew., *Cl.* cf. *nebbensis* Brongn., *Cl. (Todites) williamsonii* (Brongn.), *Cl. distans* (Heer), *Cl. vulgaris* Chachl., *Cl. tomiensis* Lebed., *Cladophlebis* sp., *Stachypteris tomiensis* Lebed., *Lycopodites tenerrimus* Heer, *Nilssonia comptula* Heer (*N. mediana* Leck.), *Podozamites lanceolatus* L. et H., *P. lanceolatus minor* Heer., *P. reinii* Geyler, *Baiera longifolia* Pomel., *B. lindleyana* Schimp., *Baiera* sp., *Ginkgo sibirica* Heer, *G. sibirica* var. *grandifolia* n. var. Lebed., *G. flabellata* Heer, *G.* cf. *obrutschewi* Sew., *Ginkgo* sp., *Ginkgodium sibiricum* Lebed., *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Florin, *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Stenorhachis lepida* Heer, *Pityophyllum longifolium* Nath., *P. nordenskiöldii* (Heer) Nath., *P. lindströmi* Nath., *P. starotschinii* (Heer), *Leptostrobus laxiflora* Heer, *Schizolepidium gracile* Heer, *Sequoia schmidtiana* Heer, *Schizolepis minima* Lebed., *Carpolithus oviformis* Pryn., *Samaropsis rotundata* Heer, *Kaidacarpus* sp., *Proteaephyllum* sp., *Marrathiopsis münsteri* (Goepp.), *Ferganiella urjanchaica* Neub., *Caracaniella tomiensis* Lebed., *C. lata* Lebed.

Из этих же обнажений В. Д. Принада (1957 г.), С. Г. Горелова и В. П. Владимирович (1958 г.) дополнительно определили: *Equisetites* sp., *Clathropteris* sp., *Sphenopteris* sp., *Coniopteris* ex gr, *C. trautscholdii* (Hr.), *Raphaelia* sp., *Todites* sp., *Cladophlebis whitbyensis* (Brongn.), *Cl. whitbyensis* var. *punctata* Pryn., *Cl. whitbyensis tenue* (Heer), *Cl. whitbyensis tenue* Heer var. *punctata* Vlad., *Cl. stenolopha* Brick., *Cl. pectinata* Aksar., *Czekanowskia* sp., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Phoenicopsis* sp.

В спорово-пыльцевом комплексе из осиновской свиты, изученном А. Б. Михеевой по обнажениям р. Томи и скважинам колонкового бурения в пределах Тутуясской мульды, заметно сокращается содержание пыльцы *Bennettitales* (до 0—5,4%) и увеличивается количество спор *Coniopteris* (0,5—18%, в среднем 13%). Присутствие реликтовых рэт-лейасовых форм *Camptotriletes cerebriformis* Naum. и *Protopinus latebrosa* Bolch., обычных для нижележащих свит, здесь наблюдается в виде редких единичных форм.

http://jurassic.ru/

В пласте угля по р. Убику (в 4,5 *км* выше устья), относящемся, по-видимому, к осиновской свите, А. А. Ларищев (1949 г.) определил водоросли *Pila kuzbassika* Lar. и *Passtillus originalis* Lar.

Из разреза осиновской свиты по р. Томи против д. Балбынь Л. А. Рагозиным (1954 г.) определены пелециподы: *Unio galeatus* Rag., *U. balbiensis* Rag., *Tutuella fraidae* Rag., *T. elegans* Rag., *T. rotunda* Rag., *T. gigantea* Rag., *T. paradoxa* Rag., *T. bellinskiensis* Rag., *T. fabialis* Rag., *T. ovalis* Rag., *T. triangularis* Rag., *T. crassa* Rag., *Ferganoconcha tomiensis* Rag., *F. elengata* Rag., *F. minima* Rag., *F.* (?) *jorekensis* Tschern.

Из Новоказанковской мульды в осиновской свите по р. Черневому Нарыку пелециподы «устьбалейского типа» и насекомые сем. *Abolidae* отмечала М. Ф. Нейбург (1931 г.). Оттуда же по р. Каменушке Л. А. Рагозиным определены *Unio kasakensis* Rag., *Tutuella gigantea* Rag., и *T.*(?) *jorekensis* Tschern.

По южному крылу Центральной мульды (р. Барсучья) Л. А. Рагозиным (1954 г.) определены: *Ferganoconcha tomiensis* Rag., *F. anadontoides* Tschern., *F. subcentralis* Tschern., *F. sibirica* Tschern., *F. barsassensis* Rag., *F. goloval* Rag., а по северному крылу мульды И. В. Лебедев (1950 г.) отметил *Unio tomiensis* Leb., и насекомых *Samarura gigantea* Brauer etc. и *Pseudocossus zemcuznicovi* Mart.

В остальной части Центральной мульды также встречалась фауна пелеципод. Так, М. Ф. Нейбург (1931 г.) отметила пелеципод «устьбалейского типа» по рр. Худяшихе и Мурычаку. Из скважин на Уропском месторождении А. Г. Савин (1954 г.) определил: *Unio* cf. *tomiensis* Leb., *Ferganoconcha subcentralis* Tschern., *F. sibirica* Tschern., *Ferganocohcha* sp. Здесь же определены гастроподы. И. В. Лебедев (1950 г.) на Сартаковском месторождении установил *Unio sartakovensis* Leb., а по скважине у п. Роднички — насекомых *Mesoleuctra gracilis* Brauer. и других.

**Терсюкская свита.** Пользуется ограниченным распространением— только в южной части Центральной мульды, в средней части Тутуясской мульды и по северной окраине Доронинской впадины. На остальной территории этих структур она неизвестна. Впервые выделена И. В. Лебедевым (1948) в составе южного крыла Центральной мульды по правому берегу р. Томи и р. Терсюка, где видимая мощность ее достигает 160 *м*. Сложена она здесь преимущественно алевролитами с редкими пачками аргиллитов и более частыми прослоями песчаников. В Тутуясской мульде в составе свиты (мощность 200 *м*) преобладают песчаники, появляются достаточно мощные пачки конгломератов. Угленосность свиты слабая (редкие и тонкие прослои угля).

В составе терсюкской флоры по р. Терсюку И. В. Лебедевым были встречены следующие формы: *Clathropteris obovata* Oishi, *Hausmania* sp., *Laccopteris polypodioides* Brongn., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Cl. argutula* (Heer) Sem., *Williamsonia*(?) *kusnezkiana* Lebed., *Podozamites lanceolatus minor* Heer, *Ginkgo digitata* (Brongn.), *Ginkgodium tersukensis* Lebed., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath.

Из терсюкской свиты по р. Тутуясу В. А. Хахловым (1937 г.) и Ю. В. Тесленко (1959 г.) дополнительно определены: *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *C. burejensis* (Zal.) Sew., *Raphaelia diamensis* Sew., *Cladophlebis haiburnensis* L. et H., *Cl. denticulata* (Brongn.) Font, *Cl. (Todites) williamsoni* (Brongn.), *Cl. (Todites) williamsoni* var. *tenucalis* Thom., *Cladophlebis* sp., *Taeniopteris spatulata* Mc. Clell., *Nilssonia compta* (Pill.) Brongn., *Pterophyllum* sp., *Baiera longifolia* Pomel., *Ginkgo sibirica* Heer, *Ginkgo* sp., *Cze-*



http://jurassic.ru/

*kanowskia rigida* Heer, *Schizolepis abaschevi* Chachl., *Desmiophyllum sibiricum* Chachl., *Chondrites bollensis* Ziet.

Спорово-пыльцевой комплекс терсюкской свиты, изученный А. Б. Михеевой по керну колонковых скважин (р. Тутуяс), характеризуется заметным снижением количества пыльцы (до 48—81%) и соответствующим увеличением участия спор. При этом значительно уменьшается количество *Bennettitales* (до 0—5,4%) и увеличивается разнообразие пыльцы сем. *Pinaceae* (роды *Pinus, Picea, Cedrus, Abies).* Всегда присутствует пыльца *Quadraeculina limbata* Nal. Среди спор много *Coniopteris* (0,5—48%, в среднем 13—15%), появляются споры *Dicksonia densa* Bolch., выпадают нижнеюрские руководящие виды.

В разрезе терсюкской свиты по р. Томи ниже д. В. Ячменюхи Н. И. Новожиловым (И. В. Лебедев, 1956 г.) определены новые виды филлопод: *Brachygrapta bogotoloensis* Novoj., *Opsipoligrapta sibirica* Novoj., *Liograpta eurasiatica* Novoj., *Pseudograpta murchisoni* (Jones) Novoj., *Dolichograpta elliptica* Novoj., *D. kusbassica* Novoj., *Leptolimnadia sibirica* Novoj. Возраст этого комплекса филлопод Н. И. Новожилов считает не древнее оксфордского века.

Кроме приведенных палеонтологических комплексов, из юрских отложений Кузбасса известны еще единичные формы или небольшие группы растительных остатков из отдельных пока трудно сопоставимых разрезов юры, располагающихся в различных частях бассейна.

Имеющиеся к настоящему моменту палеонтологические материалы не дают однозначного и надежного ответа на вопрос о возрасте выделенных юрских свит. Флористические комплексы позволяют достаточно уверенно говорить лишь о развитии здесь главным образом нижне- и среднеюрских отложений. Известную помощь при более дробном их расчленении оказывают спорово-пыльцевые комплексы, которые позволяют коррелировать разрез кузбасской юры с синхронными отложениями соседних регионов. Схема такой корреляции приведена в табл. 18.

Таблица 18

| Возраст | Западно-Сибирская низменность (свиты) | Кузнецкий бассейн (свиты) | Тегульдетская впадина (свиты) | Чулымо-Енисейский бассейн (свиты) |
|---|---|---|---|---|
| $J_3$ | Тебисская | — | Тяжинская | Тяжинская |
| $J_2$ | Тюменская | Терсюкская | Белогорская | Белогорская |
| | | Осиновская | Итатская | Итатская |
| $J_1$ | | Абашевская | Макаровская | Макаровская |
| | Дроновская | Распадская | Тегульдетская | — |
| | $T_3$—Pz | $T_2$—$D_2$ | $C_1$—D | $P_1$—D |

Юрские угленосные отложения формировались в условиях межгорной эрозионно-тектонической впадины, имеющей, особенно в раннеюрское время, достаточно расчлененный и, по-видимому, подновляющийся в процессе осадконакопления рельеф. Представлены они невы-

http://jurassic.ru/

держанными, в основном бассейновыми и аллювиальными (существенно устьевыми) осадками, переслаивающимися с отложениями озерно-болотных фаций. В предгорных районах, главным образом на юге и в Присалаирской части бассейна, некоторое участие в составе толщи принимали пролювиальные отложения.

Своеобразные условия осадконакопления были в Доронинской впадине, в центральной части которой накапливались преимущественно тонкокластические осадки, а в присалаирской полосе заметное участие в составе юрской толщи принимают крупногалечниковые конгломераты с валунами до 20—50 *см* в поперечнике. Судя по разрезу скв. 31 у пос. Озерки, здесь развиты отложения распадской, абашевской и осиновской свит, общей мощностью около 600 *м*. Скв. 32, пройденной в 12 *км* к юго-западу от пос. Озерки, пересечена более мощная толща мезозоя (до 820 *м*), возможно, включающая в низах рэт-лейасовые или даже рэтские отложения.

Юрские отложения несогласно налегают на породы от среднего триаса (в центре бассейна) до среднего девона — на его окраинах, образуя самостоятельный структурный ярус (с угловым несогласием до 10—15°). Дислоцированы они в общем слабо, наследуя крупные пликативные формы дислокаций верхнепалеозойских и триасовых пород, но местами углы падения юрских отложений достигают 45° и они поражаются крупными дизъюнктивными нарушениями, особенно отчетливо выраженными в них по западной границе Центральной мульды, северо-восточному контакту Тутуясской мульды и в Присалаирской полосе Кузбасса. Несомненно дизъюнктивной является и северная граница Доронинской впадины.

### *ГОРНЫЙ АЛТАЙ И НЕНЯ-ЧУМЫШСКАЯ ВПАДИНА*

На территории Горного Алтая юрские отложения развиты в пределах Бийского массива, на Мунайском и Афонинском месторождениях и в Зателецком районе, по рч. Сайгоныш. В Неня-Чумышской впадине они известны на Караганском месторождении. Располагаясь в различных структурно-фациальных зонах, юрские отложения характеризуются здесь ограниченным распространением и резкой невыдержанностью состава, мощностей и структуры.

Мунайское месторождение. Сведения об этом районе имеются в работах Б. К. Поленова (1915 г.), А. М. Кузьмина (1928 г.) и Л. А. Рагозина (1938 г.). П. А. Никитин по сборам Л. А. Рагозина (1932 г.) установил в угленосной толще этого месторождения наличие *Czekanowskia* sp. и *Selagonellites jurassicus* Nikit.

Наиболее полные данные о составе, мощности, угленасыщенности и распространении юрских отложений получены Л. Г. Гончаровой (1959 г.). Колонковым бурением здесь вскрыт разрез юры около 100 *м* мощности, сложенный голубовато-серыми каолинизированными глинами, песками, слабыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В толще содержится до девяти линзовидных пластов угля с мощностями до 1,9—4,4 *м* и в отдельных случаях до 9—13 *м*.

Следует, впрочем, заметить, что не исключена иная увязка разведочных данных, и в этом случае мощность юрских отложений сократится до 70—80 *м*, а количество пластов уменьшится до шести.

Юрские отложения залегают горизонтально, выполняя неширокие (до 1 *км*) эрозионные депрессии доюрского фундамента, сложенного эффузивно-туфогенными образованиями среднего девона. Депрессии ориентированы в субмеридиональном направлении и отделены друг от друга узкими выступами фундамента.



http://jurassic.ru/

Афонинское месторождение. Впервые юрские отложения были здесь отмечены в 1944 г. А. С. Кирилловым и В. Ф. Сенцовой. Более полно их состав и распространение выявлены в 1949—1951 гг. И. С. Руткевичем при изучении сидеритового оруденения в бассейне р. Туяс. При этом установлено, что юрские аллювиальные и озерно-болотные осадки выполняют эрозионную впадину, вытянутую в меридиональном направлении на протяжении 11 *км* при ширине до 3,5 *км*.

В составе отложений четко выделяются два горизонта — нижний и верхний.

Нижний — конгломератовый (мощностью до 40 *м*), как правило, выполняет наиболее глубокие части депрессии, а на повышенных участках фундамента и к западному борту впадины выклинивается.

Верхний — песчано-глинистый угленосный, сложенный в нижней части главным образом песчаниками (мощностью до 30 *м*), залегающий линзовидно на конгломератовом горизонте или непосредственно на палеозое, а в верхней части — серыми и темными, местами, по-видимому, углистыми аргиллитами, залегающими на песчаниках или конгломератах, а по бортам впадины иногда непосредственно причленяющимися к палеозойскому фундаменту. Общая мощность верхнего горизонта достигает 70 *м*.

Угленосность отложений слабая; имеется два-три, реже четыре линзовидных прослоя угля мощностью 0,1—0,3 *м*. Лишь по восточной окраине впадины один-два прослоя местами достигают мощности 0,8—1,7 *м*.

Юрские отложения и здесь залегают горизонтально, лишь в слабой степени повторяя неровности рельефа палеозойского фундамента.

Караганское месторождение. Юрские угленосные отложения впервые были выявлены здесь в 1952 г. Чумышской партией ЗСГУ. Вскрыты они пятью скважинами, глубиной от 69 до 141 *м*, при разбуривании профиля по р. Карагану (на протяжении 1,6 *км*), непосредственно под аллювиальными отложениями (до 10—12 *м*). А. М. Малолетко (1957 г.), опубликовавший разрез по этому профилю, определил, что вскрытая мощность юрских отложений равна 140 *м*. Если же учесть дислоцированность отложений (углы падения до 20—45°), то мощность юры возрастает в 1,5—2 раза. При этом в разрезе ее выделяются следующие горизонты:

Нижний — существенно аргиллитовый, с редкими прослоями песчаника и конгломерата. Вскрытая мощность его около 60 *м*.

Средний — угленосный, преимущественно аргиллитовый, с редкими пачками песчаников и конгломератов. Общая мощность около 80 *м*.

Верхний — существенно песчано-конгломератовый, с заметным участием аргиллитов в нижней части горизонта. Общая мощность его около 100 *м*.

К среднему горизонту приурочено до 13 прослоев угля не выясненной мощности. Вероятно, среди них имеются и рабочие.

Г. А. Балуевой из верхней части этого горизонта произведен карпологический анализ двух образцов, которым установлен спорово-пыльцевой комплекс, представленный мегаспорами *Selaginellites jurassicus* Nikit., *S. vulgaris* Nikit., пыльцой семейства Coniferae и фрагментами *Coceonites* и *Ovulites*, имеющих, по мнению Г. А. Балуевой, широкое распространение в мезозое (юра—мел). Сопоставление разреза Караганского месторождения с отложениями мезозоя соседних регионов, в частности Кузбасса, позволяет высказать предположение о вероятном среднеюрском возрасте отложений, вскрытых по р. Карагану.

http://jurassic.ru/

Верхние и нижние части этого разреза юрских отложений остались не вскрытыми, в связи с чем полная мощность толщи и взаимоотношения ее с подстилающим палеозоем и вышележащим мезо-кайнозоем, равно как и распространение в пределах Неня-Чумышской впадины, пока не установлены.

Зателецкий район. Мезозойский возраст угленосных отложений, развитых в бассейне р. Сайгоныша, правого притока р. Чульчи, установлен в результате геологического картирования этого района в 1957 г. (М. Н. Барцева и другие). Впервые они были отмечены здесь в начале этого столетия С. А. Яковлевым, ошибочно указавшим на наличие в них «каменноугольной флоры». Позднее они описывались В. П. Нехорошевым (1930 г.), отметившим интенсивную дислоцированность отложений, образующих крупную мульду северо-западного простирания, осложненную мелкой складчатостью и разрывами.

В 1957 г. геологическим картированием в системе р. Сайгоныша и нижнего течения р. Яхон-Сору, левого притока р. Чульчи, оконтурена неширокая (до 2—5 *км*) полоса мезозойских отложений, вытянутая в северо-западном направлении на протяжении 28 *км*. Сложены они мощной (600—800 *м*) сероцветной толщей конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с пачками (до 1,5 *м*) аргиллитов и углистых сланцев и тонкими (до 5 *см*) линзами сильно мятого угля. В толще содержатся обильные отпечатки *Equisetites ferganensis* Sew., *Pityospermum* cf. *cedriformis* Brick., *Czekanowskia rigida* Heer, *Podozamites angustifolius* Heer, *Carpolithes* cf. *cinctus* Heer, *Pityophillum* ex gr. *nordenskiöldii* Heer, на основании которых отложения отнесены к нижней и средней юре.

Юрские отложения Зателецкого района трансгрессивно налегают на зеленые метаморфические сланцы и граниты Чульчинского массива, образуя самостоятельный структурный ярус.

### *КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ*

В Кузнецком Алатау юрские отложения пользуются распространением в северо-западной его части, в междуречье Золотого Китата и Алчедата. Далее, в глубь Кузнецкого Алатау, они размыты и сохранились лишь отдельными пятнами в Золотокитатской впадине. На дневную поверхность они выходят в крутых берегах р. Золотого Китата, откуда и были описаны Д. В. Никитиным (1940 г.) и другими исследователями (А. Р. Ананьев, Д. А. Васильев и И. В. Лебедев, 1958 г.). Наиболее полные данные по стратиграфии юрских отложений этого района были получены за последнее время Западно-Сибирским геологическим управлением.

Наибольшим распространением в составе юрских отложений пользуются здесь полимиктовые песчаники, аргиллитоподобные глины и алевролиты; реже встречаются слабо сцементированные конгломераты, мергели, бурые угли и сидериты. Залегают они всюду на эродированной поверхности метаморфизованных и дислоцированных пород нижнего палеозоя, частично на девоне и перекрываются рыхлыми осадками нижнего мела. Юрские отложения слабо дислоцированы: собраны в пологие складки с углами падения крыльев, обычно не превышающими 10—15°. Мощность этих отложений колеблется в пределах 30—70 *м*. По составу спорово-пыльцевого комплекса возраст их определяется как среднеюрский и параллелизуются они с итатской свитой Чулымо-Енисейского бассейна.

http://jurassic.ru/

По северо-западной окраине Кузнецкого Алатау, в районах пос. Калиновка, Иверка и Красной Яр, в составе юрских отложений преобладают слабо сцементированные конгломераты (конгломераты предгорий) с гальками порфиритов, туфов, микрокварцитов, песчаников и известняков. Мощность конгломератов достигает 50 *м*. Стратиграфически выше их залегают серые, а чаще голубовато-серые или зеленовато-серые песчаники полимиктового состава, переслаивающиеся с песчаными глинами. Нередко среди этих отложений встречаются маломощные прослои угля, углистых сланцев, сидеритов или крепких песчаников с сидеритовым цементом. Вся толща содержит обильный растительный детрит, представленный в основном обрывками обугленных стеблей растений. В песчанике, встреченном на глубине 161 *м* скважиной, пройденной южнее пос. Красной Яр, Е. А. Портновой установлен следующий спорово-пыльцевой комплекс: *Cibotium, Pteris, Osmunda, Leiotriletes, Salvinia, Rotinella trisecta* Mal., *Cycadales, Pinus, Picea, Coniferae, Cedrus, Quadraeculina limbata* Mal.

Южнее, в районе пос. Гарь и далее на юго-восток (в истоках р. Золотого Китата), фациальный состав юрских отложений меняется. Здесь преобладает мелкообломочный материал. Нижние из встреченных здесь горизонтов итатской свиты сложены серыми аргиллитоподобными глинами, среднезернистыми песчаниками и углями. Стратиграфически выше они постепенно сменяются сильно карбонатными глинами и мергелями. Последние нередко переполнены фауной пелеципод, гастропод, филлопод и остракод. И. В. Лебедеву из мергелистого горизонта, по сборам Г. Ф. Горелова, удалось выделить *Kija elliptica* Leb., которая ранее была описана им из тяжинской свиты Кибетеньской мульды Назаровской впадины. Характерным для этих отложений является развитие вкрапленников марказита, который особенно сильным распространением пользуется в карбонатсодержащих породах (мергелях и сидеритах), образуя нередко желваки до 3 *см* в диаметре.

Бурые угли приурочены здесь к нижней части разреза юрских отложений. В районе пос. Гарь скважинами вскрыто два пласта угля мощностью 11,7 и 11,25 *м*. По Т. А. Громовой, угли Гарьского месторождения являются типично гумусовыми. В спорово-пыльцевом спектре из пород крови и почвы угольных пластов, по данным Е. А. Портновой, установлены следующие среднеюрские формы: *Sphagnum* (единичны), *Lycopodium* (4,3%), *Selaginella* (2,6%), *Hymenophyllum* (единичны), *Osmunda* (7,3%), *Leiotriletes* (3,3%), *Bennettitales* (2,3%), *Cycadaceae* (7,3%), *Ginkoaceae* (14,6%), *Podocarpus* (2,6%), *Araucaria* (единичны), *Agathis* (единичны), *Pinaceae* (10,6%), *Picea* — в том числе несколько древних крупных видов (27,0%), *Pinus* подрод *Haploxylon* (единичны), *Aggerella bullulinaeformis* Mal. (8,6%), *Quadralculina limbata* Mal. (1,3%) и другие.

По р. Золотому Китату, выше и ниже устья р. Безымянки, в крутом склоне обнажаются песчаники и серые глины с пластами угля и сидерита. Угли сильно перемяты. Общее простирание слоев СЗ 340—350°, падение СВ под углом 45°. В зеленовато-сером глинистом песчанике здесь обнаружены многочисленные отпечатки листьев растений, среди которых (по сборам Д. В. Никитина) А. Н. Криштофович (1927 г.) установил: *Cladophlebis haiburnensis* Brongn., *Cl. denticulata* Font., *Ginkgo digitata* Hr., *Phoenicopsis angustifolia* Hr., *Pityophyllum longifolium* Nath., *Podozamites lanceolatus* L. et H. и другие. Аналогичные отложнеия с тем же комплексом флоры встречены в виде отдельных пятен в верховьях р. Золотого Китата и в истоках р. Бобровой (системы р. Кожуха).

http://jurassic.ru/

## *ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКИЙ БАССЕЙН*

В пределах северной части Чулымо-Енисейского бассейна, юрские отложения имеют широкое распространение и изучались многими исследователями (П. К. Яворовский, 1898; М. К. Коровин 1931, 1933 гг.; Л. Н. Жуков и другие, 1939 г.; П. С. Пельдяков, 1954 г.; А. И. Ситникова, 1958 г.; И. В. Лебедев, 1959 г.; И. Н. Звонарев, 1962 г.). Буровыми работами они вскрыты севернее г. Анжеро-Судженска, в так называемой Улановской мульде (И. П. Елисафенко, 1956 г.), у г. Мариинска, ст. Тяжин, ст. Итат, в Чулымской скважине у с. Тегульдет и в Белогорской скважине у одноименного поселка (рис. 31).

Почти на всей этой территории юрские отложения перекрыты мощным чехлом меловых, третичных и четвертичных отложений. Исключение составляют районы с. Тисуль и ст. Итат, где редкие обнажения юрских отложений имеются по берегам рек. Вся юрская толща Чулымо-Енисейского бассейна сложена континентальными угленосными образованиями. Наиболее полно изучена юра Итатского буроугольного месторождения.

На Межведомственном стратиграфическом совещании 1956 г. трехчленная стратиграфическая схема этого района была принята за основу для подразделения юры всей Чулымо-Енисейской впадины. Однако позже было установлено, что в Чулымской опорной скважине вскрываются более древние горизонты юрских угленосных отложений бассейна, неизвестные в других его районах, и на Стратиграфическом совещании по мезозою и кайнозою Западно-Сибирской низменности в 1960 г. было решено эти горизонты выделить в отдельную свиту.

Согласно унифицированной схеме 1960 г. в составе юрских отложений Чулымо-Енисейской впадины выделяются четыре свиты (снизу вверх): чичкаюльская, макаровская, итатская и тяжинская, соответственно относящиеся к рэт-лейасу, нижней, средней и верхней юре. И. Н. Звонарев (1960 г.) по разрезу Белогорской опорной скважины (интервал 1220—1436 *м*) выделяет еще белогорскую свиту среднеюрского возраста, залегающую между итатской и тяжинской свитами и синхронной по времени формирования терсюкской свите Кузбасса. Кроме того, придерживаясь принципа выделения свит по циклам осадко-угленакопления, нижнюю свиту мезозоя по разрезу Чулымской скважины он понимает в значительно большем объеме (интервал 2340—2556 *м*), чем это принято по схеме и в связи с этим выделяет этот горизонт под названием тегульдетской свиты, считая его в основном нижнеюрским и синхронизируя с распадской свитой Кузбасса.

В почве юры южнее с. Тисуль (на месторождении Ржавчик) залегает кембрий, у ст. Итат — девон и доюрская кора выветривания (образовавшаяся на гранитах), севернее г. Анжеро-Судженска (в Улановской мульде) и на р. Урюп — нижний карбон и девон, на р. Чулым у с. Тегульдет — нижний карбон. В кровле юрских отложений несогласно залегают меловые отложения.

В составе юрских отложений имеются конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и пласты углей. Конгломераты залегают главным образом в основании юры на древних толщах; очень редко встречаются тонкие прослои внутриформационных конгломератов. Состав конгломератов меняется в зависимости от комплекса подстилающих пород, но в общем в них преобладает галька из кварца и кварцита. Галька обычно не превышает 5 *см* в диаметре, хорошо окатана, но в базальном горизонте юры иногда встречаются валуны размером до 25—30 *см*, залегающие среди гальки более мелких размеров и даже в грубозернистых песках. Этот валунный материал, встреченный только

http://jurassic.ru/

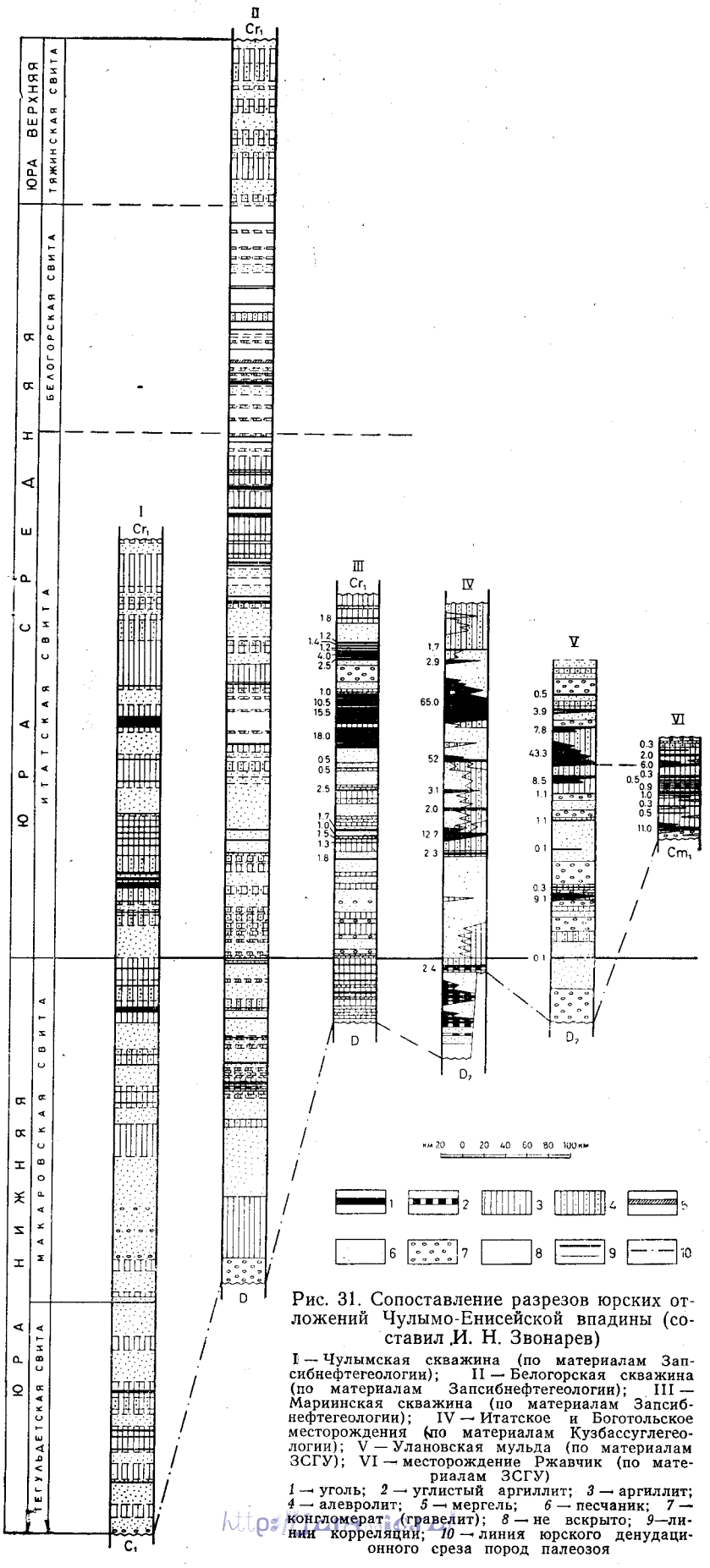



Рис. 31. Сопоставление разрезов юрских отложений Чулымо-Енисейской впадины (составил И. Н. Звонарев)

I — Чулымская скважина (по материалам Запсибнефтегеологии); II — Белогорская скважина (по материалам Запсибнефтегеологии); III — Мариинская скважина (по материалам Запсибнефтегеологии); IV — Итатское и Боготольское месторождения (по материалам Кузбассуглегеологии); V — Улановская мульда (по материалам ЗСГУ); VI — месторождение Ржавчик (по материалам ЗСГУ)

*1* — уголь; *2* — углистый аргиллит; *3* — аргиллит; *4* — алевролит; *5* — мергель; *6* — песчаник; *7* — конгломерат (гравелит); *8* — не вскрыто; *9* — линии корреляции; *10* — линия юрского денудационного среза пород палеозоя

https://rusneft.ru

в Улановской мульде, в основном также состоит из кварца и кварцитов.

Песчаники юрских отложений обычно среднезернистые и мелкозернистые, состоят главным образом из обломков пород и слабоокатанного кварца; в незначительном количестве в них содержатся полевые шпаты, причем чаще всего выветрелые; кроме того, имеются листочки мусковита, биотита и хлорита. Цвет песчаника обычно светло-серый, серый и реже зеленовато-серый; слоистость косая. Алевролиты обычно имеют серые, буроватые и темные цвета; аргиллиты — серые, буроватые или черные.

### РЭТ-ЛЕЙАС

Отложения рэт-лейасового возраста, выделяемые в чичкаюльскую свиту, вскрыты только в Чулымской опорной скважине на глубине 2505—2556 *м*. По данным З. Н. Поярковой, здесь на палеозойских отложениях залегает пачка серых разнозернистых песчаников, содержащих линзы конгломератов, в гальке которых имеются черные кремни, кварц и базальт. Цемент пород глинистый или кремнисто-глинистый. Мощность пачки 6 *м*. Выше залегают среднезернистые песчаники, с прослоями алевролитов, общей мощностью 9 *м*, перекрытые пачкой черных и темно-серых аргиллитов (12,5 *м*), содержащих включение сидерита. Верхнюю часть разреза рэт-лейасовых отложений составляют среднезернистые песчаники с тонкими линзами конгломератов. Общая мощность свиты 32 *м*.

По данным А. С. Климко, в чичкаюльской свите содержится рэт-лейасовый спорово-пыльцевой комплекс, в котором доминирует пыльца голосеменных (85%). Количество спор *Selaginella* составляет 5%, *Lycopodium* — 2%, *Osmunda* — 2%, имеются споры *Cibotium, Leiotriletes microdiscus* K.-M., *L. incertus* Bolch., *L. bujargienensis* Bolch.

Среди голосеменных здесь преобладают древние хвойные, пыльца которых составляет 46% спектра, а среди них больше *Paleopicea*, меньше *Paleopinus* и 2% *Protodocarpus*. Содержание пыльцы *Bennettitales* достигает 16%, *Ginkgo* 20%. *Cycadaceae* 3%, имеется пыльца *Araucariaceae* и *Podozamites* — до 1%. Характерно присутствие незначительных количеств пыльцы хвойных с ребристым телом — *Striatopinites, Striatopodocarpus* и *Cordaitales*, которые в вышележащих горизонтах не найдены.

Как уже отмечалось выше, И. Н. Звонарев включает горизонт чичкаюльской свиты в состав тегульдетской свиты (мощность 215 *м*), в основном раннеюрского возраста. Сложена она песчаниками, с достаточно мощными пачками аргиллитов, реже алевролитов, с пластами и прослоями угля (см. рис. 31).

### НИЖНЯЯ ЮРА

Нижнеюрские отложения, составляющие макаровскую свиту, буровыми скважинами вскрыты на Итатском буроугольном месторождении, в районе ст. Тяжин, в Мариинской, Чулымской и Белогорской опорных скважинах и в Улановской мульде. Макаровская свита залегает согласно на тегульдетской свите или трансгрессивно на неровной поверхности доюрского фундамента (разными своими горизонтами), вследствие чего, например, в Мариинской опорной скважине имеет уменьшенную мощность; в Чулымской скважине мощность ее возрастает до 320 *м*, а на месторождении Ржавчик свита эта совершенно отсутствует (см. рис. 31).

http://jurassic.ru/

В центральной части Чулымо-Енисейской впадины в макаровской свите преобладают песчано-алевролитовые породы, а в Улановской впадине развиты песчано-конгломератовые отложения.

На Итатском месторождении макаровская свита сложена песчано-глинистыми породами и углями. Общая ее мощность здесь достигает 75 *м*; в ней насчитывается семь угольных пластов (имеющих мощность от 0,73 до 4,19 *м*). Севернее, в Тяжинской синклинали, мощность макаровской свиты возрастает до 110 *м*; здесь насчитывается девять угольных пластов.

В Мариинской опорной скважине макаровская свита вскрыта на глубине 1092—1152 *м*, т. е. мощность ее составляет 60 *м*. В нижней части она состоит из темно-серых и коричневато-серых аргиллитов, прослоев песчаников и алевролитов; в верхней части преобладают аргиллиты и алевролиты с прослоями полублестящего угля не определенной мощности.

В Улановской впадине мощность макаровской свиты около 60 *м*. Сложена она здесь конгломератами и песчаниками с тонкими (до 0,1 *м*) прослоями угля.

В разрезе Чулымской опорной скважины к макаровской свите относится толща мощностью около 320 *м* (интервал 2020—2340 *м*), сложенная песчаниками с мощными пачками аргиллитов и алевролитов и с прослоями галечников. В верхней части свиты содержится до семи-восьми пластов и прослоев угля не определенной мощности.

Возраст макаровской свиты установлен по палеоботаническим данным. За пределами рассматриваемой территории, на р. Кемчуге в этой свите найден нижнеюрский *Clathropteris meniscoides* Brongn., а в Мариинской опорной скважине, по данным Л. Г. Марковой, в этой свите содержится нижнеюрский комплекс спор и пыльцы, в составе которого имеются споры *Selaginella* с оторочкой — 1,13%; *Selaginella* — 0,38%; *Dicksoniacea* — 1,13%; *Osmunda* — 4,51%; *Osmundaceae* — 2,63%; *Trichomanes* — 0,38%; *Ophioglossaceae* — 0,38%; *Leiotriletes* — 12,78%; *Lophotriletes* — 1,13%, неопределимые споры — 1,51%.

Пыльца: *Bennettitales* — 1,5%; *Ginkgo* — 8,27%; *Coniferae* — 45,10%; *Coniferae* с воздушными мешками вокруг тела — 2,25%; *Coniferae* с зачаточными мешками и без них — 3,76%; *Coniferae* с воздушными мешками — 6,39%; *Podozamites* — 1,13%; *Brachyphyllum*—0,75% и неопределимая пыльца — 4,51%.

## СРЕДНЯЯ ЮРА

Среднеюрские отложения наиболее широко распространены на рассматриваемой территории и далеко выходят за ее пределы. В Чулымо-Енисейской впадине они вскрыты на Итатском месторождении, у ст. Тяжин, в Мариинской, Белогорской и Чулымской опорных скважинах, а также в Улановской мульде и на месторождении Ржавчик (см. рис. 31). В их составе выделяются итатская и белогорская свиты.

**Итатская свита** согласно перекрывает отложения подстилающей ее макаровской свиты. Нижняя ее граница проводится по почве мощного песчаного, а местами песчано-галечного горизонта, залегающего в основании свиты.

При геологоразведочных работах в Чулымо-Енисейском бассейне итатская свита была разделена на две подсвиты: нижнюю безугольную, являющуюся базальным горизонтом крупного седиментационного цикла, и верхнюю угленосную.

На Итатском месторождении безугольная толща итатской свиты почти нацело сложена песчаными породами общей мощностью около

http://jurassic.ru/

100 *м*. Угленосная толща здесь также представлена существенно песчаниками и в меньшей степени алевролитами и аргиллитами. Она содержит пять-шесть пластов угля, из которых пласт Итатский достигает мощности 35—65 *м*; в северной части месторождения, на Итатской антиклинали, его мощность уменьшается до 10 *м*. Мощность угленосной толщи в Итатском районе достигает 240 *м*.

Разрез итатской свиты в Тяжинском районе, сохраняя примерно такую же мощность, как и на Итатском месторождении, отличается от разреза последнего большим содержанием глинистых прослоев, а также увеличением количества (до семи-восьми) и мощности некоторых угольных пластов.

В Мариинской опорной скважине среднеюрские отложения вскрыты на глубине 752—1090 *м*. Низы средней юры, соответствующие безугольной толще итатской свиты, сложены песчано-галечными отложениями с довольно мощными пачками глинистых пород. В верхней части разреза здесь также преобладают песчаники, иногда с линзами конгломерата. Мариинский разрез итатской свиты отличается повышенной угленосностью. Количество пластов здесь достигает 11, но мощные пласты в свою очередь расслоены прослоями породы еще на ряд пачек. Безугольная подсвита здесь имеет мощность около 90 *м*, а мощность всей средней юры — около 340 *м*.

На месторождении Ржавчик имеется только средняя часть среднеюрских отложений, соответствующая угленосной подсвите итатской свиты. Итатский пласт угля расщеплен здесь на ряд мелких пачек. Общая известная мощность средней юры в районе этого месторождения не превышает 90—140 *м*.

В Улановской мульде средняя юра сложена песчано-алевролитовыми породами с довольно мощными пачками конгломератов. Мощность безугольной подсвиты здесь около 60 *м* и угленосной — до 230 *м*. В последней содержится до 10 пластов угля резко невыдержанной мощности. Например, мощность аналога Итатского пласта в пределах мульды колеблется от 43 до 2 *м*.

В Чулымской опорной скважине к среднеюрским отнесены отложения в интервале 1632—2020 *м*. Выше залегают нижнемеловые осадки. В нижней и средней частях среднеюрского разреза здесь заметное участие принимают песчаники, а в верхней преобладают аргиллиты и алевролиты. Угленосность свиты выяснена не полно. Каротажем отмечено до 15 пластов и прослоев угля, в том числе достаточно мощные пласты зафиксированы на уровне Итатского пласта (до 10 *м*) и ниже по разрезу скважины.

Следует заметить, что верхняя часть разреза юрских отложений (около 130 *м*) Чулымской скважины некоторыми геологами относится к тяжинской свите. Однако в связи с отсутствием убедительных оснований для такой стратификации этот горизонт условно включается И. Н. Звонаревым в состав итатской свиты.

В Белогорской скважине вскрыт наиболее полный разрез среднеюрских отложений — с глубины 1220 и до 1922 *м*. При этом интервал разреза до глубины 1435 *м* И. Н. Звонарев относит к белогорской, а ниже — к итатской свитам. Таким образом, итатская свита имеет здесь мощность около 485 *м*, сложена в нижней и средней части существенно песчаниками; в верхней — преобладают аргиллиты. В свите содержится до 19—20 прослоев и пластов угля не определенной мощности.

В отложениях итатской свиты в Мариинской опорной скважине обнаружен среднеюрский спорово-пыльцевой комплекс. В составе последнего, по данным Л. Г. Марковой, имеются споры: *Sphagnum* —

http://jurassic.ru/

0,67%; *Selaginella* — 1%; *Lycopodium* — 0,6%; *Lycopodiaceae* — 2,33%; *Osmunda* — 2,67%; *Osmundaceae* — 1,67%; *Cibotium* — 2,67%; *Leiotriletes* — 24,33%; *Lophotriletes* — 2,67%; «чулымская спора» — 0,33%; не определенные споры — 1,67%.

Пыльца: *Bennettitales* — 1,33%; *Cycadaceae* — 3%; *Ginkgo* — 18,33%; *Podocarpus* — 0,67%; *Araucariaceae* — 2%; cf. *Araucariaceae* — 1,67%; *Coniferae* — 16,00%; *Podozamites* — 2,32%; *Brachaphyllum* — 2,33%; *Pinaceae* — 5%; *Piceae* — 1%; *Pinus* — 1%; не определенные зерна — 5,67%.

Среди филлопод, найденных в Итатском районе, в слоях, подстилающих Итатский пласт, Н. И. Новожиловым (1956 г.) установлены *Pseudestheria convexa* Novoj. и *P. sibirica* Novoj., которые, по его мнению, указывают на позднеюрский возраст. Однако, флора и спорово-пыльцевой комплекс итатской свиты являются среднеюрскими, в связи с чем эта свита всеми исследователями относится к средней юре.

**Белогорская свита** выделена И. Н. Звонаревым в разрезе Белогорской скважины от глубины 1220 и до 1435 *м*. По его мнению, она является стратиграфическим аналогом терсюкской свиты Кузбасса и присаянской свиты в Иркутском бассейне. Нижние ее горизонты имеются в Муртинском и Красноярском (кубековский горизонт) районах Чулымо-Енисейского бассейна. Состав ее в связи с низким выходом керна по Белогорской скважине изучен слабо. Отмечено достаточно частое переслаивание песчано-глинистых пород и до десяти прослоев угля не определенной мощности.

## ВЕРХНЯЯ ЮРА

Верхнеюрские отложения, выделяемые в тяжинскую свиту, вскрыты многочисленными разведочными скважинами, а также Белогорской опорной скважиной.

Тяжинская свита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами; грубообломочные породы в ней не констатированы. Породы этой свиты имеют характерный зеленовато-голубоватый оттенок и по этому признаку легко отличаются от подстилающих их угленосных отложений, для которых характерен серый или темно-серый цвет. В центральных частях Чулымо-Енисейской впадины в этой свите имеются лиловатые и розоватые глинистые породы.

Песчаники тяжинской свиты чаще всего мелкозернистые, пылеватые, с постепенными переходами в алевролиты. В толще пород этой свиты часто встречаются небольшие конкреции пирита (марказита), а иногда и тонкие прослои угля.

На среднеюрских отложениях тяжинская свита залегает без видимого несогласия, но, по-видимому, на разных горизонтах белогорской и итатской свит, т. е. трансгрессивно. Наиболее полный разрез ее вскрыт Белогорской скважиной на глубине 1061—1220 *м*.

По данным Е. А. Портновой и В. Н. Кустовой, в составе спорово-пыльцевого комплекса тяжинской свиты из разных пунктов Чулымо-Енисейской впадины содержание пыльцы голосеменных достигает 92%, споры составляют 8—32%. Наиболее характерны споры: *Lygodium, Brochotriletes vulgaris* Naum., *Leiotriletes pallescens* Bolch., *Selaginella velata* (Weyland et Krig.) Krasnova; встречаются *Lycopodium, Coniopteris, Cibotium* и другие. Часто встречается пыльца: *Pseudopicea variabiliformis* (Mal.) Bolch.; очень характерна пыльца *Brachyphyllum, Pagiophyllum* и *Quadraeculina limbata* Mal.; реже

http://jurassic.ru/

встречаются *Pinus*, в единичных зернах наблюдается *Cedrus*; присутствуют *Bennettitales* и *Ginkgoceae*.

Юрские отложения Чулымо-Енисейского бассейна постепенно погружаются на север, но на общем фоне этого погружения образуют ряд широтных структур, к которым относятся Итатские синклиналь и антиклиналь и расположенная к северо-востоку от них Тяжинская синклиналь, а в западной части — Улановская мульда. Углы падения складок пологие, но на северном крыле Итатской антиклинали достигают 30°.

## *ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ*

Отложения юрской системы, представленные нижним, средним и верхним ее отделами (суммарной мощностью до 1000 *м*), на рассматриваемой в томе территории Западно-Сибирской низменности распространены довольно широко. Они отсутствуют лишь местами (полностью или частично) на сводах крупных структурных поднятий. На дневную поверхность юрские отложения нигде в пределах низменности не выходят и известны только по данным глубокого бурения. Отметка кровли юрских пород не поднимается выше минус 1700—1800 *м*. Они залегают трансгрессивно на складчатых породах фундамента, местами отделяясь от них корой выветривания.

Отложения нижне- и среднеюрского возраста представлены прибрежно-континентальными осадками с литологически сходными разрезами. Граница между нижним и средним отделами юры, а также между триасом и нижней юрой намечается условно, по палинологическим данным. Морские отложения верхнего отдела юры отчетливо отделяются от среднеюрских отложений, а граница с валанжинским ярусом устанавливается по фауне и проходит внутри марьяновской свиты. Схема стратиграфии юрских отложений Западно-Сибирской низменности приведена в табл. 19.

### НИЖНЯЯ И СРЕДНЯЯ ЮРА

Нерасчлененные отложения нижней и средней юры, выделяемые в тюменскую свиту*, развиты на большей части рассматриваемой территории. Отметки кровли и почвы тюменской свиты (по опорной скважине в г. Тюмени) колеблются в пределах минус 1800—2300 *м* (абсол.). Эти отложения мощностью до 500 *м* залегают почти горизонтально и налегают с размывом на породы палеозойского фундамента или на туфогенно-осадочные образования рэта. В районе г. Омска, по данным опорной скважины, тюменская свита имеет мощность 244 *м* (2515—2859 *м*). Внизу (30 *м*) залегают желто-серые и коричневато-серые плотные аргиллиты, алевролиты (иногда сидеритизированные) и грубозернистые, часто гравелитовые песчаники с многочисленными растительными остатками и линзами и прослоями угля.

Выше лежат неравномерно-грубозернистые и гравелитовые полимиктовые песчаники, иногда известковистые, с прослоями гравелитов, брекчий и конгломератов с редкими пластами аргиллитов и каменного угля. Встречается обильный растительный детрит, остатки листьев, стеблей и корневых систем растений и редкие зерна пирита. Юго-западнее и восточнее г. Омска, на Саргатской и Татарской структурах

* Находка келловейского *Quenstedticeras* sp. (определение И. Г. Климовой) в верхней части разреза тюменской свиты по Уватской опорной скважине позволяет считать, что в отдельных районах Западно-Сибирской низменности формирование этой свиты закончилось в начале келловейского яруса.

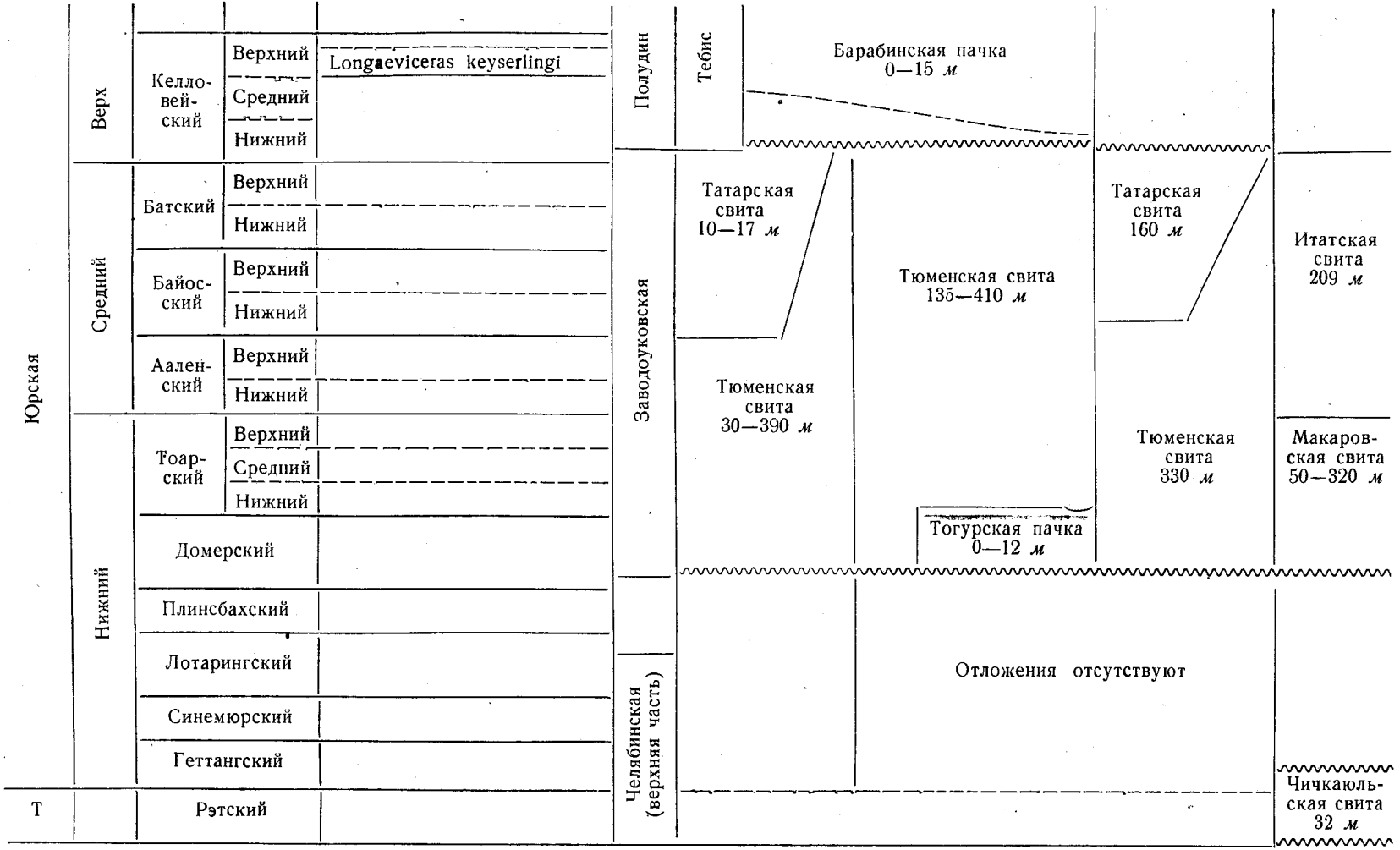
http://jurassic.ru/

Таблица 19

**Унифицированная стратиграфическая схема и корреляция разрезов юрских отложений Западно-Сибирской низменности**

| Система | Отдел | Ярус | Подъярус | Унифицированная схема: Местная зона | Унифицированная схема: Серия | Корреляционная региональная стратиграфическая схема: Омский район | Покурско-Елогуйский район | Колпашево-Нарымский район | Максимоярский район | Чулымо-Енисейский район |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $Cr_1$ | | | | | | | | | | |
| Юрская | ний | Верхний волжский | | Kaschpurites fulgens | ская (нижняя часть) | ская свита (нижняя часть) | | | ~~~~~~~~~~~~~~~~ | ? |
| | | Нижний волжский | Верхний | Laugeites stschurovskii | | | Марьяновская свита 65—90 *м* | | Отложения отсутствуют | |
| | | | | Dorsoplanites maximus | | | | | | |
| | | | | Dorsoplanites kurbskii | | | | | | |
| | | | Нижний | Pavlovia iatriensis | | | | | | |
| | | | | Pectinatites spp. | | | | | | |
| | | | | Subdichotomoceras spp. | | | | | | |
| | | Кимме-риджский | Верхний | Virgataxioceras fallax | | | | | | |
| | | | | Aulacostephanus pseudomutabilus | | | | | | |
| | | | | Aulacostephanus yo | | | | | | |
| | | | Нижний | Rasenia uralenis | | | Баженовская пачка 15—25 *м* | | | Тяжинская свита 60—235 *м* |
| | | | | Pictonia evoluta | | | | | | |
| | | | | Prorasenia hardii | | | | | ~~~~~~~~~~~~~~~~ | |
| | | Оксфордский | Верхний | Ringsteadia marstonensis | | | | | Максимоярская свита 86 *м* | |
| | | | | Amoeboceras alternans | | | | | | |
| | | | | Amoeboceras alternoides | | | | | | |
| | | | Нижний | Cardioceras cordatum | | | | | | |

http://arasio.ru/


Юрская
Верх
Средний
Нижний
Т
Келловейский
Батский
Байосский
Ааленский
Тоарский
Домерский
Плинсбахский
Лотарингский
Синемюрский
Геттангский
Рэтский
Верхний
Средний
Нижний
Longaeviceras keyserlingi
Полудин
Тебис
Заводоуковская
Челябинская (верхняя часть)
Барабинская пачка
0—15 м
Татарская свита
10—17 м
Тюменская свита
30—390 м
Тюменская свита
135—410 м
Тогурская пачка
0—12 м
Отложения отсутствуют
Татарская свита
160 м
Тюменская свита
330 м
Итатская свита
209 м
Макаровская свита
50—320 м
Чичкаюльская свита
32 м

в разрезе свиты преобладают аргиллиты, а в разрезе Барабинской опорной скважины — грубозернистые породы совершенно отсутствуют и мощность свиты уменьшается до 110 *м*. В составе ее здесь появляются маломощные прослои известняков, а на глубине 2201,8 *м* в аргиллитах встречены остатки плохо сохранившихся пелеципод *Tellina* sp. (определение Г. Т. Пчелинцевой).

К северо-востоку от г. Барабинска, в Нарымско-Колпашевском районе, мощность тюменской свиты возрастает до 325—390 *м*, а в районе с. Александрово на Оби — снижается до 244 *м*. Характер разреза тюменской свиты этих районов весьма сходен с барабинским, но с некоторым участием в ее составе алевролитов и песчаников.

В отложениях тюменской свиты встречены отпечатки нижнесреднеюрских форм растений: *Coniopteris maakiana* (Heer) Pryn., *C. hymenophylloiles* (Brongn.) Sew., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Ph. angustifolia* Heer, *Equisetites asiaticus* Pryn., *Ginkgo digitata* (Brongn.) Heer.

В палинологическом комплексе чаще преобладают споры. Характерные споры: *Selaginella* (в том числе) *S. rotundiformis* К.-М. и *S. media* К.-М. (до 5%), *Coniopteris* sp. (до 50%), *Cibotium junctum* К.-М. (до 2%), *Cheiropleuria* sp., *Osmundopsis* sp., *Osmunda* sp. (до 15%), *Chomotriletes anagrammensis* К.-М., *Tripartina* var. *abilis* Mal.

Обычна пыльца голосеменных: *Cycadaceae* (до 5%), *Ginkgo* (до 10%), *Pagiophyllum, Brachyphyllum* (до 5%), *Coniferales* (до 40%) с характерными *Pseudopicea variabiliformis* (Mal.) Bolch. и *P. rotundiformis* (Mal.) Bolch.

## СРЕДНЯЯ И ВЕРХНЯЯ ЮРА

Стратиграфически выше тюменской свиты (или замещая верхнюю ее часть), в центральной части рассматриваемой территории, залегают палеонтологически почти не охарактеризованные пестроцветные породы: красно-коричневые и зеленые аргиллиты, зеленовато-серые песчаники и алевролиты татарской свиты мощностью до 116 *м* (г. Омск). На восток от г. Омска эти отложения, постепенно уменьшаясь в мощности, протягиваются до района Тебисского структурного поднятия и выклиниваются вблизи г. Барабинска. К северу от г. Омска, по данным бурения на Большереченской площади, в разрезе татарской свиты увеличивается количество прослоев алевролитов и заметно преобладают серовато-зеленые и голубовато-зеленые тона окраски глинистых пород; типичные красноцветные аргиллиты здесь встречаются лишь эпизодически. Еще дальше на север, как показало бурение Александровской и Ларьякской скважин, пестроцветные отложения татарской свиты выпадают из разреза, и на тюменской свите залегают (с перерывом) сероцветные породы марьяновской свиты.

Отложения татарской свиты известны также в районе с. Максимкина Яра (по р. Кети), где мощность их достигает 160 *м*. Это неравномерно известковистые голубовато-серые песчаники и сургучно-красные, коричневые и зеленые аргиллиты с редкими (плохой сохранности) отпечатками *Podozamites* и юрских папоротников типа *Coniopteris, Cladophlebis*. Татарская свита с размывом перекрывается здесь верхнеюрской максимоярской существенно песчаной свитой (86 *м*).

Палеонтологически татарская свита почти не охарактеризована. Известно лишь, что в Камышловской скважине (к западу от г. Омска) в низах свиты найдены остатки *Pseudomonotis decussata* Goldf., характерные для средней юры (определение Ф. Корневой).

http://jurassic.ru/

В районе с. Саргата (юго-западнее г. Омска) эта свита залегает непосредственно ниже аргиллитов с нижнекелловейской фауной — с *Macrocephalites* sp. (определение И. Г. Климовой). Учитывая сказанное, а также стратиграфическое положение в разрезе, возраст татарской свиты принят как байос-келловейский. Стратиграфическим аналогом татарской свиты в Чулымо-Енисейском районе являются угленосные отложения итатской свиты *.

## ВЕРХНЯЯ ЮРА

Верхнеюрские морские отложения развиты на большей части рассматриваемой территории, кроме южной ее окраины и достигают мощности 100—150 *м*. Они входят в состав марьяновской свиты, формирование которой закончилось в нижнем валанжине, и отвечают тебисской свите в тех местах, где не выделяются марьяновская (по пос. Марьяновка, в 25 *км* западнее г. Омска) и куломзинская (ст. Куломзино, у г. Омска) свиты. В Максимо-Ярском районе развита максимоярская свита (по опорной скважине в с. Максимкином Яре на р. Кети), охватывающая по возрасту келловей, оксфорд и часть раннего киммериджа. В Чулымо-Енисейском районе верхнеюрские отложения выделены в тяжинскую свиту.

Верхнеюрские отложения обычно согласно, но местами со стратиграфическим перерывом, залегают на породах средней юры, реже (по окраинам низменности) лежат несогласно непосредственно на складчатом фундаменте или коре выветривания его и согласно перекрываются морскими отложениями валанжина. В районе с. Максимкина Яра фиксируется стратиграфический перерыв, охватывающий верхнюю часть нижнего киммериджа, верхний киммеридж, волжские ярусы и, вероятно, часть валанжина.

Марьяновская свита, относимая к келловею — нижнему валанжину, развита на большей части рассматриваемой территории, кроме южной и юго-восточной ее части. Мощность свиты меняется от 50 до 100 *м*. В литологическом отношении марьяновская свита достаточно однообразна на всей площади ее распространения, в связи с чем ярусное расчленение этих отложений возможно только по фауне. Свита представлена аргиллитами темно-серыми, почти черными, неравномерно известковистыми, иногда сильно битуминозными, с редкими незначительной мощности прослоями алевролитов и песчаников. Породы содержат здесь примесь глауконита и включения пирита; иногда наблюдаются многочисленные остатки ростров белемнитов и раковин аммонитов, пелеципод, реже гастропод.

Часть разреза марьяновской свиты, мощностью до 10—25 *м*, с преобладанием сильно битуминозных аргиллитов, выделяется под названием баженовской пачки; стратиграфическое положение ее в разрезе пока недостаточно определено. В части разреза, охарактеризованной оксфордской фауной (г. Омск, ст. Татарская, ст. Тебисс), наблюдаются оливково-зеленые аргиллиты с обильными включениями пирита. Местами в основании разреза марьяновской свиты выделяется так называемая барабинская пачка (до 10—15 *м*), сложенная существенно песчаными породами с редкими прослоями аргиллитов. Песчаники обогащены здесь глауконитом и содержат характерную фауну келловейского яруса — *Quenstedticeras* sp., *Cylindroteuthis* cf. *beamouthi* Orb. (определение Г. Я. Крымгольца).

* Возможно татарская свита является стратиграфическим аналогом белогорской свиты. (*Ред.*)



http://jurassic.ru/

Наличие отложений келловейского яруса в разрезе марьяновской свиты подтверждается находками *Macrocephalites* sp., *Quenstedticeras* cf. *goliatum* Orb., *Parallelodon* sp., *Perisphinetes subtilis* Neum. и других (определения Г. Я. Крымгольца, В. И. Бодылевского, И. Г. Климовой). Встречаются остракоды: *Darwinula correlativa* Mdlst., *Timiriasevia chesnokovcaensis* Lübim., *T. crustiformis* Lübim. и другие. Спорово-пыльцевой комплекс отложений, относимых к келловею, сходен с таковым для верхней части средней юры.

Во многих разрезах скважин встречена фауна оксфордского яруса, содержащая по В. И. Бодылевскому и И. Г. Климовой *Cardioceras* ex gr. *cordatum* Sow., *C. kostromense* Nik., *C. yacuticum* Pavl. (нижний оксфорд), *Amoeboceras* cf. *alternoides* Nik., *A. alternans* Buch. (верхний оксфорд).

Совместно с названными формами обычен характерный комплекс фораминифер *Trochammina omskensis* Kos., *Revurvoides disputabilis* Dain, *Haplophragmium pokrovkaensis* Kos., *Verneuilina minima* Kos.

Киммериджский ярус (нижний подъярус его) доказывается по наличию *Rasenia* cf. *uralensis* Orb., *Prorasenia* sp., *Amoeboceras kitchini* Salf., *A. aldingeri* Spath., в комплексе с характерными фораминиферами — *Planularia sibiriensis* Kos., *Lenticulina (Hemicristellaria) rjavkinoensis* Kos. и остракодами — *Palaeocytheridea sufferta* Mdlst., *P. rasilis* Mdlst., *P. reduxa* Mdlst., *Mandelstamia homesta* Mdlst. et Lübim., *Pleurocythera pichtovkaensis* Kazm.

Наличие нижнего и верхнего волжских ярусов устанавливается здесь главным образом по характерным комплексам фораминифер с *Ammobaculites haplophragmoides* Furs. et Pol. (нижний волжский ярус) и *Ammodiscus tennuissimus* Gümb., которые в других районах Западной-Сибирской низменности встречены вместе с остатками руководящих для этих ярусов видов моллюсков.

В Колпашевской скважине 5-Р в аргиллитах с *Ammodiscus tennuissimus* Gümb. был найден аммонит *Kaschpurites subgulgens* Nik. (определения Г. Я. Крымгольца и Л. Клюевой), характерный для верхнего волжского яруса.

Для части разреза, охватывающей интервал оксфорд—верхневолжский ярус, характерно преобладание пыльцы *Brachyphyllum* sp. Споры папоротникообразных более редки (до 10%); изредка встречаются споры *Selaginella velata* (Weyl., et Krig.) Krasn. и *Schizaeacea*. Разнообразны голосеменные: встречена пыльца *Bennettitales* и *Cycadaceae* (до 5%), *Ginkgoales* (до 10%), *Coniferales* (до 30%), *Brachyphyllum* sp. и *Pagiophyllum* sp. (до 70%), *Podocarpaceae* и *Araucariaceae* (единичные), *Picea* sp. и *Pinus* sp. (до 30%), *Taxodiaceae*? (до 30%).

Типично морские отложения марьяновской и тебисской свит к востоку постепенно замещаются более мелководными прибрежно-морскими осадками. В районе с. Максимкиного Яра верхнеюрские отложения представлены морской максимоярской свитой, а еще далее на юго-восток, за пределами рассматриваемой территории (в Чулымо-Енисейском районе) развита тяжинская свита без морской фауны.

Максимоярская свита (келловей — нижний киммеридж) выделена по Максимоярской опорной скважине и слагается мелкозернистыми известковистыми зеленовато-серыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов и мергелей серых и зеленовато-серых, реже красновато-коричневых.

http://jurassic.ru/

Здесь найдены характерные для келловея пелециподы: *Pseudomonotis* ex gr. *echinata* Smith., а также *Modiola* sp., *Tancredia* sp. (определение Г. Т. Пчелинцевой) и *Pseudomonotis* cf. *donetziana* Boriss. (определение А. С. Турбиной и Н. И. Шульгиной).

## *ОБЩАЯ СВОДКА*

На рассматриваемой территории в юрском периоде имели место разнообразные условия седиментации, сменявшие друг друга во времени и пространстве. Преобладающую роль при этом играли осадки континентального происхождения. Морские отложения констатированы только в верхней и частично в средней юре центральных районов Западно-Сибирской низменности.

Отчетливо выделяются три основные области юрского осадконакопления: Чулымо-Енисейская и Кузнецкая впадины и территория Западно-Сибирской низменности. Первая область характеризуется наибольшей мощностью и наиболее полным разрезом юрских отложений. В Кузнецком бассейне наличие верхней юры пока не совсем доказано. В Западно-Сибирской низменности нижне-среднеюрские отложения имеют меньшую мощность, а верхняя юра здесь представлена морскими фациями, которые местами встречаются также и в верхах средней юры.

За пределами указанных областей территория Западной Сибири в юрском периоде представляла собой область сноса, за исключением некоторых районов Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Западного Присалаирья, Бийско-Барнаульской впадины, и Северо-Восточного и Северо-Западного Алтая, которые в период максимального расширения областей юрской аккумуляции, главным образом в среднеюрское время, также являлись локальными районами осадконакопления.

Известная обособленность областей юрского осадконакопления и слабая изученность юрских отложений Западно-Сибирской низменности затрудняют сопоставление разрезов отдельных регионов. Разрезы юры Кузнецкой и Чулымо-Енисейской впадин достаточно надежно сопоставляются между собой по циклам седиментации и их возрасту. Однако разрезы этих регионов с разрезами Западно-Сибирской низменности могут быть сопоставлены только путем определения возраста отдельных подразделений по фауне и растительным остаткам. На современной стадии изучения листовых и спорово-пыльцевых комплексов юрских отложений низменности нельзя уверенно говорить об их принадлежности к тому или иному отделу. Поэтому они рассматриваются здесь как нерасчлененные нижне- и среднеюрские отложения.

Среди континентальных отложений нижней и средней юры Западной Сибири можно различить три типа осадков. В районах, примыкающих к горным сооружениям Салаира, Горной Шории, Кузнецкого Алатау и Алтая, широко распространены предгорно-аллювиальные образования, отличающиеся широким развитием в них конгломератов, невыдержанностью состава и неустойчивым угленакоплением. Второй тип разрезов, свойственный районам, несколько удаленным от окраинных горных сооружений, характеризуется отсутствием грубокластических пород, песчано-глинистым их составом, более мощным и устойчивым угленакоплением. Для третьего типа, свойственного Западно-Сибирской низменности, характерны песчано-глинистый состав пород и слабая угленосность.

Нижнеюрские и рэт-лейасовые отложения залегают на неровной эрозионной поверхности доюрского рельефа, заполняя глубокие депрессии фундамента и прерываясь у выступов последнего. Наиболее пол-



http://jurassic.ru/

ный разрез их имеется в Чулымо-Енисейской и Кузнецкой впадинах.

Среднеюрские отложения в центральных частях впадин согласно перекрывают нижнюю юру, а на окраинах при значительном расширении областей осадконакопления залегают на разновозрастных отложениях палеозоя и докембрия. Наиболее мощный и полный разрез их также наблюдается в Чулымо-Енисейской и Кузнецкой впадинах. Верхнеюрские континентальные отложения вследствие последующей их эрозии имеют меньшую площадь распространения и почти не содержат углей.

Морской режим на рассматриваемой территории спорадически проявлялся в средней (татарская свита) и наиболее широко — в верхней (марьяновская свита) юре. В средней юре (байос) мелководное море с севера, через сс. Ларьяк и Новый Васюган, достигло до г. Барабинска. Верхнеюрская (с келловея) трансгрессия захватила почти всю территорию низменности (до г. Барабинска), за исключением бассейна р. Чулыма. В конце оксфорда, по-видимому, произошло сокращение этого морского бассейна. Преобладание в разрезах темно-серых, почти черных глин, содержащих фауну пелеципод, указывает на мелководный и отчасти лагунный характер верхнеюрского морского бассейна.

Юрский период в Западной Сибири был временем проявления довольно активных колебательных тектонических движений. В конце триаса — начале юры произошло опускание территории Западно-Сибирской низменности, Чулымо-Енисейской и Кузнецкой впадин. Одновременно с погружением этих областей, являвшихся областями накопления мощных терригенных толщ, произошло поднятие Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Алтая, которые в течение юрского периода, за исключением отдельных локальных участков, представляли собой области размыва — питания впадин обломочным материалом.

Распределение мощностей юрских отложений показывает, что в тектоническом отношении территория Западной Сибири в юре не являлась однородной. В течение ранне- и среднеюрской эпох наибольшее прогибание испытали области Кузнецкой и Чулымо-Енисейской впадин, где суммарные мощности пород этого возраста достигают 900—1200 *м*. В пределах этих областей неравномерный характер погружения, сопровождавшийся остановками, приводил к многочисленным заболачиваниям и циклическому строению отложений. В нижне- и среднеюрских отложениях этих областей могут быть выделены четыре достаточно крупных цикла осадков (два в нижней и два в средней юре), с наибольшей угленасыщенностью в верхней части двух средних циклов. На фоне этих крупных циклов наблюдается более мелкая ритмичность.

Несколько более медленное и равномерное погружение господствовало в ранней и средней юре в центральной части Западно-Сибирской низменности, где мощность юрских отложений значительно меньше (до 400 *м*), а угольные пласты встречаются редко и мощности их незначительны. Не исключена возможность, что в среднем лейасе на значительной территории низменности осадконакопления не происходило, а рэт-лейасовые отложения подвергались размыву; верхнелейасовые осадки налегают на них и более древние отложения триаса (и разные горизонты палеозоя) трансгрессивно.

В конце средней и возможно в начале поздней юры на части территории Западной Сибири осадконакопления, по-видимому, также не происходило. Накопившиеся до этого осадки подвергались размыву до

http://jurassic.ru/

различного в разных регионах уровня и отложения верхней юры налегают на разные горизонты средней юры.

В позднеюрскую эпоху началось более быстрое опускание центральных районов Западно-Сибирской низменности и погружение ее под уровень моря, а верхнеюрские континентальные отложения Чулымо-Енисейской и, возможно, Кузнецкой впадин продолжали накапливаться в условиях медленного и постепенного погружения.

В раннемеловое время юрские отложения Кузнецкого бассейна, а также по южной и восточной окраинам Чулымо-Енисейской впадины и местами на территории Западно-Сибирской низменности подвергались глубокому размыву. Осадки мела в этих регионах залегают на разных горизонтах всех отделов юры.

Вулканическая деятельность в юре была, по-видимому, очень слабой и проявлялась локально в областях сноса только во второй половине средней юры. Примесь туфогенного материала наблюдается только в западной части низменности (покровская свита) и в южной части Кузнецкого бассейна (терсюкская свита).

Обилие и разнообразие остатков флоры и фауны в юрских отложениях Западной Сибири свидетельствует о наличии в то время физико-географических условий, благоприятствовавших процветанию органической жизни. Фауна пресноводных отложений состоит из пелеципод, ракообразных, насекомых и рыб. До настоящего времени в юрских отложениях Западной Сибири не найдены наземные позвоночные. Ихтиофауна и энтомофауна указывает на связь юрских пресноводных бассейнов Западной Сибири с одновозрастными отложениями Восточной Сибири, а пелециподовая фауна *Ferganoconcha* sp. подчеркивает связь с фаунами Восточной Сибири и Средней Азии.

В верхнеюрских морских отложениях имеются аммониты (*Amoeboceras alternans* Buch, *Quenstedticeras* sp., *Cardioceras* cf. *kostromense* Nik., *Rasenia* sp. и другие), белемниты (*Cylindroteuthis*), пелециподы (*Corbicella* sp., *Astarte* sp., *Perna* sp.), фораминиферы (*Ammodiscus incertus* Orb., *Trochammina omskensis* Kosyreva, *Crictellaria sibiriensis* Kosyreva и другие, рыбы, остракоды и другие. Фауны аммонитов и пелеципод имеют бореальный характер, фауна фораминифер в значительной степени эндемична.

Растительность юрского периода изучена здесь по отпечаткам листьев и остаткам спор и пыльцы. Листовые комплексы из нижне- и среднеюрских отложений состоят из форм, обычных для хвойно-гинкговой тайги сибирской ботанической провинции. В этих комплексах гинкговые представлены *Ginkgo, Sphenobaiera, Phoenicopsis* Czekanowskia. Среди хвойных преобладали *Podozamites* и *Pityophyllum*. Нижний ярус этих лесов составляли папоротники *Cladophlebis, Coniopteris, Raphaellia*, но в некоторых горизонтах нижне- и среднеюрских отложений содержатся растения, характерные главным образом для теплой Индо-Европейской провинции (*Pterophyllum, Nilssonia* и другие).

Листовые комплексы из нижних горизонтов верхней юры по составу близки к среднеюрским; в верхних горизонтах верхней юры остатки листьев не найдены.

Характерным для раннеюрских спорово-пыльцевых комплексов является преобладание пыльцы голосеменных растений над спорами папоротникообразных. Голосеменные в основном представлены пыльцой различных представителей класса Coniferales причем преобладает пыльца древних групп (без разделения на мешки и тело). Содержание пыльцевых зерен *Ginkgoales, Cycadales* и *Bennettitales* составляет довольно высокий процент. Спорами представлены папоротники семей-

http://jurassic.ru/

ства Osmundaceae, а также Coniopteris и Leiotriletes; подчиненное значение имеют споры плаунов — Selaginella и Lycopodiaceae.

Среднеюрский спорово-пыльцевой комплекс также характеризуется преобладанием пыльцы Coniferales; в значительном количестве содержится и пыльца Podocarpaceae. Пыльца Ginkgoceae присутствует в большом количестве; относительно меньше пыльцы Bennettitales и Cycadaceae; заметную роль играет пыльца Brachyphyllum. Спор в общем меньше, чем пыльцы. Наиболее характерными являются споры Lycopodiaceae и Selaginellaceae; в значительном количестве встречаются споры Cyatheaceae (с родом *Cibotium*) и Osmundaceae.

В верхнеюрских отложениях резко увеличилось количество пыльцы, причем в классе Coniferales древние группы встречаются реже и наиболее обычными являются Picea, Brachyphyllum. Имеются споры характерные для Selaginella, Osmundaceae, Lygodium, Mohria, Anemia и других.

Климат средней юры был умеренно-теплым и влажным, но появление (в некоторых горизонтах) теплолюбивых — цикадофитов и папоротников семейства Dipteridaceae указывает на периодическое его изменение в сторону большего потепления.

В верхней юре произошла аридизация климата, приведшая к отложению осадков, содержащих ограниченное количество растительных остатков.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

### *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

В пределах Западно-Сибирской низменности среди мезозойских отложений наиболее широко распространены меловые*.

Первые данные по стратиграфии мезозойских и третичных отложений центральной части Западно-Сибирской низменности по микрофауне были получены в 1936 г. сотрудниками ВНИГРИ Л. Г. Дайн, Н. Н. Субботиной в результате обработки кернового материала из глубоких буровых скважин. Н. П. Туаев в 1941 г. обобщил данные по геологии и стратиграфии центральной части низменности. В восточной части Западной Сибири меловые отложения впервые были выделены Л. А. Рагозиным (1936).

С 1941 по 1944 г. коллектив палеонтологов Нефтяного геологоразведочного института (А. К. Богданович, Е. В. Быкова, Н. П. Кашеварова, Э. Т. Лепин, Г. Ф. Шнейдер, Л. П. Гроздилова, В. С. Заспелова и А. И. Нецкая) продолжал изучать мезозойскую и третичную микрофауну Западно-Сибирской низменности. В 1944 г. А. К. Богданович дал новую стратиграфическую схему мезозойских отложений низменности. С 1949 г. к изучению стратиграфии и геологического строения этого обширного региона приступил большой коллектив сотрудников Западно-Сибирской экспедиции ВСЕГЕИ (А. В. Хабаков, Т. И. Осыко, а с 1951 г. — З. Т. Алескерова, П. Ф. Ли, М. А. Толстихина и др.), возглавляемой Н. Н. Ростовцевым. Результаты работ этого коллектива обобщены в монографической сводке, вышедшей под редакцией Н. Н. Ростовцева (1958 г.). Особенно следует отметить труды последнего (1950—1955, 1956, 1957, 1958 и др.), охватывающие всю территорию Западно-Сибирской низменности.

Одновременно во ВСЕГЕИ были начаты работы по изучению биостратиграфии и фауны меловых и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. В этих исследованиях, проводившихся под руководством Р. Х. Липман, участвовали В. Т. Балахматова, В. И. Рома-

* См. XLIV том «Геология СССР» — Западно-Сибирская низменность.

http://jurassic.ru/

нова, А. Е. Глазунова, И. А. Хахлова и др. Сводная монография опубликована ими в 1960 г. Изучение спор и пыльцы из мезозойских и кайнозойских отложений низменности выполнялось М. А. Седовой, В. В. Зауер, М. Д. Мчедлишвили, Н. Кручининой под руководством И. М. Покровской. Описанию меловой флоры Чулымо-Енисейского бассейна посвящены работы А. Р. Ананьева (1948), Т. Н. Байковской (1957) и др.

С 1949 г. исследования меловых отложений Западно-Сибирской низменности ведутся совместно со ВСЕГЕИ коллективами палеонтологов Новосибирского геологического управления и СНИИГГИМС: З. И. Булатовой, А. Н. Горбовец, Э. Н. Кисельман, В. Ф. Козыревой, И. Г. Климовой, Ф. Р. Корневой.

Литологические исследования меловых отложений проводились в СНИИГГИМС Т. И. Гуровой, Ю. П. Казанским, Е. Г. Сорокиной, К. В. Яскиной и другими. Материалы этих исследований обобщены в коллективной монографической сводке под редакцией Д. В. Дробышева и В. П. Казаринова (1958), в работах В. П. Казаринова (1958), Ф. Г. Гурари (1960) и других.

Большое значение для изучения меловых отложений имели исследования, проведенные в Приуральской части низменности палеонтологами, геологами и литологами Тюменского геологического управления, и ВНИГРИ (В. Д. Наливкин, Н. Г. Чочиа и другие), а также в приполярной части сотрудниками НИИГА (В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, Э. Н. Кара-Мурза, Н. М. Бондаренко и другими).

В 1956 г. была разработана и принята унифицированная схема стратиграфии мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности.

В 1960 г. в СНИИГГИМС (Новосибирск) на Межведомственном совещании была утверждена уточненная стратиграфическая схема (таблицы 20 и 21), которая и принята в данном томе.

### *ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКАЯ ВПАДИНА*

Меловые отложения Чулымо-Енисейской впадины, целиком относящиеся к континентальным, отчетливо подразделяются на нижний и верхний отделы. Их впервые описал Л. А. Рагозин (1936), работавший вдоль террасы железной дороги Ачинск — Енисейск. А. Н. Криштофович определил отсюда позднемеловую (сеноман — турон) богатую листовую флору, собранную по р. Чулыму в яру Верхняя Глинка у д. Симоновой. Позже здесь работали М. П. Нагорский, А. Р. Ананьев, Н. И. Парвицкая, И. В. Лебедев и другие. Выделенные Л. А. Рагозиным илекская (нижний мел) и симоновская (верхний мел) свиты сохраняют свое значение. Наиболее подробно меловые отложения изучены здесь в бассейне р. Кии.

**Нижнемеловые** породы залегают согласно на отложениях юры и являются существенно пестроцветными и красноцветными; верхнемеловые породы залегают на размытой поверхности нижнемеловых; они сложены сероцветными песчано-глинистыми образованиями, порой со значительной примесью каолина.

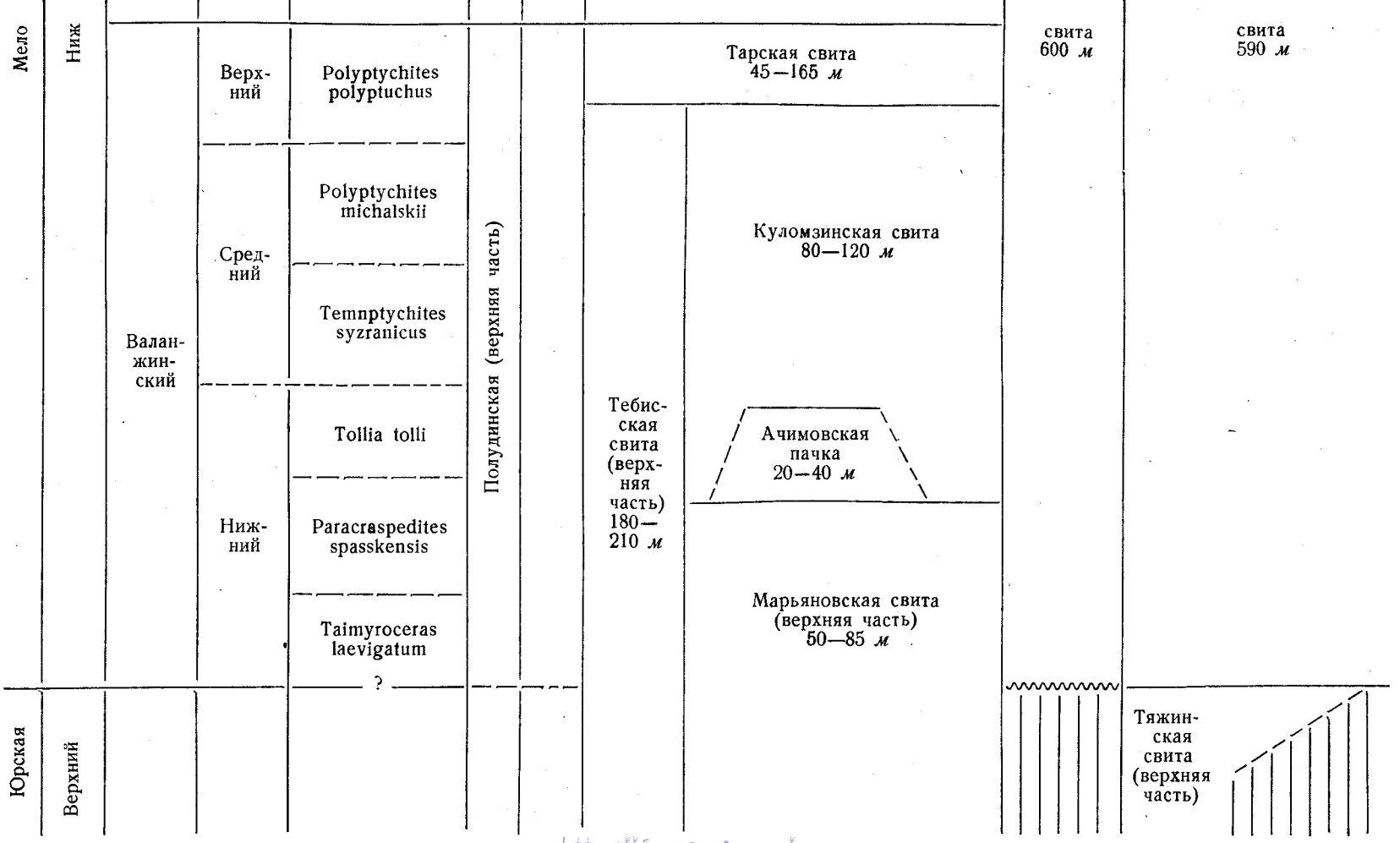
Нижнемеловые отложения отчетливо подразделяются на две свиты — илекскую и кийскую. Илекская свита залегающая в основании мощной толщи меловых отложений, широко распространена на всей площади Чулымо-Енисейской впадины, за исключением отдельных участков вблизи южного и восточного бортов. Она сопоставляется с пестроцветной киялинской свитой (готерив — баррем) Западно-Сибирской низменности.

http://jurassic.ru/

## Унифицированная схема нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности

| Унифицированная схема | | | | | | | Корреляционная региональная стратиграфическая схема | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Система | Отдел | Ярус | Подъярус | Местная зона или слой | Серия | Горизонт | Омский район | Покурско-Елогуйский район | Колпашево-Нарымский район | Максимо-Ярский район | Чулымо-Енисейский район |
| | $Cr_2$ | Cm | | | | | | Верхняя толща 200—300 *м* | | | Симоновская свита ? ? |
| | | Альб-ский | Верхний | | | Ханты-Мансийский | Леньковская свита 195 *м* / Покурская свита | Нижняя толща 400—550 *м* | | Покурская свита 850 *м* | Пировская свита 10—250 *м* / Кийская свита 15—80 *м* |
| | | | Средний | | | | | | | | |
| | | | Нижний | Cleoniceras bicurvatoides | | | | | | | |
| | | Апт-ский | Верхний | | | Викуловский | | | | | |
| | | | Нижний | | | | | | | | |
| | | Баррем-ский | Верхний | | | Киялинский | Киялинская свита 485—655 *м* | Вартовская свита 400—585 *м* | Киялинская свита 400—685 *м* | Илекская | Илекская |
| | | | Нижний | | | | | | | | |
| | | Готерив-ский | Верхний | Speetoniceras versicolor | | | | | | | |
| | | | Нижний | | | | | | | | |
| вая | ний | | | | | | | | | | |

http://rasskaz.ru




http://jurassic.ru/

Илекская свита сложена монотонно чередующимися глинами красного и бурого цвета, алевролитами и песчаниками, окрашенными обычно в голубовато-зеленый цвет. В виде редких маломощных прослоев в ней присутствуют известняки и мергели. Отложения свиты бедны органическими остатками. Лишь иногда в средней части разреза обнаруживаются остракоды (*Darwinula barabinskiensis* Mandelst., *Cypridea vitimica* Mandelst.), гастроподы и пелециподы (*Cyrena subtransversa* Köm., *Unio porrectus* Sow.), указывающие на готерив-барремский возраст вмещающих их отложений. Кроме того, в низах свиты обнаружены остатки динозавра *Psitacosaurus,* свидетельствующие о раннемеловом возрасте отложений. Основываясь на этом, многие геологи возраст илекской свиты принимают сейчас за валанжин-готерив-барремский.

На южной окраине Чулымо-Енисейской впадины илекская свита условно разделяется на три горизонта: нижний — аргиллитоподобных красно-бурых глин и голубовато-зеленых песков, средний — однородных зеленых песков и верхний — красно-бурых и зеленых аргиллитоподобных глин и зеленых песков. Отложения характеризуются хорошей литологической выдержанностью. В них выделяются следующие коррелятивные минералы: для тяжелой фракции характерны группа эпидота, цоизита и амфиболы; для легкой фракции — монтмориллонит и кальцит. Основная масса обломочного материала слабо окатана. В легкой фракции преобладает кварц.

Породы илекской свиты залегают почти горизонтально, погружаясь на север под углом ~ 1°. Мощность свиты колеблется в пределах 150—200 *м* вблизи окраин впадины и постепенно увеличивается к северу, достигая в разрезе Чулымской опорной скважины 744 *м*.

На сильно размытой поверхности илекской свиты залегают отложения, объединяемые А. Р. Ананьевым (1940) под названием кийской свиты. Известны они в южных и восточных районах Чулымо-Енисейской впадины, вблизи бортов ее большей частью размыты и сохранились лишь в небольших депрессиях. Сложены они преимущественно красноцветными и пестроцветными песчаниками и тонкодисперсными глинами. Породы часто содержат большое количество обугленных растительных остатков.

По р. Кие и в некоторых других районах в основании свиты залегают отложения, описанные под названием «беликового» горизонта. Это белые и беловато-серые песчано-глинистые осадки, которые встречаются далеко не везде и приурочены лишь к депрессиям докийского рельефа. Н. И. Парвицкая (1947 г.), детально изучавшая состав этих отложений, указывает, что в них наряду со свежим обломочным материалом присутствуют каолин, монотермит и каолинизированные в той или иной степени зерна полевых шпатов со следами транспортировки. В составе этого горизонта и особенно в его основании присутствуют гальки кварца, кварцита и изредка свежих алюмосиликатовых пород, а также окатыши красных и зеленых аргиллитоподобных глин илекской свиты. Нередко встречаются скопления бурых железняков в виде многочисленных конкреций и прослои железистых песчаников мощностью до 0,5 *м*. Мощность песчано-глинистых пород «беликового» горизонта кийской свиты не превышает 3—6 *м*. В верхних частях горизонта «беликов», обнаженных по р. Серть (из глин с фюзенизированными остатками древесины хвойных), П. А. Никитин выделил *Selaginellites atavus* PAN, *S. subbarbatus* PAN, *S. reticulatus* PAN. Возраст горизонта на основании указанных форм определяется как несомненно мезозойский, предположительно меловой. Ранний мел наиболее вероятен.

http://jurassic.ru/

Кверху «беликовые» отложения весьма постепенно сменяются толщей песков аркозового типа с прослоями темно-серых глин, с обильным количеством растительного детрита и скоплениями сидерита, приуроченными к самым нижним горизонтам толщи. Следует отметить, что скопления сидерита распространены лишь в краевых частях впадины, вблизи к выступам коренных палеозойских пород Кузнецкого Алатау; на более удаленных от выступов палеозоя участках наблюдаются лишь отдельные железистые конкреции.

У с. Кубеково из песков горизонта, содержащего ксилено-витреновые обломки веток и кусков фюзена, П. А. Никитин выделил *Selaginellites aureus* P A N, *S. barbatus* P A N, *S. jurassicus* P A N, *S. nitidus* P A N, *S. plicatilis* P A N, *S. vulgaris* P A N, *Ginkgoales, Ginkgospermum* sp., *Pityospermum* sp., *Sequoia* sp., *Sequoiaspermum polymorphum* P A N, *Coniferae* и другие. Анализ этого растительного комплекса приводит П. А. Никитина к выводу о несомненно раннемеловом возрасте отложений. Это скорее всего апт (не ниже баррема и не выше альба).

Из этого же обнажения по сборам А. С. Кириллова (1948 г.) И. М. Покровская описала спорово-пыльцевой комплекс, характерный, по ее мнению, для самых верхних горизонтов нижнего мела, возможно, для низов верхнего мела.

Полимиктовые песчано-глинистые отложения стратиграфически выше постепенно сменяются пестроцветными и красноцветными глинистыми.

Среди пестроцветных осадков в некоторых пунктах наблюдается большое количество окремневших стволов, шишек хвойных, веточек и листьев голосеменных, обрывки листьев покрытосеменных и масса своеобразных кусочков угля. Образцы гагатовидного лигнита, возникшие за счет древесины хвойных, сохраняют годичные кольца, что указывает на сезонность климата века кийской свиты. Среди этих осадков А. Р. Ананьев собрал и определил богатую флору: *Cladophlebis latifolia* P h i l l., *Ginkgo digitata* H e e r, *G. flabellata* H e e r, *Ginkgo* sp., *Baiera* sp., *Torreya* cf. *parvifolia* H e e r, *T. dicksiniana* H e e r, *Leptostrobus* cf. *crassipes* H e e r, *Sequoia reichenbachii* H e e r, *S. ambiqua* H e e r, *Sequoia* sp., *Pinus* sp., *Thuja* sp., *Cyparissidium gracile* H e e r, *Cedroxylon lopatinianum* L a u r., *Credneria* sp., *Platanus affinis* L e s q., *Platanus* sp. По заключению А. Р. Ананьева, эти остатки с несомненностью указывают на раннемеловой возраст отложений, скорее всего апт-альбский.

П. А. Никитин, выделивший и описавший из этих отложений *Selaginellites vulgaris* P A N, *S. hispidus* P A N, *S. reticulatus* P A N, *S. jurassicus* P A N, *Pteridophyta heterosporae* spp., *Pilularites schamoiticus* P A N, *Aza congidentata* P A N, *Sequoia reichenbachii* H e e r, *Caprolithes pseudotaxodium* P A N, *Desmiophyllum carbonaceum* P A N, *D. pityophylloide* P A N, *Typha*(?) *spiralica* P A N, *Sparganites quadrisulcus* P A N, также приходит к выводу о раннемеловом возрасте осадков.

И. В. Лебедев, пополнивший прежние сборы и проанализировавший флору красноцветных осадков кийской свиты, приводит следующий список форм ее, относимый им к альбскому комплексу: *Platanus* sp., *Ginkgo digitata* B r o n g n., *G. polaris* N a t h., *Baiera* cf. *longifolia* H e e r, *Elatocloides smittiana* S e w. и другие. Возраст кийской свиты И. В. Лебедев считает апт-альбским. Мощность красноцветного горизонта свиты колеблется от 3,5 до 20—25 *м*.

http://jurassic.ru/

Породы кийской свиты следует рассматривать как осадки, возникшие в результате размыва и переотложения пород древней (баррем-аптской) коры выветривания.

Красноцветы кийской свиты по простиранию в сторону от выступов пород домезозойского возраста переходят в сероцветные угленосные песчано-глинистые породы, выделенные А. А. Булынниковой (1958 г.) под названием пировской свиты. Пировская свита сложена светло-серыми и белыми каолиновыми и каолинизированными песками со слабо сцементированными песчаниками, галечниками, алевролитами и глинами с линзами сидеритов и пластами бурых углей. Все породы переполнены обугленными растительными остатками. В основании свиты повсеместно залегает горизонт песков с крупной галькой сидерита и глиняными окатышами. Мощность сероцветных отложений достигает 250—270 *м*.

На западной окраине Чулымо-Енисейской впадины, в бассейне р. Яи, отложения, относимые по возрасту к раннему мелу, прослеживаются по водоразделу между дд. Почитанкой и Каменкой по р. Яе, близ устья р. Чиндат и у Черепанова Брода, у с. Листвянки по р. Алчедату и по р. Каменке у с. Троицкого.

К нижнемеловым отложениям здесь отнесены толщи темно-серых глин, главным образом монтмориллонитового состава, порой с обильными растительными остатками, стяжениями сидерита и участками ожелезнения. С горизонтами глин чередуются полимиктовые пески с прослоями монтмориллонитовых глин. Встречаются горизонты кварцевых песков с каолином. У Черепанова Брода, пос. Яя и в других разрезах описаны красноцветные глины. Породы отнесены к нижнему мелу на основании определения остатков плодов и семян (П. А. Никитин) и спорово-пыльцевых спектров (И. М. Покровская).

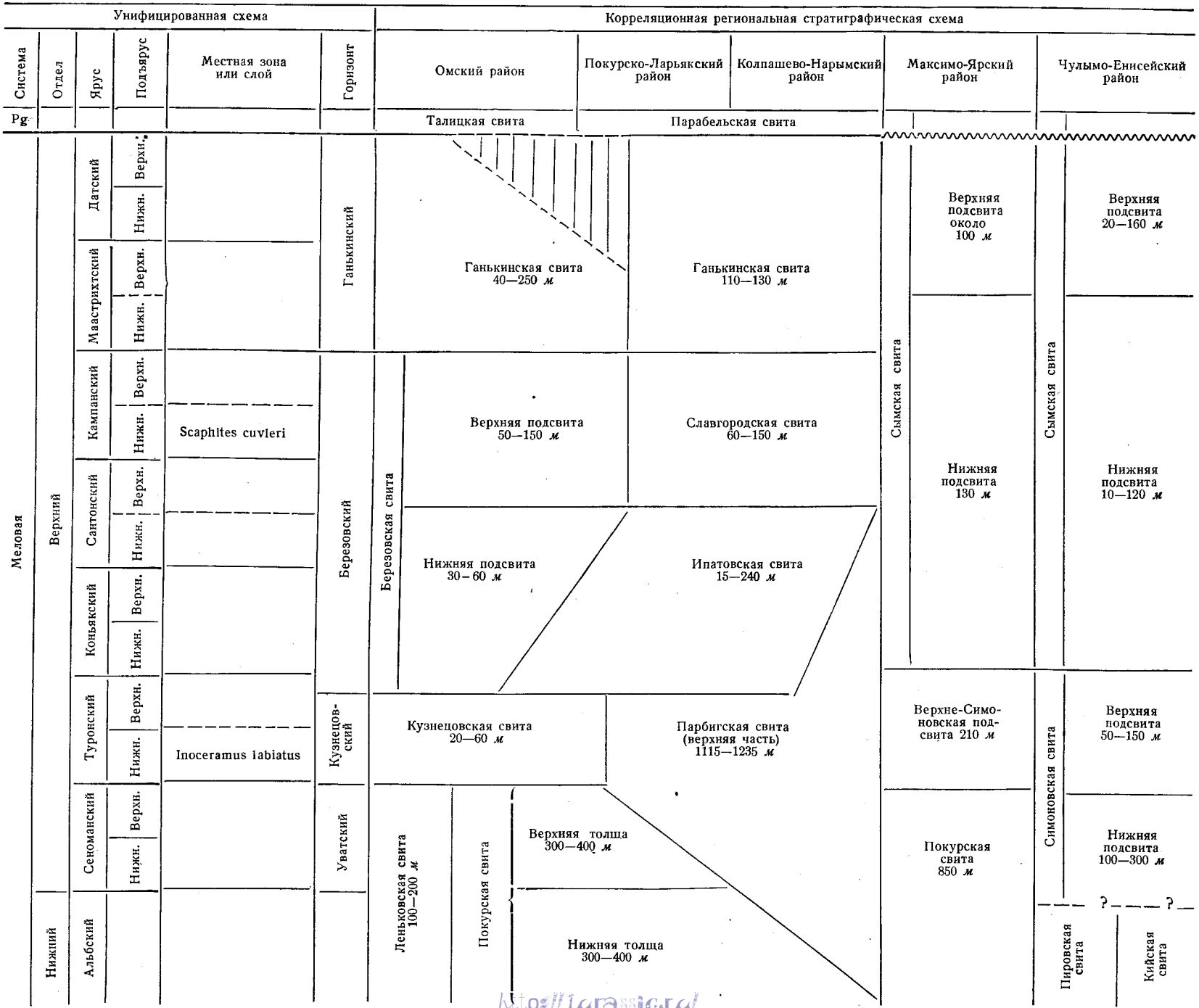
**Отложения верхнего мела** в Чулымо-Енисейской впадине сложены мощной, чрезвычайно однообразной толщей светло-серых каолиновых песков, конгломератов, зеленых, желтых и белых глин. Выделение свит в составе верхнемеловых осадков связано с большими трудностями и производится в основном с учетом минералогического состава пород и по спорово-пыльцевым комплексам. Большое значение имеет также изучение отпечатков листьев, но находки их весьма редки. Согласно унифицированной схеме, в составе верхнемеловых пород выделяется симоновская (сеноман—турон) и сымская (коньяк-датский ярус) свиты (см. табл. 21).

Отложения симоновской свиты широко распространены на всей площади Чулымо-Енисейской впадины, начиная от выступов палеозойских пород к востоку от г. Томска и до р. Енисея на востоке. Вблизи южного борта впадины симоновская свита часто оказывается размытой и выпадает из разреза. Свита сложена линзовидно переслаивающимися кварц-каолиновыми песками и песчаниками, конгломератами, алевролитами и глинами. Пески, песчаники, алевролиты, как правило, серые желтоватые и зеленоватые; глины серые и белые. Песчаники и конгломераты нередко значительно окремнены. Во всех породах содержится мелкий растительный детрит и обломки лигнитизированной древесины. В алевролитах и глинах отмечаются мелкие включения янтаря.

На юге Чулымо-Енисейской впадины И. В. Лебедев (1958 г.) в составе симоновской свиты выделяет две подсвиты (чулымскую и сучковскую), соответствующие нижней и верхней подсвитам унифицированной схемы. Отложения чулымской подсвиты содержат: *Platanus septentrionalis* Hollick, *P. newberryana* Heer, *Dalbergites simplex* (Newberry) Shap., *Credneria spatiosa* Hollick, *Pseudoprotophyllum*

http://jurassic.ru/

# Унифицированная схема верхнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности




http://jurassic.ru/

*latifolium* Hollick, *Laurus plutonia* Heer, *Magnolia copellinii* Heer. На основании этой флоры подсвита отнесена к сеноману.

Вышележащая толща кварцево-каолиновых песков, галечников и белых глин (сучковская подсвита туронского возраста) содержит *Taxodium tinajorum* Heer, *Menispertites sibirica* Heer, *Platanus newberryana* Heer, а также насекомых *Grammopsychops lebedevi* O. Mart. Мощность симоновской свиты колеблется от нескольких десятков метров вблизи обрамления до 260 *м* — в Чулымской опорной скважине.

Сымская свита подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Отложения нижней подсвиты, имеющей сенонский возраст, известны только на северо-востоке и в центральной части Чулымо-Енисейской впадины. Сложена подсвита преимущественно светло-серыми и серыми песками, часто в различной степени каолинизированными, с прослоями серых и буроватых алевролитов и иногда красноцветных глин.

Возраст пород подсвиты определяется на основании характерной для нее флоры. Из обнажения на р. Кие, расположенного в 23 *км* выше устья р. Касовки, И. В. Лебедевым отобраны и изучены растительные остатки, относящиеся к сенону: *Podozamites tenuinervis* Heer, *Glyptostrobus specialis* Hollick, *Laurus plutonia* Heer, *Platanus marginata* Heer, *P. newberryana* Heer, *Pseudoprotophyllum orenulatum* Hollick., *P. magnum* Hollick, *P.*(?) *angarense* Leb., *P. evenkiense* Leb., *Credneria triacuminata* Hampl. и другие. Мощность подсвиты обычно не превышает 40—50 *м*, в отдельных случаях увеличиваясь до 140—170 *м*.

Наиболее молодым членом меловой толщи в Чулымо-Енисейской впадине является верхняя подсвита сымской свиты, возраст которой определяется как верхний маастрихт—датский ярус. Отложения этой подсвиты довольно широко развиты в пределах впадины. Они не известны в ряде участков вблизи южного и юго-восточного ее бортов. Породы подсвиты лежат на неоэлювии (Казакевич, 1956) и сложены кварцево-каолинитовыми песками, белыми и серыми глинами с прослоями крепких песчаников с глинисто-кремнистым и сидеритовым цементом. Они содержат: *Pecopteris tarebllii* Heer, *Asplenium forsteri* Heer, *Potamogeton* sp., *Taxodium* cf. *distichum miocaenum* Heer, *Salix* cf. *varians* Goepp., *Populus arotica* Heer, *Zizyphus hyperboreus* Heer. и другие. Мощность подсвиты колеблется от 20 до 100 *м*.

Верхнемеловые породы южной части впадины объединены Н. И. Парвицкой и В. П. Казариновым (1947), а вслед за ними и А. С. Кирилловым (1947) под названием **арчекасской толщи,** сопоставляемой с симоновской свитой. Характерные разрезы этих отложений расположены близ устья р. Чебулы (приток р. Кии). Здесь в береговых обрывах высотой до 25 *м* вскрыты слабо окремненные, иногда слабо ожелезненные светлые пески, горизонтально- и косослоистые с прослоями светлых глин. Верхние горизонты этой толщи несут отчетливые следы каолинизации.

В обнажениях горы Арчекас у г. Мариинска верхнемеловая толща сложена средне- и грубозернистыми кварцево-полевошпатовыми песками. Пески несколько окремнены; верхние горизонты их сильно каолинизированы — превращены в неоэлювий. Мощность их 50—60 *м*.

В арчекасской толще у горы Арчекас А. Р. Ананьев (1940 г.) собрал и определил: *Asplenium johnstrupii* Heer, *Araucaria blandenensis* Berry, *Ginkgo minor* Hollick, *Platanus newberryana* Heer, *Zizyphus meckii* L. Позже, в результате монографической обработки флоры, из этого обнажения им был составлен более полный список: *Taxodium gracile* Heer, *Sequoia langsdorfii* (Brgn.) Heer, *Spiculum multinervum* gen. et sp. nov., *Platanus guillelmae* Goepp., *P. kiensis*

http://jurassic.ru/

sp. n., *P. heeri* Lesq., *P. ovalis* sp. n., *P. rhomboidea* Lesq., *P. kaynolsis* Newb., *P. newberryana* Heer., *P. compacta* sp. n., *P. populiformis* sp. n., *P. simplex* sp. n., *Platanus* sp., *Aralia mariinskiensis* sp. n., *Cornus rotundifolia* sp. n., *Cornus* sp., *Viburnum schmidtianum* Heer, *V. spinulosum* Heer, *Chondrophyllum sibiricum* sp. n. и другие. Этот растительный комплекс типичен для верхнего мела.

На значительно размытых каолинизированных песках арчекасской толщи залегает новая песчано-глинистая толща, объединяемая Н. И. Парвицкой, В. П. Казариновым (1947 г.) и А. С. Кирилловым (1947 г.) под названием антибесской, являющейся аналогом сымской свиты. Разрез этих отложений, а также взаимоотношения с нижележащей толщей, хорошо наблюдаются на Антибесском песчаном карьере.

В основании карьера залегают каолинизированные кварцевые пески с примесью каолина. Эти осадки заканчивают арчекасскую толщу. На их размытой поверхности лежат грубозернистые существенно кварцевые косослоистые пески и галечники, местами с многочисленными окатышами белой глины; осадки эти местами интенсивно ожелезнены и омарганцованы. Пески содержат значительное количество зерен свежего полевого шпата; глинистая фракция их сложена гидрослюдами и каолинитом. Выше по разрезу каолинит исчезает, а количество полевого шпата возрастает. Верхние горизонты толщи превращены в неоэлювий. В них встречаются тонкие прослои железистых и сливных кремнистых песчаников. Толща заканчивается маломощными пачками пестроцветных глин, которые по внешнему виду весьма напоминают пестроцветы кийской свиты ($Cr_1$). Мощность антибесской толщи определяется в 10—15 *м*.

Отложения, вскрытые здесь, содержат довольно богатую флору, возраст которой в литературе обсуждался неоднократно. В. К. Черепнин (1940 г.) и другие относят ее к эоцену. А. Р. Ананьев (1940 г.), значительно пополнивший прежние сборы, приводит следующий список: *Asplenium dicksonianum* Heer, *Platanus newberryana* Heer, *P. newberryana* var. *conditionalis* Hollick., *Ficus amurensis* Konst., *Ficus* sp., *Paliurus colombii* Heer, *Viburnum nordenskiöldii* Heer, *Grewia obowata* Heer, *G. crenata* Heer, *Acer sibiricum* Heer, *Gredneria rhomboidea* Vel., *Popylites pseudoelegans* Hollick, *Castaliites* cf. *ordinarius* Holl., *Zizyphus hyperborea* Heer, *Z. meekii* Lesq., *Populus arctica* Heer, *P. zaddachii* Heer, *P. latior* Al. Br., *Juglans acuminata* Al. Br., *Alnus kefersteinii* Goepp., *Viburnum multinerve* Heer, *Pterocarya* aff. *castanaeifolia* (Goepp.) Menz, *Juglans nigella* Heer. Он сопоставляет эту флору с флорой Цагаяна (Дальний Восток) и ларамийской (Европа) и присоединяется к мнению А. Н. Криштофовича (1933, 1937) о ее датском возрасте.

Разрез верхнемеловых отложений вскрыт яром у мельницы д. Арышевой на р. Яе. Здесь обнажается 30-метровая толща кварцево-каолиновых песков с прослоями бурых глин в верхних горизонтах. В самом верху кварцево-каолиновой толщи залегает горизонт сливных кварцитовидных песчаников мощностью до 1,5 *м*. Основную массу песков слагает кварц в очень плохо окатанных зернах. Много зерен почти полностью каолинизированного (в меньшем количестве пелитизированного) полевого шпата. Глинистая фракция сложена каолинитом, к которому в нижних горизонтах примешиваются гидрослюды. В песках, обнажающихся у самого уреза воды, серые глины состоят из каолинита и монтмориллонита.

Кварцево-каолиновые пески, аналогичные вышеописанным, вскрыты Ломачевским карьером, у с. Иверки, у устья р. Ампалык, на Ижморском месторождении песков и в ряде других мест. У с. Троицкого на

http://jurassic.ru/

кварцево-каолиновых песках залегает горизонт пестроцветных жирных глин.

Среди кварцево-каолиновых песков у д. Медведчиковой К. В. Радугин (1932 г.) собрал лиственную флору, отнесенную В. А. Хахловым к позднему мелу. Отсюда определены: *Equisetites* sp., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Zizyphus dakotensis* Lesq., *Aralia baeriana* Heer, *Diospyros* sp., *Phyllites ratonensis* Knwet.

Из кварцево-каолиновых песков, вскрытых Арышским яром, П. А. Никитин описал: *Selaginellites crassotestus* PAN, *Carpolites (Angiospermae)* gen. B., *C. thaliotroides* PAN, *Carpolites* sp., *Coniferae, Desmiophyllum carbonaceum* PAN, *Azollites auritus* PAN.

Для Томского района Л. А. Рагозин (1946) приводит следующий разрез: на коренных породах палеозоя, кое-где превращенных в структурный элювий, залегают медведчиковские слои верхнего мела. Литологически медведчиковские слои представлены белыми кварцево-кремнистыми песками с каолиновым цементом. Среди песков имеются прослои белых и светло-серых глин и линзовидные прослои крепких кварцитовидных песчаников. Мощность этих отложений 10—15 *м*.

Выше медведчиковских слоев залегают туганские слои, также позднемелового возраста. Туганские слои сложены песками кварцево-кремнисто-полевошпатового состава с примесью каолинового материала, приуроченного главным образом к верхним горизонтам. Глины, переслаивающиеся с песками, обычно белые или светло-серые. Реже встречаются бледноокрашенные пестроцветные разности. В виде прослоев и линз среди рыхлой толщи туганских слоев залегают крепкие кварцитовидные песчаники, аналогичные таковым других частей Чулымо-Енисейской впадины. Выделение медведчиковских и туганских слоев Л. А. Рагозиным произведено условно (налегание одних слоев на другие им не наблюдалось), тем более что медведчиковские слои распространены значительно южнее г. Томска в бассейне р. Яи. Возможно, что туганские и медведчиковские слои представляют собой одну и ту же толщу верхнего мела.

## *САЛАИР И КУЗБАСС*

На водораздельных пространствах северо-восточной части Салаира, а местами и в центральной части его сохранились остатки отложений долин древней гидрографической сети. Эти образования детально изучались В. Г. Лебедевым (1947 г.) и Н. И. Парвицкой (1947 г.).

По В. Г. Лебедеву, в основании древней рыхлой толщи здесь залегают пестроцветные породы. Это ярко окрашенные, обычно жирные и пластичные глины, часто с бобовинами бурого железняка и обособлениями бокситизированных глин и бокситов. Пестроцветные бокситоносные глины приурочены к западинам древнего рельефа и всегда залегают на структурном элювии палеозойских пород. Возраст этих отложений неясен, никаких органических остатков в них не найдено. В. Г. Лебедев сравнивает их с кийской свитой Чулымо-Енисейской впадины. Сопоставляя высотные отметки горизонта этих пестроцветов в различных точках северной части Салаира, он приходит к заключению, что они отлагались в условиях пенепленизированной страны.

Выше бокситоносных пестроцветов залегает грубокластическая толща песков и галечников с редкими прослойками глин. Эти осадки также выполняют древние долины. Они целиком каолинизированы; в них сохранились лишь гальки и песчинки кварца и кварцитов, гальки

http://jurassic.ru/

же и песчинки алюмосиликатовых пород, сохранив свою первоначальную форму, превращены в белую глину.

По наблюдениям В. Г. Лебедева выше каолинизированных песков и галечников залегает толща пестроцветных песков, глин и суглинков с отдельными прослоями галечников и многочисленными прослойками и стяжениями бурого железняка, реже окислов марганца, прослойками белых и пестрых каолиновых глин. Эти породы, также заполняющие долины древней гидрографической сети, В. Г. Лебедев считает верхнемеловыми. Стратиграфически выше залегают четвертичные отложения. Аналогичные вышеописанным, кварцево-каолиновые отложения древних долин Н. И. Парвицкая (1947 г.) установила в Южном Салаире.

По наблюдениям М. П. Нагорского (1945 г.), в пределах Присалаирской впадины (Вагановская депрессия) под палеонтологически охарактеризованными песчано-глинистыми отложениями низов палеогена залегает толща пестроцветных глин, которую М. П. Нагорский условно относит к мелу.

Возможно, что кварцево-каолиновые породы, широко распространенные в пределах ряда депрессий Присалаирской впадины (например, Доронинской), относятся к верхнему мелу.

В пределах Кузбасса кое-где встречаются белые кварцево-каолиновые пески, которые В. Д. Фомичев (1940 г.) отождествляет с палеогеновыми или верхнемеловыми осадками Чулымо-Енисейской впадины. Они описаны О. В. Тыжновой и А. Т. Пшеничниковым (1944 г.) близ с. Пиньгино и в других местах Плотниковского района. Пески сложены плохоокатанными зернами кварцита, реже кремния, сцементированными белыми глинами. Над толщей этих каолинизированных песков залегает горизонт пестроцветных глин. Очевидно, к такого же рода образованиям относится Придороженское месторождение огнеупорных глин в Барзасском районе (Финкельштейн, 1933); пласты белых и цветных глин перемежаются здесь с песками. Кварцевые пески с цементом из белой глины (до 35%) известны у д. Зенковой (в Прокопьевском районе), у г. Белова, д. Мусохрановой и в других местах Кузбасса.

### *НЕНИНСКО-ЧУМЫШСКАЯ ВПАДИНА*

В пределах Ненинско-Чумышской впадины известны как нижне-, так и верхнемеловые отложения. Первые из них (илекская свита) залегают (по И. П. Максимову, 1962 г.) несколько несогласно на юрских и резко несогласно на палеозойских отложениях и известны в долине р. Кондомы. Скважины вскрыли их также в долине р. Карагана и у пос. Белорусь. В первом из этих пунктов на юрские сероцветные отложения налегают вишнево-красные глины, цементирующие плохоокатанные обломки зеленых хлоритовых песчаников, алевролитов, кварцитов, известняков, диабазов и других пород.

У с. Солтона скв. 40 вскрыла до 100 *м* илекских красных глин и серых песчаников, частью известковистых. В Кондомском районе разрез илекской свиты тот же самый. Суммарная мощность свиты превосходит 150 *м*.

В 1958 г. Г. С. Харин обнаружил в отложениях этой свиты по р. Боровой, притоку р. Бенжерепа, фауну пелеципод, гастропод и остракод: *Gypidula* sp.*, *Origolyocypris* aff. *fidis* Mandelst., *Lycop-*

* Указанная брахиопода, по-видимому, является переотложенной из красноцветных девонских пород. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

*theocypris*(?) sp., *Palaeocytheridea* готерив-барремского (по О. Ю. Кочура) возраста.

Лучше палеонтологически охарактеризованы верхнемеловые отложения, известные в разрезах Баркинского и Березовского месторождений огнеупорных глин, несогласно налегающие там на илекскую свиту.

В районе Баркинского месторождения (Казаринов, 1942) под бурыми четвертичными глинами залегают однотонные красно-бурые вязкие глины. Среди этих отложений нередко встречаются мелкие неокатанные обломки пород палеозойского фундамента. Мощность красно-бурых глин изменчива, но не выходит за пределы 10—12 *м*.

Красно-бурые глины залегают на неровной размытой поверхности серых пластичных глин, перемежающихся с серыми же в различной степени песчанистыми глинами. Среди этих пород иногда обособляются мелкие линзы кварцевых песков, обычно довольно глинистых. Среди серых глин встречаются горизонты темных (благодаря органическим примесям) глин, в которых обуглившиеся растительные остатки местами переполняют породу. Часто встречаются обломки довольно хорошо сохранившейся древесины, обычно сопровождающиеся скоплениями в глине пирита и марказита, иногда образующими метаморфозы по древесине. Мощность толщи серых глин изменчива, но обычно не выходит за пределы 12—16 *м*. Как показали микроскопические исследования и термокривые, серые баркинские глины сложены главным образом каолинитом; местами среди них имеются прослойки пестроцветных глин.

Серые глины книзу постепенно сменяются толщей пластичных глин цвета охры. Эти глины содержат многочисленные конкреции бурого железняка. Величина конкреций различна и порой достигает 0,5 *м* в диаметре. Мощность охристых глин 4—5 *м*.

Ниже залегает мощная толща кварцевых песков, плохо сортированных, в различной мере глинистых. В верхней части этой толщи, особенно среди их глинистых разновидностей, кое-где встречаются конкреционной формы стяжения и неправильных, причудливых очертаний прослойки железистых песчаников. Зерна песков плохо окатаны. Пески в верхних горизонтах толщи на 80—90% сложены зернами кварца; в небольшом количестве присутствуют зерна кварцита, слабо каолинизированных полевых шпатов и акцессорных минералов. Среди песков кое-где обособляются небольшие пачки серых и слабоокрашенных глин (до 5—6 *м*), часто песчаных (это нижняя пачка огнеупорных глин). Мощность песков 10—35 *м*. Вся рыхлая толща горизонтально залегает на каолинизированных сланцах и других породах палеозоя.

Среди верхних серых огнеупорных глин была собрана богатая флора. А. Н. Криштофович определил отсюда: *Sequoia* sp. (cf. *S. langsdorfii* Heer), *Clyptostrobus europaea* Heer, *Myrica* sp., *Quercus* sp., *Trochdendroides arctica* (Heer) Berry, *Nordenskiöldia borealis* Heer, *Aralia* sp., *Phyllites* sp. и другие и пришел к выводу о принадлежности баркинской флоры к самому концу позднего мела. В. А. Хахлов дополнительно описал отсюда следующую верхнемеловую флору: *Myrica acuminata* Ung., *Juglans acuminata* A. Br., *Paliurus colombii* Heer, *Cornus orbifera* Heer, *Diospyros primaeva* Heer, *Sapindus prodroma* Heer, *Grewiopsis populifolia* Ward, *Goliella sibirica* Chachl., *G. salairskiensis* Chachl.

Из ряда пачек гумусированных глин среди толщи серых огнеупорных глин П. А. Никитин определил: *Azollites multicephaloides* PAN, *Pinispermum* sp., *Sequoiospermum faveolatum* PAN, *Podospermum spathaeforme* PAN, *Taxodium* sp., *Pterocarya antiqua* PAN, *Carpinicarpus urticites* PAN, *Liriospermum minimum* PAN, *Hypericites*



http://jurassic.ru/

*primus* P A N, *Carpolithes cyclocarpellaris* P A N, *C. drupaceus* P A N, *C. rugosus* P A N, *C. perforatus* P A N, *C. multiglobulus* P A N, *C. latus laevigatus* P A N, *C. meridionalis* P A N, *C. reticrispus* P A N, *C. trapiformis* P A N, *C. verrucosus* P A N, *C. anastomosus* P A N, а также пыльцу: *Azonotriletes* sp., *Brachirtistrium* sp., *Leiotriletes* sp., *Abies* sp., *Pinus* sp., *Salix* sp., *Carpinus* sp., *Quercus* sp.

Анализ этого карпологического комплекса привел П. А. Никитина к выводу о принадлежности баркинской флоры к переходному времени от позднего мела к раннему палеогену.

В районе Березовского месторождения описан разрез верхнего мела, весьма близкий к баркинскому (Удодов и Кучерявенко, 1939); здесь вскрыты серые глины с прослоями темно-серых гумусированных глин и глины пестроокрашенные, переслаивающиеся с кварцевыми в различной мере глинистыми песками. Как и в баркинском разрезе, глины содержат обломки древесины, обуглившиеся растительные остатки и скопления сульфидов. Вся рыхлая толща залегает на структурном элювии палеозойских пород. Из гумусированных глин П. А. Никитин выделил и описал растительные остатки, отнесенные им к позднему мелу: *Fillioinae, Pilularia achamoitica* P A N, *Selaginellites reticulatus* P A N, *S. vulgaris* P A N, *Sequoia* cf. *reichenbachii* H e e r, *Sequoia spermum* sp., *Carpinicarpus eucaxpinus* P A N, *Carpolithes andromedoides* P A N, *C. foliformis* P A N, *C. rimatus* P A N, *Tegmenites jugatus naviculiformis* P A N, *T. jugatus latus* P A N, *T. jugatus minimus* P A N и другие.

В этом же районе, у пос. Кодоровского, под бурыми суглинками и цветными жирными глинами вскрыты серовато-белые глины с прослойками гумусированных глин, заключающих обуглившиеся растительные остатки. Аналогичный разрез наблюдался у пос. Поповского и в целом ряде других мест.

К верхнему мелу, очевидно, следует отнести и отложения, вскрытые при разведке Болотнинского месторождения огнеупорных глин. Здесь (Кузнецов, 1930) под четвертичными глинами и суглинками залегают желтые и красные пластичные глины мощностью от 0,5 до 4,0 *м*. Ниже следует толща в различной степени «запесоченных» белых, серых и различно окрашенных глин, сменяющих друг друга по простиранию. Их мощность от 1 до 6 *м*. Толща глин подстилается кварцевыми песками, в различной степени глинистыми. Мощность песков более 3 *м*. Пески залегают на сильно выветрелых породах палеозоя.

### *ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ*

Нижне- и верхнемеловые отложения, суммарной мощностью более 2000 *м*, под покровом третичных и четвертичных образований, широко развиты почти на всей рассматриваемой территории низменности и отсутствуют лишь полностью или частично в ее южной части, вблизи от обнаженного палеозойского фундамента, или на сводах отдельных структурных поднятий внутри низменности.

Отложения меловой системы согласно залегают на породах морской верхней юры или с размывом — на разных горизонтах юры и палеозойского фундамента, местами отделяясь от него корой выветривания.

Граница нижнего мела и верхней юры проходит в литологически однородной толще аргиллитов и определяется на основании фауны аммонитов. Весьма условной является граница между нижним и верхним отделами мела, поскольку отложения апта, альба и сеномана весьма однотипны в литологическом и фациальном отношениях. Отло-

http://jurassic.ru/

жения датского яруса, охарактеризованные на восточном склоне Урала руководящей фауной, в пределах Западно-Сибирской низменности палеонтологически не доказаны. По литологическим особенностям и составу микрофауны отложения датского яруса выделяются совместно с маастрихтом.

Таким образом, верхняя граница меловой системы также не является здесь достаточно четко выраженной.

## ВАЛАНЖИНСКИЙ ЯРУС

Отложения валанжина развиты на большей части рассматриваемой территории и отсутствуют только южнее широты 53°. Согласно и без перерыва залегают они на породах морской верхней юры, местами трансгрессивно — на породах складчатого фундамента.

Мощность валанжинских отложений достигает 250—300 *м*. На большей части своего распространения отложения валанжина представлены в морских фациях и подразделены на марьяновскую (верхняя ее часть), куломзинскую и тарскую свиты. В восточных районах низменности морские толщи постепенно замещаются континентальными пестроцветными отложениями илекской свиты (см. табл. 20). Границы нижнего, среднего и верхнего валанжина по литологическим признакам в разрезе не устанавливаются, а определяются по фауне. Нижний валанжин слагают нижние горизонты куломзинской свиты и верхней части марьяновской свиты. В ряде разрезов, где нельзя достаточно уверенно провести границу между куломзинской и марьяновской свитами, выделяется тебисская свита (по ст. Тебисс, к западу от г. Барабинска), охватывающая местами верхнюю юру и большую часть валанжина. Литологически и по палеонтологической характеристике это полный аналог куломзинской и марьяновской свит. Валанжинские горизонты марьяновской свиты (мощностью до 40—50 *м*) сложены темно-серыми, почти черными плитчатыми, иногда битуминозными аргиллитами с фауной *Subcraspedites* cf. *subpressulus* Bog., *S.* aff. *bidevexus* (Bog.), *Paracraspedites* sp., *Tollia* sp. Куломзинская свита отвечает нижнему, среднему, а местами, вероятно, и верхнему валанжину (названа по ж.-д. станции Куломзино, расположенной на левом берегу р. Иртыша, около г. Омска). Мощность ее до 80—120 *м*. Свита сложена аргиллитами темно-серыми, серыми и зеленовато-серыми, иногда известковистыми, плотными, с характерной прерывистой и волнистой слоистостью, подчеркнутой своеобразным распределением в аргиллитах светло-серого песчано-алевролитового материала. Характерно наличие глинистого сидерита в виде линз, четок и нитевидных прерывистых прослоев, выделяющихся желтовато-серой окраской. Встречаются подчиненные прослои серых глинистых алевролитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников. Местами в основании свиты выделяется ачимовская пачка серых известковистых песчаников с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов, мощностью до 20—40 *м*. В породах куломзинской свиты наблюдаются включения пирита, намывы растительного детрита, многочисленные остатки фауны и ходы червей. Встречена фауна *Tollia* ex gr. *anabarensis* Pavl., *Aucella* ex gr. *inflata* Toula., *A.* ex gr. *uncitoides* Pavl. (определения В. И. Бодылевского и И. Г. Климовой), характерная для нижнего и среднего валанжина, которые объединены в зону с *Tollia stenomphala*. В Омском разрезе эта зона прослежена И. Г. Климовой по скважине в интервале 2186—2317 *м*.

В Тарской опорной скважине выявлен горизонт (2485—2493 *м*), переполненный фауной аммонитов зоны с *Tollia stenomphala*. В основ-



http://jurassic.ru/

ном здесь были обнаружены раковины нового вида *Tollia sibirica* Klimova, а в верхах зоны найден аммонит *Tollia anabarensis* Pavl.

Аммониты названной зоны встречены и в ряде других глубоких скважин — Татарских, Тебисских, Саргатских, Белогорской, Колпашевской 2-Р и т. д.

В разрезе у г. Барабинска аммониты этой группы не были обнаружены; в скважинах здесь найдены *Macrodon* sp., *Tancredia* sp., *Corbicella* sp.

В куломзинской свите в ряде разрезов Западно-Сибирской низменности прослеживается комплекс фораминифер, распространенный нередко почти по всему ее разрезу. Наиболее характерными фораминиферами, входящими в состав этого комплекса, являются: *Haplophragmoides grandis* (Rom.), *H. nonioninoides* (Reuss), *H. volubilis* Rom., *Recurvoides obskiensis* (Rom.), *Verneuilina neocomiensis* Mjatl., *Gaudryina gerkei* Vass., *Marginulina* aff. *striatocostata* Reuss, *M. robusta* Reuss, *Planularia* aff. *grata* Reuss, *Lenticulina novella* Vass., *L. gigantella* (Rom.), *Globulina lacrima* Reuss; остракоды: *Palaeorytheridea acvatilis* Mdlst., *Mandelstamia quadrispinosa* Mdlst.

В центральных районах низменности и в Нарымско-Колпашевском районе выше тебисской или куломзинской свиты залегают отложения тарской свиты (по г. Тара Омской области), относящиеся по возрасту к верхнему валанжину. Тарская свита мощностью от 45 до 165 *м* сложена преимущественно мелкозернистыми серыми и светло-серыми песками и песчаниками, часто известковистыми, а также алевролитами с подчиненными прослоями зеленовато-серых алевролитов, глин и мергелей. Эта свита отсутствует лишь в самой южной и юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности. В участках относительно неглубокого залегания палеозойского фундамента тарская свита залегает непосредственно на фундаменте. Следует отметить, что в Петропавловском районе (Яковлевская скважина 1-Р) в нижней части тарской свиты отмечены прослои бурого угля, углистые глины и алевролиты.

По данным Д. И. Иловайского, Е. С. Федорова, Н. П. Михайлова и других исследователей, проявление угленосности в отложениях валанжина имеется также в бассейне р. Северной Сосьвы. В тарской свите из разреза Покурской скважины (по р. Оби выше Сургута в Тюменской области) найдены *Polyptychites* aff. *anabarensis* Pavl. (определение А. Е. Глазуновой) и *Camptonectes* aff. *imperialis* Keys. (определение И. Г. Климовой). В Яковлевской скважине 3-Р, вблизи г. Петропавловска, И. Г. Климовой определен средневаланжинский аммонит *Tempnoptychites* aff. *lgowensis* Nik. В Барабинской скважине найдены средневаланжинские *Aucella* (определение В. И. Бодылевского); известны находки *Polyptychites polyptychus* Keys. и т. д. Местами в Петропавловском районе, Покуре, в районе ж.-д. станции Тебисской и других местах в верхней части тарской свиты встречаются многочисленные пелециподы из рода *Cyrena,* распространенные обычно в готериве. Так, Г. Г. Мартинсоном в прослое аргиллита из верхней части тарской свиты, вскрытой Тебисской скважиной 2-Р, определена *Cyrena mantelloides* Mart., *C. (Cydas)* cf. *jugleri* Dunk., *C. pseudocredneri* Mart., *Hydrobia* sp., *H. roemeri* (Dunk.) и т. д. В Уватской опорной скважине скопления *Cyrena* были найдены совместно с готеривским аммонитом и *Speetoniceras* sp. В ряде мест (в г. Омске, в скважинах на Яковлевской площади и т. д.) в породах тарской свиты встречается комплекс фораминифер с *Globulina lacrima* Reuss., распространенный повсеместно в низменности в стратиграфически более низких горизонтах валанжина.

В Нарымско-Колпашевском районе выделяются тебисская и тарская свиты. Руководящих для валанжина остатков фауны в тебисской

http://jurassic.ru/

свите этого района не обнаружено. Это серые и темно-серые глины и аргиллиты с плохой сохранности остатками фауны (чешуйками рыб), чередующиеся с прослоями сидеритов и сидеритизированных глин. Тарская свита представлена здесь, как и в центральных районах низменности, зеленовато-серыми мелкозернистыми известковистыми песчаниками с *Nuculana* ex gr. *speetoniceras* Sow. и комплексом фораминифер с *Globulina lakrima* Reuss. мощностью 60—70 *м*. Восточнее с. Колпашева, в Максимо-Ярском и Чулымо-Енисейском районах толщи валанжина входят в состав пестроцветных отложений илекской свиты и охарактеризованы остатками рептилий (*Psittacosaurus*).

## ГОТЕРИВСКИЙ И БАРРЕМСКИЙ ЯРУСЫ

Отложения готерив—баррема распространены на большей части описываемой территории и отсутствуют лишь в самых южных и юго-восточных ее районах. Они согласно залегают на песчаных отложениях верхнего валанжина, а вблизи южной границы их распространения и на сводах отдельных локальных структур (например, Ипатовской) — трансгрессивно на породах складчатого фундамента. Готерив-барремские отложения выделены в киялинскую свиту и представляют характерный горизонт в разрезе мезозоя Западно-Сибирской низменности. Литологически эта толща пестроцветных красновато-коричневых, зеленых и пестроцветно-пятнистых глин с неравномерной примесью алевролитового материала, чередующихся с подчиненными по мощности пластами серых и зеленовато-серых полимиктовых мелко- и среднезернистых песчаников и алевролитов, часто известковистых; встречаются тонкие линзы и прослои глинистых известняков. Характерно наличие рассеянных желваков сидерита, а также сидерита, нередко дисперсно распределенного в глинах. Глины часто обладают характерной желваковидной текстурой. В верхней части разреза киялинской свиты обычно преобладают красно- и пестроцветные породы, а в нижней трети доминируют зеленоцветные породы; прослои красноцветов здесь имеют резко подчиненное значение. Остатки фауны встречены в основном в нижней части разреза, которая формировалась, по-видимому, в обстановке, связанной с преобладанием восстановительных условий. Мощность киялинской свиты до 400—655 *м*. В ней встречаются лишь редкие остатки большей частью неопределенных пелеципод (в том числе *Pleuromya* sp.), пресноводные остракоды, харовые водоросли, изредка мелкий растительный детрит, пыльца и споры растений. Местами в нижней части разреза этой свиты имеются скопления пресноводных пелеципод из рода *Cyrena*. Определение их видового состава позволило Г. Г. Мартинсону сделать вывод о готеривском возрасте этой части свиты. Здесь встречены *Cyrena angulata* Dunk., *C. mantelloides* Mart. и другие. Вместе с циренами найдены остракоды *Darwinula barabinskiensis* Mdlst., *Grigolyocypris fidis* Mdlst., *Timiriasevia* sp. и другие, распространенные в готерив-барремских отложениях Эмбы, Мангышлака и других районов. Готеривский возраст этой части разреза подтверждается находками аммонита *Speetoniceras* sp. (определение А. Е. Глазуновой) в Уватской опорной скважине и в синхронной толще морских темно-серых глин.

Ввиду слабой палеонтологической охарактеризованности разреза и отсутствия ясно выраженных литологических отличий нижней и верхней его частей, граница между барремом и готеривом неясна.

В разрезе киялинской свиты, пройденной Тарской опорной скважиной, были найдены отпечатки нижнемелового папоротника *Cladophlebis browniana* Dunk. (определение А. Н. Криштофовича). По данным

http://jurassic.ru/

И. М. Покровской, для киялинской свиты в целом характерен папоротниково-хвойный комплекс со значительным участием *Schizaeaceae, Pinus, Picea* и присутствием *Cedrus* и *Taxodiaceae.*

Прибрежно-континентальные, частью лагунные отложения киялинской свиты к северу от широты 60° постепенно переходят в прибрежно-морские сероцветные отложения вартовской свиты (от с. Нижне-Вартовское на р. Оби выше г. Сургута).

Вартовская свита мощностью до 585 *м* развита в Покурско-Елогуйском районе и представлена переслаиванием неравномерно известковистых серых глин, песков, алевролитов с растительными остатками. Изредка встречаются прослои бледно-пестроцветных пород. Т. Л. Дервиз из основания разреза вартовской свиты в Покурской опорной скважине определила *Cyprina* cf. *fusiformis* P. et C., *Corbula* ex gr. *striatula Thracia* ex gr. *robinoldina* (O r b.), *Pleuromya* sp. Это виды широко распространены в нижнем мелу и не являются руководящими для готерив-баррема. Здесь же в прослое песчаника наблюдались обильные скопления пелеципод из рода *Cyrena.*

В районе сс. Максимкина Яра, Тегульдета и еще далее на восток в Чулымо-Енисейском районе развиты отложения илекской свиты. Это мощная пестроцветная песчано-глинистая толща с прослоями мергелей, известняков и конгломератов, очень сходная с отложениями киялинской свиты и по возрасту (на основании остатков *Psittacosaurus* sp.) относящаяся к валанжину-баррему.

## АПТСКИЙ, АЛЬБСКИЙ И СЕНОМАНСКИЙ ЯРУСЫ

Отложения апта, альба и сеномана в западной части Западно-Сибирской низменности представлены тремя свитами: викуловской (по скважине в пос. Викулово в нижнем течении р. Ишима), ханты-мансийской (по Ханты-Мансийской опорной скважине) и уватской (по опорной скважине в пос. Уват, в среднем течении р. Иртыша — севернее г. Тобольска). На востоке, примерно начиная с меридиана г. Омска, этим свитам синхронна одна — покурская свита (по пос. Покур, в среднем течении р. Оби). На юге (большая часть Павлодарской области и Алтайского края) покурская свита фациально замещается леньковской свитой (по д. Леньки, восточнее ст. Кулунды).

Ниже приводится краткая характеристика этих отложений для различных районов рассматриваемой территории.

**Викуловская свита** представлена мелкозернистыми различно сцементированными, иногда известковистыми песчаниками, глинистыми алевролитами и песчано-алевролитовыми глинами. Встречаются углистые глины, линзы и прослои бурого угля, растительный детрит, редкие зерна пирита и глауконита. Мощность викуловской свиты варьирует от 70 до 290 *м*; палеонтологически свита не охарактеризована. В Заводоуковской скважине 2-Р, в прослое алевролита из этой свиты найдена шишка хвойного растения (*Pityostrobus sibiricus* K r y s h t.), указывающая на апт-альбский возраст (определение А. Н. Криштофовича). Этот возраст подтверждается и данными палинологического анализа: в спорово-пыльцевом комплексе в значительном количестве содержатся споры *Leiotriletes, Schizaeaceae, Cyatheaceae, Mohria*; изредка встречаются споры *Selaginella.*

Среди цветковых растений, представленных пыльцой, наиболее распространены *Pinaceae, Abies, Pinus (Subghaploxylon), Cedrus, Taxodiaceae*; единичные находки *Bennettitales, Ginkgoales, Cycadales.*

Выше викуловской свиты залегают отложения **ханты-мансийской свиты** (альб) мощностью до 250 *м*, местами разделяющейся на две

http://jurassic.ru/

подсвиты. Ханты-мансийская свита легко выделяется по керну (и каротажу) благодаря литологическим особенностям. Она сложена темно-серыми и черно-серыми глинами и аргиллитами, местами ленточнослоистыми, иногда с прослоями сидеритов, известняков и песчаников. В нижней части свиты обычно встречается комплекс фораминифер с *Ammobaculites agglutinans* Orb., представленный *Verneuilina praeasanoviensis* Balakhmatova, *Verneuilinella pusilla* Bulatova sp. n., *Discordis* aff. *dampelae* Mjatl., *Eponides dignus* Bulatova sp. n., *Saracenaria albica* Bulatova sp. n. и другие.

В Ханты-Мансийской скважине совместно с этим комплексом фораминифер был найден альбский аммонит *Cleoniceras bicurvatoides* Sinz. (определение В. И. Бодылевского), а в Увате — *Entolium* aff. *darius* Lor., *Inoceramus anglicus* Woods. (определение А. Е. Глазуновой и В. П. Ренгартена). В верхней подсвите ханты-мансийской свиты, охарактеризованной комплексом фораминифер с *Verneuilina asanoviensis* Zasp.; в разрезе Березовской скважины найден сеноманский аммонит *Entolium* ex gr. *balticus* Dames. Выше в ряде мест (г. Тюмень, сс. Уват, Березово) найдены *Inoceramus* ex gr. *labiatus* var. *lata* Woods., имеющие широкое распространение в нижнем туроне. Таким образом, не исключено, что ханты-мансийская свита, возможно, отвечает альбу, сеноману и частью нижнему турону. Комплекс фораминифер с *Verneuilina asanoviensis* Zasp. делится на два подкомплекса. В состав нижнего входят: *Reophex heteroloculus* Bulatova, *Rzehakine operta* Bulatova, *Gaudryina oblonga* Zaspelova. Для верхнего подкомплекса характерны: *Thurammina testideformadilis* Bulatova, *T. oblongovalis* Bulatova, *Miliammina* sp. По всей ханты-мансийской свите распространены остракоды: *Cytherattina hantaensis* Lübimova, *C. subcimilis* Lübimova, *Clithrocytherida polugensis* Lübimova, *C. flata* Sharapova.

Выше залегает **уватская свита,** отвечающая сеноману. Сеноманский возраст свиты определяется только по положению в разрезе (ниже туронских морских отложений). Уватская свита мощностью до 115—315 *м* слагается светло-серыми, серыми и зеленовато-серыми неслоистыми алевролитами, глинами и мелкозернистыми песками и песчаниками с редкими включениями растительного детрита и единичными зернами янтаря. Спорово-пыльцевой комплекс пород близок к таковому для ханты-мансийской свиты, особенно ее верхней части.

**Покурская свита** мощностью до 800 *м* и более, развитая на большей части рассматриваемой территории, представлена неравномерным чередованием светло-серых и серых мелкозернистых песков и песчаников, серых и зеленовато-серых, нередко углистых глин и глинистых алевролитов. Встречаются линзы и пласты бурого угля нерабочей мощности, количество которых обычно увеличивается в нижней части разреза. В разрезах покурской свиты, пройденных Колпашевской, Барабинской, Татарскими и Тебисскими скважинами, наблюдались редкие прослои пестроцветных глин, приуроченных к верхней части свиты. К югу от Барабинской скважины, на Ипатовской структуре, в районе д. Леньки и далее до южной границы распространения апт-сеноманских отложений, в составе покурской свиты заметно увеличивается содержание пестроцветных пород, и покурская свита фациально замещается леньковской.

Для покурской свиты характерны повышенная сидеритизация пород и проявление каолинизации, а также наличие обильного растительного детрита. В верхней части разреза часты включения янтаря. Встречаются многочисленные растительные остатки, в том числе: *Platanus* sp., *Trochodendroides* sp., *Asplenium dicksonianum* Heer,

http://jurassic.ru/

*Sphenopteris* cf. *psilotoides* (St. et Web.) Seward, *Gladophlebis* sp., *Phoenicopsis* cf. *magnifolia* Pryn., *Ph. speciosa* Heer. и др. (определения А. Н. Криштофовича и И. Н. Сребродольской), типичные для апта, альба и сеномана. Спорово-пыльцевой комплекс — папоротниково-хвойный. Он характеризуется значительным содержанием пыльцы *Pinus, Picea, Cedrus, Taxodiaceae.* Несколько северо-западнее г. Омска в покурской свите, вскрытой Саргатской скважиной 1-Р, в средней ее части, внутри зоны распространения янтаря, В. И. Романовой обнаружены многочисленные фораминиферы комплекса с *Verneuilina asanoviensis* Zasp. Это позволяет параллелизовать определенную часть разреза покурской свиты с ханты-мансийской свитой. В Тарской скважине внутри покурской свиты имеются прослои сильно известковистых, а также кварцево-глауконитовых песчаников и алевролитов с многочисленными остатками плохо сохранившихся раковин пелеципод: *Mactra* sp., *Anthomya* sp., *Panopeae* sp. и других (определения Н. С. Воронец). Обломки раковин *Tancredia* sp. были найдены в покурской свите, вскрытой Барабинской скважиной.

В Чулымо-Енисейском районе покурской свите, по стратиграфическому положению в разрезе, отвечают кийская или пировская свиты и нижняя подсвита симоновской свиты.

## ТУРОНСКИЙ ЯРУС

Туронские отложения широко развиты почти на всей территории низменности и выклиниваются лишь вблизи ее окраин. Они согласно залегают на сеноманских отложениях и перекрываются морскими осадками коньяка—сантона. В западной и центральных частях низменности, где развиты морские туронские отложения, они выделены в кузнецовскую свиту (по Кузнецовской опорной скважине). В Колпашево-Нарымском районе они входят в состав парбигской свиты, в районе с. Максимкина Яра и в Чулымо-Енисейском районе слагают верхнюю часть симоновской свиты. Это зеленовато-серые и пестроцветные песчанистые глины и алевролиты, мощностью до 150 *м*.

**Кузнецовская свита** мощностью 20—60 *м* вскрыта многочисленными скважинами. Она сложена алевритовыми зеленовато-серыми и серыми глинами, неслоистыми или тонкослоистыми, с включениями пирита и глауконита. Встречаются редкие прослои серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Глины часто пронизаны ходами червей, содержат остатки костей и чешуи рыб, редкие обломки раковин пелеципод. В Кузнецовской свите, пройденной Уватской опорной скважиной, найдены остатки верхнетуронского аммонита *Baculites romanovski* Arkh. (определение В. И. Бодылевского). В глинах кузнецовской свиты постоянно присутствует комплекс фораминифер с *Gaudryina filiformis* Berth. В состав этого комплекса входят: *Gaudryina filiformis* Berth., *Glomospira gaultina* Berth. var. *confusa* Zaspelova, *G. numerabilis* Bulatova, *Haplophragmoides darwini* Dain, *H. chapmani* Morosova, *H. semiinvolutus* Zaspelova, *Ammobaculites tuaevi* Zaspelova, *Spiroplectammina mirabilis* Bulatova, *Clavulina prodigiosa* Bulatova.

В палинологическом комплексе преобладает пыльца голосеменных. Из папоротниковых — характерны споры *Selaginella kemensis* Kov., *Stenozonotriletes radiatus* Kov., *S. exuperans* Kov., *Chomotriletes reduncus* Bolch., *Gleichenia* sp. (до 7%), единичные споры *Adiantum* sp., *Pteris* sp., *Polypodiaceae* и других. Для голосеменных интересно появление пыльцы *Dacrydium* sp., *Cedrus* sp., *Pinus* sp. (до 14%), преобладает *Taxodiaceae* (до 35%).

http://jurassic.ru/

Покрытосеменные представлены преимущественно пыльцой (до 28%) *Salix* sp., *Juglandaceae, Quercus* sp., *Castanea* sp., *Platanus* sp., *Ilex* sp., *Euonomys* sp., *Aralia* sp.; много мелкой пыльцы *Angiospermae* ближе не определимой; появляется пыльца *Proteaceae.* В Колпашево-Нарымском районе отложения турона, входящие в состав парбигской свиты, представлены кварцево-глауконитовыми песчаниками и алевролитами, иногда глинами с прослоями железных оолитовых руд и комплексом фораминифер с *Gaudzyina filiformis* Borth., характерным для кузнецовской свиты. Еще далее на восток и юго-восток появляются континентальные отложения турона, сложенные песками и алевролитами симоновской свиты.

## КОНЬЯКСКИЙ, САНТОНСКИЙ И КАМПАНСКИЙ ЯРУСЫ

В разрезе Западно-Сибирской низменности фауна руководящая для коньякского яруса пока не обнаружена. Вместе с тем нет указаний и на наличие перерыва с отложениями туронского яруса, в непосредственной близости от кровли которого (например, в разрезе Тарской опорной скважины, районе г. Тюмени и других местах) была найдена сантонская фауна. Таким образом, условно предполагается, что в разрезе низменности присутствуют коньякские отложения, вероятно, небольшой мощности и сходные в литологическом отношении с породами сантонского и кампанского ярусов. Наличие сантонского яруса в разрезе Западно-Сибирской низменности несомненно доказывается находками многочисленных пелеципод (*Oxytoma tenuicostata* Pöem.) и характерного комплекса радиолярий и фораминифер, приуроченных к опоковидным породам.

Фауны, датирующей кампанский ярус в пределах Западно-Сибирской низменности, пока также не встречено. Однако, по Н. П. Михайлову, кампанские *Baculites obtusus* Meek., *Scaphites cuvieri* Mort. были найдены в опоках и песчанистых диатомитах на р. Сев. Сосьве. Таким образом, в разрезе Западно-Сибирской низменности отложения кампанского яруса выделяются только условно. Коньякские и нижнесантонские отложения входят в состав ипатовской свиты, верхнесантонские и кампанские — в славгородскую свиту. Возрастным аналогом ипатовской свиты в Колпашево-Нарымском районе являются отложения верхней части парбигской свиты. В Максимо-Ярском и Чулымо-Енисейском районах ипатовская и славгородская свиты соответствуют нижней части сымской свиты.

**Ипатовская свита** (по Ипатовской разведочной скважине, к югу от г. Барабинска) сложена серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками, с прослоями алевролитов и глин, местами с растительным детритом, редкими зернами пирита, единичными фораминиферами, ядрами радиолярий и неопределенными остатками пелеципод. В Татарской скважине Р-2, в прослое песчаника из ипатовской свиты, встречены фораминиферы комплекса с *Gaudryina filiformis* Berth., характерные для нижележащей кузнецовской свиты. Таким образом вероятно, что местами формирование ипатовской свиты началось в туронское время. В районе среднего течения р. Оби (Нарымско-Колпашевском районе) в отложениях ипатовской свиты наблюдаются лептохлоритовые песчаники и пласты оолитовых гидрогетитовых руд. Ипатовская свита в районе г. Барабинска и Кулундинской степи достигает мощности до 100 *м* и более. К западу от г. Барабинска мощность ипатовской свиты быстро уменьшается и в разрезе у г. Омска составляет всего 10—12 *м*.

http://jurassic.ru/

В Колпашево-Нарымском районе ипатовская свита и нижележащие кузнецовская и покурская свиты постепенно замещаются парбигской свитой (по р. Парбиг, левому притоку р. Оби). В верхней части, соответствующей ипатовской свите, парбигская свита представляет чередование гидрогётитовых и лептохлоритовых песчаников с подчиненными прослоями зеленовато-серых глин и алевролитов с рассеянными оолитами гидрогётита.

**Славгородская свита** (по г. Славгороду, Алтайского края) отчетливо выделяется в разрезах скважин характерным литологическим составом. Внизу обычно залегают опоковидные глины и опоки с включениями глауконита и редкими прослоями опоковидных алевролитов. Выше в разрезе преобладают зеленовато-серые и светло-серые алевритистые глины, с характерным скорлуповатым изломом, местами слабо опоковидные. К опоковидным породам приурочены находки сантон-кампанской фауны *Oxytoma tenuicostata* Roem. По всему разрезу свиты обычно встречаются фораминиферы и радиолярии комплекса с *Haplophragmoides, Spiroplectammina, Dictyomitra, Striata.* Для верхней части свиты наиболее характерны фораминиферы: *Bathysiphon pseudonasariaformis* Bul., *Haplophragmoides glomaratiformis* Zasp., *Haplophragmium subaequalis* (Mjatl.), *Spiroplectammina optata* Kiss., *Eponides sibiricus* Neck., *Anomalinoides pinguis* (Jenn.); для нижней части свиты — *Spiroplectammina lata* Zasp., *S. vasjuganensis* Kiss., *S. variabilis* Neck., *Ammobaculites uvaticus* Bul., *A. sibiricus* Bul. sp. n. Из радиолярий наиболее характерными являются *Spongoprunum articulatum* Lipm., *Amphibrachium spongiosum* Lipm., *Histiastrum astrum* Lipm., *Dictyomitra striata* Lipm., *D. uralica* Gorb.

Палинологические данные не дают указаний для выделения раздельно коньяка, сантона и кампана. В суммарной палинологической характеристике отложений этого возраста (т. е. ипатовской и славгородской свит) преобладают споры папоротникообразных (до 60%) и в том числе: *Sphagnum* sp. (до 2%), *Lycopodium* sp. (до 7%), *Cyathea* sp. (до 5%), *Polypodiaceae* (до 2%), *Gleichenia* sp. (до 6%), единичные *Schizaea dorogensis* (R. Rot.) Kov., *Stenozonotriletes radiatus* Kov., *Chomotriletes reduncus* Bolch. Из голосеменных преобладает пыльца *Dacrydium* sp. (до 1%), *Picea* sp., *Pinus* sp., *Cedrus* sp. (до 11%), *Taxodiaceae, Cupressaceae* (до 4%). Покрытосеменные (до 21%) представлены *Myrica* sp., *Carya* sp., *Proteaceae, Santalaceae, Liquidambar* sp., *Ilex* sp., *Myrtaceae, Extratriporopollenites* sp. (до 10%).

Еще далее на восток, в Максимо-Ярском районе развита сымская свита, нижняя часть которой, мощностью до 130 *м,* соответствует, вероятно, коньякскому, сантонскому и кампанскому ярусам. Эта часть разреза сымской свиты представлена серыми и светло-серыми каолинизированными песками и песчаниками, темно-серыми алевролитами и глинами.

### МААСТРИХТСКИЙ ЯРУС

Отложения маастрихта распространены почти повсеместно, за исключением самой южной окраины низменности. Литологическая и фациальная характеристика отложений этого возраста различна для разных частей рассматриваемой территории. На большей части площади развиты морские глинисто-мергелистые отложения ганькинской свиты, охарактеризованные обильной маастрихтской фауной аммонитов, пелеципод, гастропод, фораминифер, остракод и других.

Восточнее меридиана 86° по данным буровых работ выявлена широкая полоса развития прибрежно-морских маастрихтских отложений несколько иного состава. Это глауконитово-глинистые песчаники, пески

http://jurassic.ru/

и алевролиты, реже глины (относимые по схеме 1960 г. также к ганькинской свите), с которыми связаны колпашево-бакчарские оолитовые железные руды. На остальной территории и далее, вплоть до р. Енисея, распространены преимущественно песчаные отложения маастрихтского возраста, относящиеся к верхней половине сымской свиты, охарактеризованные отпечатками семян и палинологическими комплексами. Верхняя и нижняя границы маастрихтских отложений в последнем случае устанавливаются с трудом, ввиду близости литологического состава и сходного характера органических остатков в покрывающих и подстилающих отложениях. Ниже приводится более подробная характеристика маастрихтских отложений в различных фациальных зонах.

**Ганькинская** (по скв. на ж.-д. ст. Ганькино) **свита,** мощностью до 250 *м,* согласно залегает на породах славгородской свиты. По литологическому составу, а также видовому составу органических остатков отложения ганькинской свиты весьма однотипны на значительной площади ее развития. Это серые и зеленовато-серые неяснослоистые известковистые глины и мергели с редкими прослоями глинистых алевролитов, мелкозернистых песчаников и сидерита. Породы нередко сидеритизированы, часто содержат включения пирита и глауконита. Местами (Барабинск, Славгород и т. д.) наблюдается размыв в кровле свиты, местами же, как, например, в среднем течении р. Парабели (скв. 7-К) и, как указывает Ф. Г. Гурари, на Тебисском валу и Бакчарской площади (западнее г. Томска) — она полностью отсутствует, по-видимому, вследствие размыва.

Возраст свиты определяется довольно уверенно. Здесь встречаются многочисленные остатки маастрихтской фауны и в том числе: *Baculites* cf. *baily* Woods., *B. vertebralis* Lam., *B. anceps* Lam. var. *leopoliensis* Now., *B. sibiricus* Glasun., *Inoceramus regulatus* Hag., *Pecten crispulus* Böhm., *Entolium anlaevis* Glasun., *Aequipecten pulchellus* Nills. var. *nasuta* Mort., *Pycnodonta vesicularis* Lam., *Terebratula carnea* Sow., *Tancredia americana* Meek. и другие (определения Н. Н. Бобковой, А. Е. Глазуновой, Н. П. Луппова, А. С. Турбиной). Нижняя часть разреза ганькинской свиты (нижний подъярус маастрихта) и часть верхнего характеризуется фораминиферами: *Gaudryina rugosa* var. *spinulosa* Neck., *Spiroplectammina variabilis* Neck., *Heterostomella carinata* Franke, *Cidicides aktugayensis* Vass., *Bulimina omskensis* Kiss., *Angulogerina cristata* Mars., *Bolivinoides decoratus* Jon., *B. senonicus* Dain., *Bolivina decurreus* Ehr. Верхняя часть верхнего маастрихта характеризуется фораминиферами: *Spiroplectammina kasanzevi* Dain., *Heterostomella faveolata* Mars., *Bulimina rosencrantzi* Brotz., *B. virgata* Kiss. et Freim., *Cibicides bembix* Mars.

Обычно встречаются остракоды: *Cytherella temporalis* Mdlst., *Krithe simplex* Jon. et Hinde, *Procytheropteron virgineum* Jon., *Xestoleberis triangularis* Mdlst. и другие.

Спорово-пыльцевой комплекс здесь следующий: папоротникообразных до 20%, споры *Polypodiaceae* (до 6%), *Schizaea dorogensis* (R. Rot.) Kov. (до 1%, редко 1,5%). Голосеменные — пыльца: *Dacrydium* sp. (до 8%), *Abies* sp., *Cedrus* sp., *Pinus* sp. sub. gen. (*Strobus*) (до 15%), *Taxodiaceae* (до 18%). Покрытосеменные очень разнообразны. Особенно характерны пыльца *Proteaceae* (до 15%), *Santalaceae* (до 5%), *Agniapollenites* sp. (до 20%), *Triporina globosa* Chl., *T. mirifica* Chl. и других. Единична пыльца *Alnus* sp., *Carpinus* sp., *Quercus* sp., *Nyssa* sp., *Oleaceae* и других.

Отложения маастрихта, развитые в Колпашево-Нарымском районе, достигают мощности более 300 *м.* Они пройдены многочисленными колонковыми скважинами по рр. Ваху, Тыму, Кети и др., известны по

http://jurassic.ru/

данным бурения на Колпашевской площади и из других мест. Они здесь представлены серовато-зелеными и серыми глауконитовыми песками и песчаниками, иногда сливными, переслаивающимися с глинистыми алевролитами, реже глинами, иногда слабо известковистыми. Наблюдаются желваки и линзы сидерита, неравномерная, но постоянная примесь лептохлорита и глауконита, включения пирита, незначительные прослои оолитовых железных руд.

Характерно наличие прослоев плохо сортированных песчано-глинистых пород (с примесью мелкого гравия, кварца и кремния). Встречаются обломки раковин пелеципод, реже аммонитов, ежей, иногда растительный детрит, местами — многочисленные следы ползания червей. В Колпашевской опорной скважине, в отложениях, относимых к низам маастрихта, найдены *Oxytoma tenuicostata* Roem. (определение А. Е. Глазуновой).

В Нарымской скважине 3-К были определены *Baculites anceps* Lam. var. *leopoliensis* Now., *Fusus* sp. (определения А. Е. Глазуновой) и установлено (О. И. Шмидт) наличие характерного для маастрихта (или самых низов датского яруса) морского ежа *Hemiaster sibiricus* Schmidt. Встречается обедненная микрофауна комплекса с *Cidicides globigeriniformis*.

Континентальные озерно-аллювиальные отложения маастрихта, входящие в **сымскую свиту** (по р. Сыму), развитые в восточной части территории, представлены полимиктовыми мелкозернистыми серовато-белыми песчаниками и алевролитами с гидрослюдисто-каолиновым цементом, с прослоями углистых белых и бурых каолинитовых глин. Характерно наличие обильного растительного детрита, остатков растений (касская флора). На р. Касе эти отложения (по И. В. Лебедеву) содержат богатую сенонскую флору: *Podozamites tenuinervis* Heer, *Ginkgo orenulata* Hollick., *Tumion sibiricum* Leb., *Taxodium angustifolium* Heer, *Populites pseudoplatanoides* Leb., *Magnolia inglefieldii* Heer, *Platanus marginata* Heer, *Pseudoprotophyllum evenkiense* Leb., *P. magnifolium* Hallick., *P. crenulatum* Hollick., *Cissites sibirensis* Leb.

## ДАТСКИЙ ЯРУС

Отложения датского яруса выделяются совместно с маастрихтом и в пределах описываемой территории представлены морскими и прибрежно-морскими (ганькинская свита) и континентальными (сымская свита) отложениями. В верхней части разреза ганькинской свиты, соответствующей датскому ярусу, выделяется комплекс фораминифер с *Anomalina praeacuta* Vass., *Clavulina parisiensis* Orb., *Gyromorphina allomorphinoides* Reuss, *Globigerina compressa* var. *pseudobulloides* Plum., *C. varianta* Subb., *Pseudoparella culter* Park. et Jon., *Anomalina danica* Brotz., *Cidicides spiropunctatus* Gall. et Morr.

Литологически граница между маастрихтом и датским ярусом не устанавливается.

К востоку от р. Оби известны континентальные отложения датского яруса, входящие в верхнюю часть сымской свиты. Это рыхлые светло-серые и белые мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты, реже песчаники, частью каолинизированные, с прослоями серых алевритистых и песчаных глин с растительным детритом и остатками растений *Ginkgo minor* Hollick., *Tumion gracillimum* Hollick., *Populus burejensis* Pojark., *Populites pseudoelegans* Hollick., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Paliurus colombii* Heer, *Zizyphus kolumensis* Krysht.

http://jurassic.ru/

Спорово-пыльцевой комплекс пород сымской свиты, по данным И. М. Покровской, характеризуется небольшим содержанием спор *Gleicheniaceae, Cyatheaceae, Dicksoniaceae, Pinaceae.* Характерно также небольшое количество пыльцы *Betulaceae, Quercus, Castaneae.* Довольно много пыльцы *Pinaceae*; единично встречается пыльца *Fagus, Magnolia, Santalaceae.*

## *ОБЩАЯ СВОДКА*

Широко развитые в Западно-Сибирской низменности отложения мелового периода довольно однообразны, благодаря чему корреляция их затруднительна.

Разрез меловых отложений низменности почти лишен известняков, но в ряде свит содержит известковистые породы. Здесь чередуются серые и красноцветные терригенные породы, причем в центральной и северной частях низменности резко преобладают серые морские, а на юге и юго-востоке много красноцветных и светло-серых лагунных и континентальных толщ. Только в середине раннего мела пестроцветы распространялись и на центральные части низменности (киялинская свита).

Алтае-Саянская область в меловом периоде представляла собой сушу.

Меловые терригенные отложения представлены тонко- и мелкозернистыми осадками: здесь преобладают глины, много алевролитов, меньше мелкозернистых песков. Грубозернистые породы, средне- и крупнозернистые пески и конгломераты здесь не известны. Все это указывает на то, что интенсивно расчлененного гористого рельефа в Алтае-Саянской области (вблизи от областей седиментации) здесь в это время не было. Территория Алтая, Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Салаира и Колывань-Томской зоны обладала, очевидно, холмистым рельефом, а местами переходила в область невысоких гор; во времена опусканий (пенепленизаций) рельеф еще более выравнивался. По окраинам Западно-Сибирской низменности существовали участки более интенсивного прогибания (Чулымо-Енисейская, Ненинско-Чумышская и другие впадины), опоясывавшие горные возвышенности.

Меловые отложения на всей огромной территории Западной Сибири залегают спокойно, почти горизонтально и обычно не диагенетизированы.

Всего в меловом периоде имело место два-три широких поднятия, чередующихся с тремя опусканиями; при опусканиях, одновременно с ингрессиями моря, в континентальной области образовывались коры выветривания (известны три коры выветривания). Поднятия сопровождались размывом образовавшихся возвышенностей, а местами и осадков прибрежных окраинных частей морских бассейнов. Массы терригенного материала выносились при этом в пределы низменности, где и накапливались в виде мощных толщ алевропелитов. При анализе сводного разреза меловых отложений Западной Сибири (Казаринов, 1958) обращает на себя внимание общая ритмичность его, определенная закономерность в размещении различных по литологическому составу осадков и связанных с ними полезных ископаемых.

В составе меловой толщи могут быть выделены следующие осадочные формации. Терригенная морская формация валанжина объединяет осадки тебисской свиты Западно-Сибирской низменности и начинает меловую толщу. Темные известковые, внизу битуминозные аргиллиты являются связующим звеном между глинистыми осадками верхней юры (марьяновская свита), знаменующими максимум морской трансгрессии, и песчаными осадками верхней части валанжина (тарская

http://jurassic.ru/

свита), знаменующими начало регрессии. Морские породы верхней юры — нижнего валанжина занимают огромную площадь в пределах Западно-Сибирской низменности. На востоке морской бассейн включал район Максимо-Ярской скважины, на юге заходил за г. Омск, на западе доходил до г. Тюмени, на север простирался, очевидно, до Ледовитого океана. В Чулымо-Енисейском районе в это время накапливались красноцветные известковистые породы (низы илекской свиты).

Светлые пески, часто сильно известковистые, алевролиты, мергели и глины, объединяемые под названием тарской свиты валанжин-готерива, составляют следующую терригенную формацию. Еще выше залегает пестроцветная формация готерив—баррема. На огромной площади, прилегающей к обрамлениям низменности, распространены пестроцветные глины, аргиллиты и пески, объединяемые под названием киялинской, а в Чулымо-Енисейской впадине — синхронной ей верхней части илекской свиты. Отложения, характеризующиеся повышенной известковистостью и железистостью, относятся к лагунно-континентальным фациям. Морские и прибрежно-морские осадки этого времени известны лишь в центральных и северо-западных районах низменности. Здесь они представлены сероцветной толщей аргиллитов, алевролитов и песчаников, объединяемых под названием вартовской свиты.

На пестроцветных, а в центральной части низменности на сероцветных породах готерив—баррема залегает серая песчано-глинистая толща апт—альб—сеномана, составляющая следующую терригенную формацию. Формация эта (покурская свита) сложена мелкозернистыми песками и песчаниками с прослоями алевролитов и глин. В ней характерны значительная примесь растительного детрита, а также прослойки угля и углистых пород. В нижних горизонтах формации и в ее окраинных примыкающих к обрамлению частях наблюдаются прослои кварцевых песков, белых и цветных глин, а в Чулымо-Енисейской впадине — красноцветные бокситоносные осадки (пировская—кийская свита), классифицируемые как переотложенные продукты древней коры выветривания.

Приведенный материал позволяет выделить баррем-аптскую формацию коры выветривания, остатки которой известны в пределах Алтае-Саянской суши (в Кузнецком Алатау), на Урале, в Казахстане и в других районах горного обрамления низменности. Кора выветривания сформировалась в условиях значительно пенепленизированной страны, обрамлявшей низменность при относительно слабых тектонических движениях. В Западно-Сибирской депрессии в это время, очевидно, накапливались маломощные морские осадки, затем уничтоженные эрозией.

Терригенная формация апт—альб—сеномана знаменует значительное усиление тектонической напряженности — начались поднятия в зонах обрамления, в которые были вовлечены и значительные территории низменности. Благодаря этому произошла одна из крупнейших в мезозое Западной Сибири регрессия. Морской режим сохранился в это время только в западной части низменности. Возможно, что в период этого поднятия были смыты не только продукты коры выветривания в зонах обрамления, но и маломощные морские осадки аптской трансгрессии (?), выделенные на большей части низменности условно; фаунистически охарактеризованы только осадки альба.

Баррем-аптской формацией коры выветривания завершается крупный раннемеловой этап в истории осадконакопления: терригенная, терригенно-известковистая и пестроцветная формации составляют в нем единый генетический ряд, объединяемый под названием осадочной

http://jurassic.ru/

серии. В основании этой нижнемеловой серии залегают битуминозные осадки марьяновской свиты, считающиеся нефтепроизводящими.

Новая осадочная серия (альб—сеноман) начинается терригенной формацией, в составе которой заметную роль играют переотложенные продукты баррем-аптской коры выветривания, развившейся на континенте. Выше следует терригенно-известковистая формация сеномана (верхи покурской свиты), сложенная в центральных частях низменности алевролитами, глинами и мелкозернистыми песками с растительным детритом, часто с известковистым цементом, с прослоями мергелей и известняков, исчезающими к югу. Нижняя граница этой формации очень изменчива, и породы с повышенной известковистостью иногда спускаются в отложения апт—альба. По простиранию они сменяются неизвестковистыми.

На юге низменности в Кулундинской степи, в Павлодар-Семипалатинском Прииртышье и в районе Кайнаминской впадины распространены синхронные красноцветные песчано-глинистые отложения (леньковская свита), объединяемые в пестроцветную формацию.

Между терригенно-известковистыми отложениями сеномана (верхи покурской свиты) и березовской опоковидной толщей сантона распространены породы (кузнецовская — парбигская свита) выделяемые в самостоятельную кремнисто-глауконитовую формацию. Обычно это зеленовато-серые, порой опоковидные, иногда известковистые алевритистые глины с редкими прослоями алевролитов, а также мергелей и известняков. В районах, прилегающих к обрамлению, в них заметную роль играют пески и порой появляются мелкие конкреции фосфоритов.

В вышележащую кремнистую формацию (березовская свита) объединены опоковидные отложения сантона, широко распространенные в западной и центральной частях низменности. На востоке они сменяются песчано-глинистой толщей, обогащенной в районе с. Колпашево соединениями железа (низы сымской свиты). Эта, а также нижележащая кремнисто-глауконитовая формация являются осадочными эквивалентами формации коры выветривания, распространенной в областях размыва.

Накоплением кремнистых осадков сантона в низменности и коры выветривания на континентах завершается верхнемеловой этап осадконакопления, объединяющий последовательный ряд формаций. Эта новая осадочная серия, начавшая формироваться в условиях регрессии, завершается в низменности осадками крупнейшей в мезозое турон-сантонской морской трансгрессии.

Серые и зеленовато-серые, обычно известковистые глины с прослоями мергелей, реже известняков и глинистых алевролитов составляют терригенно-известковистую формацию кампан(?)-маастрихт-датского возраста, начинающую следующую верхнемеловую серию. Ближе к обрамлению в осадках появляются прослои кварцевых песков.

В палеогене выделяется следующая осадочная серия. После кремнисто-глауконитовой формации палеоцен—эоцена залегает кремнистая формация эоцена. На обрамлении низменности в эоцене оформилась мощная кора выветривания; в пределах самой низменности в это время была широко развита морская трансгрессия.

## ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ (ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ)

### *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

Третичные отложения в Западной Сибири впервые были изучены на восточном склоне Урала академиком А. П. Карпинским (1883 г.). Вслед за ним Н. К. Высоцкий (1896 г.) дал первую стратиграфическую

http://jurassic.ru/

схему третичных отложений Западной Сибири, среди которых он выделил палеогеновые и неогеновые осадки.

По Н. К. Высоцкому, в палеогене здесь можно выделить отложения эоцена и олигоцена. К эоцену им были отнесены морские зеленовато-серые крупнозернистые пески с глауконитом и опоковидные песчаники с эоценовой фауной. Олигоцен представлен синевато-серыми, местами пестрыми пластичными глинами, богатыми гипсом, с подчиненными прослоями железистого песчаника.

К неогену, а также к миоцену Н. К. Высоцкий отнес различного рода суглинки, пески, глины, глинистые мергели и др. породы с фауной пресноводных моллюсков. Возраст отложений, относимых Н. К. Высоцким к миоцену, был позднее пересмотрен В. В. Богачевым (1908 г.), который после обработки моллюсков пришел к выводу, что эти слои правильнее считать плиоценовыми.

М. Э. Янишевский (1915 г.) описал континентальные третичные отложения, развитые у г. Томска, и нашел в них листовую флору, отнесенную им к миоцену.

Б. А. Штылько (1934 г.), на основании изучения фауны пресноводных рыб из толщи континентальных третичных отложений Западной Сибири, приходит к выводу о ее неогеновом возрасте.

Л. В. Введенский (1933 г.) в геологическом очерке западной части Западно-Сибирской низменности привел данные о континентальных отложениях с р. Тавды, содержащих олигоценовую флору.

А. Г. Бер (1938 г.) опубликовала данные о своих исследованиях в бассейне р. Ишима и в низовьях рр. Тобола, Демьянки, Салыма. В составе континентальных третичных отложений этого района ею выделены отложения верхнего миоцена (синевато-серые суглинки), миоплиоцена (микрослоистые суглиносупеси и грубозернистые пески), нижнего плиоцена (трепеловидные супеси и пески) и среднего плиоцена (зеленовато-бурые суглинки с мергелистыми конкрециями и с богатой фауной моллюсков, определенной В. И. Жадиным). Выводы А. Г. Бер о возрасте вышеописанной толщи подтверждены результатами изучения флоры А. Н. Криштофовичем (отпечатки листьев) и П. А. Никитиным (остатки семян).

Большое влияние на выводы всех последующих авторов о возрасте континентальной третичной толщи центральной части Западной Сибири имела работа А. Н. Криштофовича и М. И. Борсук (1939 г.) о миоценовом возрасте третичной флоры у села Екатерининского, близ г. Тары на р. Иртыше.

В. Г. Васильев (1946) в составе третичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности выделил:

Эоцен — опоково-глауконитовую толщу.
Олигоцен: а) нижнюю свиту — листоватых глин, мощностью 50—60 *м*;
б) верхнюю свиту — кварцевых песков, мощностью более 100 *м*.
Миоцен — пылеватые тонкослоистые суглинки палевого и сизого цвета, мощностью не меньше 70 *м*.
Плиоцен — палевые суглинки с обилием пресноводных моллюсков, мощностью 10—15 *м*.

В 1947 г. В. А. Николаев в составе континентальной третичной толщи низменности, перекрывающей морские палеогеновые отложения, выделил отложения миоцена и нижнего плиоцена. Миоценовая толща осадков была разделена им, по литологическому составу, на две свиты:

| | |
|---|---|
| Нижняя свита, представленная светло-серыми, коричневато-серыми мелкозернистыми, пылеватыми, слюдистыми тонкослоистыми песками . . | 50—70 *м* |
| Верхняя свита, сложенная переслаивающимися глинами, суглинками и песками . . . . . | 80—100 *м* |

http://jurassic.ru/

На размытой поверхности миоценовых образований, по В. А. Николаеву, залегают отложения нижнего плиоцена, среди которых им выделено три свиты (снизу вверх):

Бещеугольская свита мелкослоистых коричневато-серых суглинисупесей, реже глин и песков . . . . . от 20 до 30 *м*

Ишимская свита трепеловидных белых и светло-серых суглинков, супесей и мучнистых песков с тонкой горизонтальной и переметной слоистостью . . . . . до 20 „

Черлакская свита горизонтально-слоистых серых, черных и зеленых глин с мергелистыми конкрециями . . . . . до 15 „

Таким образом, вся толща континентальных третичных отложений, залегающих непосредственно на морских глинах нижнего олигоцена, была отнесена В. А. Николаевым к неогену, в составе которого им были выделены миоценовые и нижнеплиоценовые отложения.

В настоящее время установлено, что в центральных районах Западно-Сибирской низменности третичные отложения достигают мощности 600 *м*. В их составе выделены морские отложения палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена и перекрывающая их толща континентальных третичных отложений, в отношении возраста которой до самого последнего времени не было единодушного мнения.

В 1956 г. на Межведомственном совещании по выработке унифицированных схем стратиграфии Сибири была принята первая для Западно-Сибирской низменности унифицированная схема третичных отложений. В 1960 г. эта схема на основании новых данных была значительно уточнена и для описываемого в данном томе района Западной Сибири представлена в таблицах 22 и 23.

## *ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКАЯ ВПАДИНА*

Третичные отложения в Чулымо-Енисейской впадине не имеют сплошного распространения. Они представлены сравнительно мощной аллювиальной толщей олигоцена, занимающей большие площади только в северо-восточной части Чулымо-Енисейской впадины — в районе Кемьского прогиба (бассейне р. Кеми и к северу от ее устья) на водоразделе Енисея и Сочура и в верховьях р. Каса. В южных районах впадины третичные отложения распространены небольшими пятнами среди сплошного поля меловых отложений.

Впервые третичные отложения в восточной части Чулымо-Енисейской впадины были выделены И. В. Лебедевым (1938 г.) под названием еланской свиты. М. П. Нагорский (1939 г.) описал их под названием вараковской свиты. Позднее К. В. Боголепов (1959 г.) подразделил эти же осадки (снизу вверх) на бельскую и кирнаевскую свиты (см. табл. 22). По его данным выходы бельской свиты, вытянуты на протяжении около 300 *км* от с. Большая Мурта на юге до р. Большого Каса на севере и намечают крупную речную долину олигоценового возраста, проходившую почти параллельно современному Енисею в зоне сопряжения Енисейского кряжа с Чулымской впадиной. Наиболее полный разрез третичных отложений получен по обнажениям и скважинам в осевой части Кемьского прогиба близ д. Вараковской.

На левом берегу р. Кеми около д. Вараковской, в обрыве высотой до 20 *м* под слоем четвертичного суглинка обнажена толща ожелезненных песчано-галечниковых отложений кирнаевской свиты, в которой выделяются (сверху вниз):

Песок разнозернистый, косослоистый, слабо ожелезненный с примесью гравия . . . . . 2,00 *м*



http://jurassic.ru/

Таблица 22

**Схема стратиграфии и корреляции разрезов континентальных палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской низменности (1960 г.)**

| Система | Отдел | Подотдел | Серия | Горизонт | Барабинско-Кулундинский район | Северная часть Тобол-Иртышского междуречья | Центральная часть Западно-Сибирской низменности | Томский район | Западная часть Обь-Енисейского междуречья | Приенисейский район |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Неогеновая | Плиоцен | Верхний | Бурлинская | Кустанайский | Кочковская свита (нижняя часть) 40—50 *м* | ? | Отложения отсутствуют | Кочковская свита (нижняя часть) 25 *м* | Отложения отсутствуют | Отложения отсутствуют |
| | | Средний | | | | | | | | |
| | | Нижний | | Павлодарский | Павлодарская свита 30—50 *м* | Павлодарская свита 10—20 *м* / Стрижовская толща 5—30 *м* | Стрижовская толща до 25 *м* | Бурлинская серия 30 *м* | | Асташевская свита 20 *м* |
| | Миоцен | Верхний | | | | | | | | |
| | | Средний | | | | | | | | |
| | | Нижний | | Таволжанский | Таволжанская свита 25—80 *м* | Таволжанская свита 10—30 *м* | | | | Кирнаевская свита до 40 *м* |
| Палеогеновая | Олигоцен | Верхний | Некрасовская | Знаменский | Знаменская свита 20—90 *м* | Туртасская свита: Верхняя (угленосная) подсвита 10—30 *м*; Нижняя (безугольная) подсвита 50 *м* | Туртасская свита: Верхняя (угленосная) подсвита 10—30 *м*; Нижняя (безугольная) подсвита 40—80 *м* | Болотнинская свита 20—40 *м* | Корликовская толща: Ажарминская свита 3—20 *м* | Бельская свита |
| | | Нижний и средний | | Новомихайловский | Новомихайловская свита 30—50 *м* | Новомихайловская свита 50 *м* | Новомихайловская свита 60—85 *м* | Новомихайловская свита 80 *м* | Новомихайловская свита 20—40 *м* | |
| | | | | Атлымский | Атлымская свита 20—50 *м* | Атлымская свита 20—30 *м* | Атлымская свита 30—80 *м* | Атлымская свита 30—60 *м* | Атлымская свита 20—35 *м* | Отложения отсутствуют |
| | | | | Чеганский | Чеганская свита | | | | | |

http://rusneft.ru

Таблица 23

**Схема стратиграфии и корреляции разрезов морских палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности (1960 г.)**

| Унифицированная схема | | | | Корреляционная региональная стратиграфическая схема | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Система | Отдел | Подотдел | Горизонт | Барабинско-Кулундинский район | Омский район | Покурско-Ларьякский район | Колпашево-Нарымский район | Максимкино-Ярский район | Чулымо-Енисейский район |
| Палеогеновая | Олигоценовый | Нижний | Чеганский | Чеганская свита 100—170 *м* | Чеганская свита 20—200 *м* | Юрковская толща 25—50 *м* | | Отложения отсутствуют | Отложения отсутствуют |
| | Эоценовый | Верхний | Люлинворский | Люлинворская свита 40—115 *м*: Верхняя подсвита | Люлинворская свита | Олентинская толща | Верхняя подсвита 25—135 *м* | | |
| | | Средний | | | | | | | |
| | | Нижний | | Нижняя подсвита | | | Нижняя подсвита 20—40 *м* | | |
| | Палеоценовый | | Талицкий | Отложения отсутствуют | Рявкинская свита | Талицкая свита 25—95 *м* | Парабельская свита 10—25 *м* | | |
| | | | | | | Отложения отсутствуют | | | |

http://jurassic.ru/

| | |
|---|---|
| Переслаивание галечника с разнозернистым горизонтально-слоистым песком; в гальке (размером до 9 *см*) — кварц, кварциты и различные метаморфические и изверженные породы. Встречаются крупные окатыши серой глины (до 30 *см*). Породы ожелезнены и окрашены в желто-бурый цвет . . . | 4,00 *м* |
| Песок мелкозернистый, косослоистый, ожелезненный . . . . . | 1,70 „ |
| Галечник, состоящий из чередующихся горизонтально-слоистых и косослоистых серий, со слабым железистым цементом . . . . . | 8,00 „ |
| Переслаивание охристо-бурого сильно ожелезненного песка, содержащего гальку с сильно песчанистой слюдистой буровато-серой глиной . . . | 4,00 „ |

Минералогический состав тяжелой фракции песков и галечников из этого обнажения характеризуется высоким содержанием эпидота—цоизита и ильменита, присутствием граната, моноклинного пироксена и минералов из группы метаморфических пород.

Описанную толщу песчано-галечниковых ожелезненных отложений К. В. Боголепов относит к кирнаевской свите и определяет возраст ее, по данным спорово-пыльцевого анализа, как миоценовый. Отложения этой свиты с размывом залегают на отложениях бельской свиты, представленной по данным бурения (сверху вниз):

| | |
|---|---|
| Глина алевролитовая зелено-серая с прослоями песка и с растительным детритом . . . . . | 4,6 *м* |
| Песок тонкозернистый алевритовый с намывами растительного детрита | 3,4 „ |
| Песок разнозернистый, глинистый, грязно-белый с включениями гальки. В основании слоя переходит в галечник . . . . . | 2,0 „ |
| Переслаивание глины алевролитовой зеленовато-серого цвета с прослоями черных углистых глин и со слабым тонкозернистым глинистым песчаником и алевролитом. В породе масса растительного детрита и обломков обуглившейся древесины . . . . . | 53,0 „ |
| Песок разнозернистый, глинистый с галькой . . . . . | 13,5 „ |
| Переслаивание глины черной углистой с глиной алевритистой . . . | 19,0 „ |
| Песок разнозернистый, глинистый с галькой . . . . . | 56,4 „ |
| Переслаивание глин, алевролитов и галечников. В породе масса растительных остатков . . . . . | 19,7 „ |
| Галечник с небольшим количеством мелкозернистого глинистого слюдистого песка серого и бурого цвета . . . . . | 5,8 „ |

Ниже по течению р. Кеми нижние горизонты бельской свиты выходят на дневную поверхность и обнажаются около дд. Михайловской и Соболевской, где они с размывом ложатся на отложения сеномана-турона.

В этих обнажениях, а также близ д. Сотниковой на р. Галкиной из бельских железистых песчаников и алевролитов А. Р. Ананьевым (1948 г.) описаны отпечатки листьев типичных для среднего олигоцена Тургая и Западной Сибири — *Liquidambar europaea* A. Br., *Ulmus pseudcamericana* Lesq., *Salix varians* Goepp., *Carpinus grandis* Ung., *C. multinervis* Chachl., *Fagus antipovii* Heer, *F. cordifolia* Heer, *Dryophyllum* sp., *Juglans* aff. *acuminata* A. Br., *Juglans* sp., *Pterocarya castaneifolia* (Goepp.) Schlecht.

Приведенный список форм, наличие в осадках бельской свиты прослоев лигнитов и обилие растительного детрита позволяет с уверенностью параллелизовать ее с новомихайловской свитой южных районов Западно-Сибирской низменности или же с чиликтинской свитой Тургая.

В южной части Чулымо-Енисейской впадины отложения бельской свиты установлены Н. И. Поплавским и А. М. Мельниковым в бассейне р. Чети и ее притока р. Тюхтета, а также по р. Улую в районе с. Вагино. Отложения бельской свиты представлены там разнозернистыми кварцевыми в разной степени ожелезненными песками, реже глинистыми каолинизированными песками с прослоями серых, зеленовато-серых, желтовато-бурых и коричневых глин. К низам разреза приурочены темно-серые, реже черные жирные плотные глины с лигнити-

http://jurassic.ru/

зированной древесиной. Иногда в основании песчаной толщи встречаются лигниты мощностью до 2 *м*. В бассейне р. Улуя среди разнозернистых песков встречаются галечники, сцементированные охристой глиной.

Мощность бельской свиты в описываемом районе колеблется в пределах 10—25 *м*. В спорово-пыльцевом комплексе ее изобилует пыльца *Fagaceae, Ulmaceae* и *Nyssa* при относительно низком содержании пыльцы *Betulaceae* и трав, что позволяет сопоставлять отложения бельской свиты бассейнов рр. Чети и Улуя с синхронными отложениями Кемского прогиба.

В юго-западной части Чулымо-Енисейской депрессии угленосные отложения олигоцена распространены в бассейне р. Чулыма и по р. Яе, где они представлены песчано-глинистыми породами новомихайловской свиты, залегающими на отложениях верхнего мела.

В нижнем течении р. Яи отложения новомихайловской свиты обнажаются в цоколе надпойменной террасы по правому берегу этой реки и вскрыты скважинами на Яя-Томском междуречье. Они представлены песчано-глинистыми сероцветными угленосными отложениями мощностью до 25—30 *м*, содержащими типичные спорово-пыльцевые комплексы среднего олигоцена.

Отложения среднего олигоцена в долине р. Чулыма прослеживаются скважинами от г. Асино до с. Тегульдета под аллювием р. Чулыма и под отложениями ее надпойменных террас. При движении к востоку и югу от с. Тегульдета отложения олигоцена выклиниваются.

К плиоцену, по аналогии с соседними районами, К. В. Боголепов отнес отложения асташевской свиты, представленные красноцветными песчано-глинистыми отложениями, довольно широко развитыми на Енисейском кряже. Они слагают наиболее высокий террассовый уровень р. Ангары, распространяются на пониженные пространства водоразделов и залегают в верхней части разрезов древних эрозионных и тектонических котловин Приангарья; развиты на размытой поверхности кирнаевской свиты в Бельско-Рыбинской котловине. Аналогом асташевской свиты Енисейского кряжа в Чулымо-Енисейском районе являются впервые описанные М. П. Нагорским красноцветные и буроцветные мергелистые глины, развитые в районе междуречья Малого Кемчуга и Енисея, где они занимают высокие водораздельные пространства.

## *СРЕДНЯЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ*

Третичные отложения широко развиты в северной части Обь-Иртышского междуречья и в правобережье р. Оби. Верхние их горизонты выходят на дневную поверхность в районах молодых поднятий по долинам рек Обь-Иртышского междуречья; нижние горизонты вскрыты буровыми скважинами. Суммарная мощность третичных отложений здесь достигает 600 *м*.

В составе палеогена выделяются морские (талицкая свита) и прибрежно-морские (парабельская свита) отложения палеоцена, морские отложения эоцена (люлинворская свита) и верхнего эоцена — нижнего олигоцена (чеганская свита), прибрежно-континентальные и частично континентальные отложения верхнего эоцена — нижнего олигоцена (юрковская толща) и континентальные отложения среднего—верхнего олигоцена (некрасовская серия).

К северу от широтного отрезка р. Оби и к востоку от г. Колпашево и с. Александровского палеогеновая толща резко уменьшается в мощ-

http://jurassic.ru/

ности. При этом происходит постепенное выклинивание сначала континентальных пород олигоцена, затем морских отложений талицкой, люлинворской и чеганской свит и смена морских отложений талицкой и чеганской свит прибрежными и континентальными осадками парабельской свиты и юрковской толщи.

Породы неогена в средней части Западно-Сибирской низменности к северу от широты р. Тары, очевидно, отсутствуют, если не считать, что к неогену, возможно, относится верхняя угленосная толща некрасовской серии, содержащая тарский флористический комплекс. Выделенная на совещании 1960 г. стрижевская толща условно включена в состав верхнетуртасской подсвиты.

**Палеоцен.** Морские отложения палеоцена (талицкая свита) широко распространены в северной части Обь-Иртышского междуречья и в бассейне р. Ваха. Они вскрыты скважинами: Тарской (564—594 *м*), Ларьякской (488—535 *м*), Покурской (610—686 *м*), Уватской (638—766 *м*), Пудинской (250—254 *м*). В центральных районах Западно-Сибирской низменности талицкая свита представлена глинами черного и темно-серого цвета с зеленоватым реже коричневатым оттенком. В толще глин наблюдается слоистость, обусловленная чередованием черных вязких глин с прослоями серых и темно-серых известковистых глин. Глины содержат включения пирита, редкие ходы червей и бедный комплекс фораминифер с *Ammobaculites foliaceus* (Brady) и *Cibicides favorabilis* Vass. Глинам подчинены прослои песков и алевролитов серого и зеленовато-серого цвета, количество которых возрастает при движении от г. Тары и с. Ларьяка в восточном направлении. Ближе к древней береговой линии, в Колпашево-Нарымском районе, морские отложения талицкой свиты замещаются прибрежно-континентальными, представленными рыхлыми песками и слюдистыми алевролитами, слабо сцементированными мелкозернистыми кварцево-глауконитовыми песчаниками зеленого или зеленовато-серого цвета с редкими прослоями алевролитов, алевролитовых глин и сидеритизированных песчано-алевролитовых пород. Ф. Г. Гурари (1959 г.) для прибрежных фаций палеоцена предложил название «парабельская свита». Последняя известна по рр. Парабели, Парбигу, Чае и Бакчару, а также в низовьях р. Васюгана.

Палеоценовый возраст талицкой и парабельской свит принимается по их залеганию между фаунистически охарактеризованными отложениями маастрихт-датского яруса и эоцена, а также по фауне фораминифер палеоцена. В породах парабельской свиты, в разрезах скважин Нарымской площади определены *Nucula bowerbanki* Sow., характерная для палеоцена, и единичные фораминиферы комплекса с *Cibicides favorabilis*. Мощность парабельской свиты от 20 до 35 *м*; талицкой свиты — от 25 до 95 *м*.

Кровля талицкой свиты хорошо отбивается по подошве глауконитовых песчаников, лежащих обычно в основании вышерасположенной люлинворской свиты. От нижележащей ганькинской свиты талицкая достаточно резко отличается по литологическому составу и по фауне.

**Эоцен.** Морской эоцен (люлинворская свита — стратотип в районе р. Северной Сосьвы) распространен в центральной и частично северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Береговая линия эоценового моря проходила от района г. Томска к г. Колпашево и далее, через среднее течение р. Тыма в верховья р. Ваха. К юго-востоку от этой линии континентальные эоценовые отложения известны пока только из района г. Томска. В обнажениях морские породы эоцена известны в пределах бассейна р. Таза и севернее; кроме того они вскрыты в скважинах: Тарской (316—531 *м*), Уватской (467—638 *м*), Покурской (435—610 *м*), Ларьякской (334—488 *м*), Нововасюганской (384—460 *м*),

http://jurassic.ru/

Нарымской (141—174 *м*), Пудинской (203—250 *м*), Корликовской в верхнем течении р. Ваха (70—75 *м*).

Люлинворская свита сложена глинами, в разной степени опоковидными зелено-серого и серого цвета, опоками, реже диатомитами (обычно светло-серого цвета) и в меньшем количестве алевролитами и мелко- и среднезернистыми кварцево-глауконитовыми песчаниками. Содержание последних резко возрастает при приближении к районам древней береговой линии.

В Тарском районе нижняя часть разреза свиты слагается глинами: серыми, темно- и зеленовато-серыми опоковидными, алевритистыми, плотными с раковистым изломом. Верхняя часть разреза представлена глинами зелеными, темно-зелеными и зеленовато-серыми, участками алевритисто-песчанистыми, часто глауконитовыми, слоистыми и неясно-слоистыми, плотными с включением пирита. Имеются единичные прослои зеленого глауконитового мелкозернистого крепкого песчаника и доломитизированного мергеля. Подобные же соотношения наблюдаются и в разрезах у сс. Покура и Ларьяка. В районе сс. Нарым—Пудино люлинворская свита представлена желтовато-зелеными опоковидными глинами с прослоями кварцевых и кварцево-глауконитовых песчаников. В северной части района свита слагается светло-серыми опоками, опоковидными глинами и зеленоватыми кварцево-глауконитовыми песчаниками.

Легкая фракция нижней части разреза люлинворской свиты обычно характеризуется обилием опала, место которого в верхней части разреза свиты занимают глауконит и глинисто-гидрослюдистые агрегаты. Тяжелая фракция почти нацело сложена пиритом и ильменитом. В опоковидных легких глинах флора диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей встречается почти непрерывно.

Для нижней части люлинворской свиты характерен комплекс диатомовых с *Grunowiella gemmata* (Grun.) V. H., *Hyalodiscus scoticus* (Ehr.) Ktz. Верхняя часть люлинворской свиты, помимо диатомовых с *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Ebria antiqua* Schulz., содержит комплекс фораминифер с *Spiroplectammina carinatiformis* Morosova и комплекс радиолярий с *Ellipsoxiphus chabakovi* Lipman, по которым устанавливается ее эоценовый возраст.

Наибольшая мощность свиты установлена в Прииртышском районе (у г. Тары — 215 *м* и около с. Уват — 235 *м*). К востоку от р. Иртыша ее мощность постепенно уменьшается: от 129 *м* в с. Покур до 7 *м* в пос. Корлики на р. Вахе.

По данным Ф. Г. Гурари (1959 г.), на электрокаротажных диаграммах глины люлинворской свиты отмечаются очень спокойными, практически нерасчлененными кривыми. Отбивка люлинворской свиты от талицкой на электрокаротажных диаграммах осуществляется лишь благодаря наличию в первой песчано-алевролитовых базальных слоев. От вышележащей чеганской свиты люлинворская сравнительно четко отделяется благодаря более низкому кажущемуся сопротивлению. Видимых следов перерыва между отложениями люлинворской и чеганской свит не наблюдается.

**Верхний эоцен—нижний олигоцен.** Морские отложения верхнего эоцена — нижнего олигоцена выделены в чеганскую свиту, которая широко распространена в северной части Обь-Иртышского междуречья. В Приобской части описываемого района среди типично морских глинистых отложений чеганской свиты, особенно в ее нижней части, появляются прослои и пачки песчаных прибрежно-морских и континентальных отложений, роль которых резко возрастает к востоку от р. Оби. Свита вскрыта скважинами в г. Таре (172—316 *м*), с. Увате (228—

http://jurassic.ru/

467 *м*), с. Покуре (271—435 *м*), с. Ларьяке (267—334 *м*), в верховьях р. Тары в с. Орловке (175—325 *м*), в пос. Игол на междуречье Тара — Васюган (195—325 *м*), в с. Новом Васюгане (220—355 *м*), с. Пудино (122,5—203 *м*). Особенно детально она изучена по профилям скважин, пройденным в районе г. Тары, в верховьях р. Васюгана и по р. Бол. Югану (рис. 32).

Морские отложения чеганской свиты представлены глинами желтовато-зелеными, зелеными и серовато-зелеными, содержащими тончайшие прослойки светло-серых слюдистых, мучнистых алевролитов, придающих породе полосчатую текстуру. Глины плотные, жирные, аргилли-

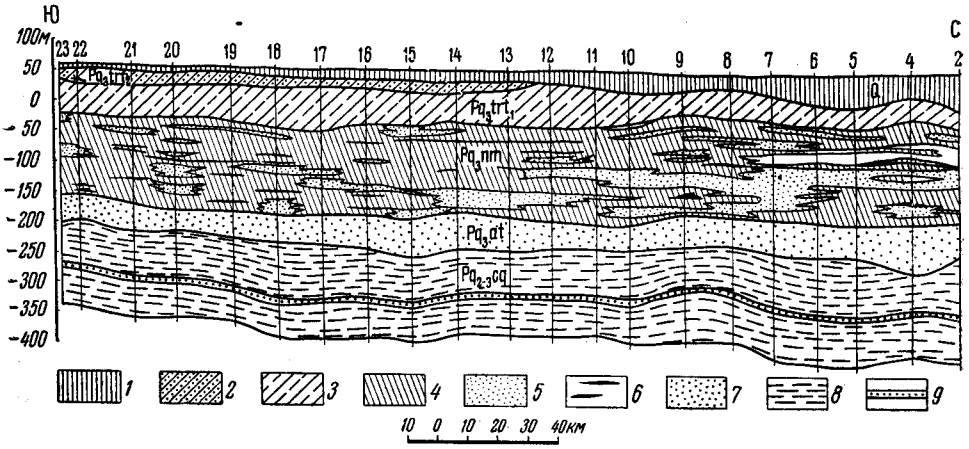



Рис. 32. Геологический разрез по Юганскому профилю (составил С. Б. Шацкий)

*1* — четвертичные отложения; *2* — сероцветные песчано-глинистые угленосные отложения верхнетуртасской подсвиты; *3* — зелено-серые тонкослоистые алевролиты с прослоями диатомитов (нижнетуртасская подсвита); *4* — коричневые и бурые глины и алевриты новомихайловской свиты; *5* — желто-серые пески новомихайловской свиты; *6* — пласты лигнитов и бурых углей; *7* — пески атлымской свиты; *8* — морские зеленовато-желтые и зеленые глины чеганской свиты; *9* — маркирующий горизонт песков и песчаников чеганской свиты

топодобные, легко раскалываются на плитки. Слоистость, как правило, параллельная. Обычно глины отличаются монотонностью окраски и однородным механическим составом. В них встречаются прослои и линзы сидерита, реже — прослойки светло-зеленовато-серого мелкозернистого кварцевого песчаника, крепко сцементированного. В Тарском Прииртышье и в верховьях р. Васюгана в средней части свиты повсюду прослеживается пласт глинистых песков и песчаников мощностью до 5 *м*. В отложениях свиты обнаружен комплекс фораминифер с *Cibicides khanabadensis* Mjasn., *Elphidium rischtanicum* N. Bykova. В сопредельных районах (с. Атлым на р. Оби, Тургайский прогиб) этот комплекс встречен совместно с фауной пелеципод верхнего эоцена — нижнего олигоцена: *Meretrix (Cardiopsis) incrassata* Sow., *M. tenuis* Alex. В Тарском Прииртышье в породах свиты найдены отпечатки водяных папоротников *Azolla vera* Krysht.

Спорово-пыльцевой комплекс из отложений чеганской свиты по составу близок к спорово-пыльцевому комплексу люлинворской свиты. Преобладает пыльца покрытосеменных, среди которой доминирует пыльца типа *Castanea* sp., *Castanopsis* sp., *Rhus* sp. и трехпоровая трехбороздная пыльца неясного систематического положения. Характерны споры водяного папоротника *Hydropteris indutus* Koval.

Наибольших мощностей (140—200 *м*) чеганская свита достигает в районе крупных депрессий (Омская синеклиза). В положительных

http://jurassic.ru/

структурах ее мощность уменьшается до 60 *м*. В Приобской части Обь-Иртышского междуречья чеганская свита постепенно теряет характерный для нее литологический облик, замещаясь прибрежно-морскими и континентальными песчано-алевролитовыми породами юрковской толщи, верхняя возрастная граница которой до настоящего времени твердо не установлена, так как юрковская толща литологически близка к отложениям вышележащей некрасовской серии.

Юрковская толща (стратотип у с. Юрковки в Новосибирской области) представлена серыми слюдистыми песками и алевритами, серыми, иногда буроватыми алевритовыми глинами с растительными остатками. Мощность 25—50 *м*.

**Нижний, средний и верхний олигоцен** (некрасовская серия — от с. Некрасово Алтайского края). Почти по всей площади северной части Обь-Иртышского междуречья морские отложения нижнего олигоцена перекрываются континентальной толщей, верхние горизонты которой обнажаются в долине р. Иртыша и его правобережных притоков, а также в долине р. Оби и по ее притокам.

Континентальная толща олигоценовых отложений Обь-Иртышского междуречья, к северу от широты с. Большеречье на р. Иртыше, имеет мощность от 170 до 300 *м*. Она представлена в основном песчано-глинистыми сероцветными отложениями, часто с обилием растительных остатков, образующих в ее средней и верхней частях линзы и прослои углей. По литологическим особенностям и содержащимся в ней растительным остаткам эта толща, именуемая по аналогии с такой же толщей Кулунды и Барабы некрасовской серией, расчленяется (снизу) на атлымскую, новомихайловскую и туртасскую свиты (см. рис. 32). В туртасской свите выделяются нижняя безугольная и верхняя угленосная подсвиты. С отложениями последней связана известная «тарская флора», описанная А. Н. Криштофовичем.

**Атлымская свита (нижний и средний олигоцен).** В среднем течении р. Оби — на отрезке от с. Покура до г. Ханты-Мансийска, в долине р. Югана, по рр. Демьянке и Туртасу особенно четко выделяются отложения атлымской свиты, непосредственно перекрывающие морские глины чеганской свиты и представленные песками (светло-серыми кварцевыми, мелко- и среднезернистыми) с включениями растительных остатков и обломками лигнитизированной древесины. В песках изредка встречаются прослои темно-серых песчанистых слюдистых глин. Мощность этой сравнительно однородной толщи кварцевых песков на Юганском профиле колеблется в пределах 50—80 *м*, на Демьяновском — от 50 до 75 *м*. При движении к юго-востоку от г. Тобольска в сторону р. Оби атлымская свита теряет свои характерные особенности: среди песков появляются прослои глин. В районе г. Тары атлымская свита почти не отделяется от вышележащей новомихайловской свиты. Точно такое же положение наблюдается и на профиле с. Орловка — пос. Огнев Яр.

Спорово-пыльцевые спектры типовых разрезов атлымской свиты Юганского профиля характеризуются некоторой унаследованностью от флор чеганской свиты. В сравнительно большом числе здесь имеется пыльца не определенных групп *Angiospermae*, скорее всего относящихся к субтропическим родам. В целом спорово-пыльцевой комплекс характеризует смешанную хвойную, широколиственную и широколиственно-хвойную умеренную листопадную растительность. Среди остатков хвойных преобладает пыльца семейства Pinaceae с различными видами рода *Pinus*. Мало пыльцы Taxodiaceae. Среди покрытосеменных преобладают представители семейства Betulaceae (*Alnus, Betula*), Juglandaceae, Fagaceae, Ulmaceae.

http://jurassic.ru/

**Новомихайловская свита (нижний и средний олигоцен).** Атлымская свита в бассейне р. Югана и на Обском профиле от с. Покура до г. Ханты-Мансийска перекрывается толщей переслаивающихся серых и коричневых глин и суглинков и светло-серых песков с прослоями и линзами бурых углей. Эта толща по стратиграфическому положению, литологии и однородным спорово-пыльцевым комплексам сопоставляется с новомихайловской свитой Кулунды и Барабы (Зальцман, 1956 г.).

В районе юрт Еутских на р. Бол. Югане по скв. 6-К (глубиной от 117 до 272 *м*) описан типичный разрез новомихайловской свиты, представленный песчанистыми алевритами, переходящими в глинистые алевриты, глинами плотными коричневыми и серыми, а также светло-серыми кварцево-полевошпатовыми песками. Отмечаются тонкие прослойки растительной сечки, лигнитизированная древесина и прослои бурого угля. Ниже лежат кварцевые пески атлымской свиты.

Подобный же литологический состав с разной степенью угленасыщенности отмечается в отложениях новомихайловской свиты для всей северной части Обь-Иртышского междуречья.

Верхняя граница новомихайловской свиты устанавливается четко, по появлению в разрезе зеленовато-серых тонкослоистых алевритов туртасской свиты, не содержащих растительных остатков. Спорово-пыльцевые комплексы новомихайловской свиты характеризуют смешанную широколиственно-хвойную растительность с преобладанием голосеменных из семейства Pinaceae (с бореальными видами *Pinus, Picea, Abies, Tsuga*) и семейства Taxodiaceae при участии древесных покрытосеменных тургайского типа — Juglandaceae (*Juglans, Carya, Pterocarya*), Fagaceae (*Fagus, Quercus, Castanea*), Betulaceae (*Betula, Corylus, Carpinus, Alnus*), Ulmaceae. Постоянно присутствует пыльца *Rhus, Nyssa, Liquidambar, Ilex, Magnolia.* Озерно-болотная растительность представлена семействами Alismataceae, Sparganiceae и родом *Trapa.* Мощность новомихайловской свиты от 60 до 120 *м.*

**Туртасская свита (верхний олигоцен).** К северу от широты с. Большеречье на р. Иртыше и на всем Обь-Иртышском междуречье, до среднего течения р. Васюгана на востоке, отложения новомихайловской свиты перекрываются литологически отличными породами нижнетуртасской подсвиты — зеленовато-серыми тонкослоистыми слюдистыми алевритами, содержащими глауконит и почти не несущими растительных остатков. Наибольшей мощности (75 *м*) эта подсвита достигает в бассейне р. Югана, где она с размывом перекрывается четвертичными отложениями. От верховий р. Бол. Юган к р. Васюгану и далее по рр. Васюгану и Чертале подсвита прослеживается в верховья р. Тары. Скважинами по р. Иртышу, где она имеет мощность 35—45 *м,* подсвита прослеживается от г. Ханты-Мансийска до с. Большеречья.

В районе с. Нового Васюгана на зеленовато-серые нижнетуртасские алевриты ложится пачка песков и коричневато-серых плотных глин с рядом пластов бурых углей, обнажающихся в разрезах правого коренного берега р. Васюгана. Эта пачка относится к верхнетуртасской подсвите. Верхнетуртасская подсвита обнажается в бассейне р. Иртыша. С ней связаны известные местонахождения верхнеолигоценовой флоры: Тарское, Биче-Туртасское, Уйское и Шишское.

По А. Н. Криштофовичу, тарская флора представлена: *Salvinia mildeana* Goepp., *Spirematospermum wetzleri* (Heer) Chand., *Populus balsamoides* Goepp., *P. latior* A. Br. var. *grossedentata* Heer, *P. latior* A. Br. var. *subtruncata* Heer, *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.), Schluht., *Juglans acuminata* A. Br., *Alnus kefersteini* Goepp., *Nelumbium* sp., *Magnolia* sp., *Amelanchier sibirica* Krysht. et Borsuk, *Acer trilobatum* A. Br., *A.* aff. *laetum* C. A. M. var. *pliocenicum*

http://jurassic.ru/

Saporta, *Vitis* cf. *teutonica* A. Br., *Nyssa* sp., *Alangium aequalifolium* (Goepp.) Krysht. et Borsuk.

Мощность отложений верхнетуртасской подсвиты колеблется от 10 до 30 *м*.

В районе г. Тары по скважинам и обнажениям разрез туртасской свиты представляется следующим (сверху вниз):

| | |
|---|---|
| Глины плотные коричневые с отпечатками «тарской флоры» в основании | 8 *м* |
| Бурый уголь | 2 „ |
| Пески зеленовато-серые кварцево-полевошпатовые мелко- и среднезернистые | 15 „ |
| Алевриты зеленовато-серые тонкослоистые с очень редкими прослоями глинистых алевритов, без растительных остатков, с глауконитом | 43 „ |

Ниже залегают угленосные отложения новомихайловской свиты. Туртасская свита по стратиграфическому положению и содержащимся в ней спорово-пыльцевым комплексам отвечает знаменской свите Кулунды и Барабы, датирующейся верхним олигоценом.

Спорово-пыльцевые спектры туртасской свиты характеризуют собой смешанную широколиственно-хвойную растительность с некоторыми видами (из семейства Pinaceae) близкими к современным. Имеются Taxodiaceae, среди покрытосеменных преобладают виды семейств Betulaceae, Juglandaceae, Ulmaceae; значительно (по сравнению с отложениями новомихайловской свиты) возрастает роль травянистых — Graminaceae, Chenopodiaceae, Onagraceae, Plumboginaceae, Compositae.

Флора верхнетуртасской подсвиты также характеризует широколиственно-хвойную теплоумеренную растительность. Наиболее часто встречаются отпечатки *Populus balsamoides* Goepp., *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Juglans acuminata* A. Br.

К югу от с. Покура на р. Оби отложения туртасской свиты отсутствуют; здесь, от с. Александровского до устья р. Томи, четвертичные отложения ложатся на верхние горизонты новомихайловской свиты.

Несколько изменяется разрез некрасовской серии в верхнем течении рр. Ваха и Тыма, а также в бассейне р. Пура. Атлымская свита представлена здесь толщей кварцевых разнозернистых песков, сменяющихся вверх по разрезу отложениями корликовской толщи (серии). Последняя слагается однородной толщей белых и светло-серых, реже кремовых песков с линзами глин в основании. Здесь же встречаются крупные линзы глин, окрашенных в зеленовато-серый и коричневый цвет, с растительными остатками. К одной из таких линз приурочена тымская флора, представленная (по М. Г. Горбунову) *Salvinia mildeana* Goepp., *Azolla* sp., *Taxodium distichum* Rich. var. *miocaenum* Heer, *Phragmites oeningensis* A. Br., *Poacites* sp., *Salix angusta* A. Br., *S. longa* A. Br., *S. macrophylla* Heer, *S. tenera* A. Br., *S. varians* Goepp., *Populus latior* A. Br., *P.* cf. *zaddachii* Heer, *Pterocarya acuminata* A. Br., *Juglans miomanshurica* Gorb., *Ulmus carpinoides* Goepp., *Magnolia* sp., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Rosa lignitum* Heer, *Sophora schmidtiana* Heer, *Rhus pyrrhae* Ung., *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br., *Rhamnus* cf. *inaequalis* Heer, *Tilia distans* Nath., *Nyssa europaea* Ung., *Trapa* sp., *Cornus orbifera* Heer.

Существенно наличие перерыва в осадконакоплении между атлымской свитой и корликовской толщей, подчеркнутого слоем конгломерата в основании песков корликовской толщи, мощность которой колеблется в пределах 35—130 *м*.

Отложения корликовской толщи образовались, возможно, за счет размыва и переотложения осадков сымской свиты.

http://jurassic.ru/

В районах Томского Приобья, по М. П. Нагорскому, разрез отложений, относимых к некрасовской серии, подразделяется следующим образом (снизу вверх):

**Атлымская свита.** Пески мелкозернистые кварцевые с большим количеством обломков лигнита. К низам свиты пески становятся крупно-неравномернозернистыми, гравелитистыми с мелкой, хорошо окатанной галькой. В районе с. Киреевского на р. Оби пески ложатся на морские отложения люлинворской свиты . . . . . 67 *м*

**Новомихайловская свита.** Глины, суглино-супеси и мелкозернистые пески с прослоями и линзами бурых углей. Низы свиты слагаются темно-коричневыми глинами, иногда тонкопесчанистыми, с тонкими прослоями бурого угля и редкими прослоями коричневых супесей. Верхи свиты в основном сложены суглино-супесями, часто переходящими в суглинки и чистые глины. Бурые угли, состоящие из землистой массы с большим количеством расплющенной древесины, залегают обычно в глинах в виде быстро выклинивающихся линз мощностью от 0,2 до 8 *м*. В углях содержатся многочисленные остатки семян и плодов, среди которых интересны орехи *Juglans kryshtofovichi* Gorb. В глинах найдены отпечатки *Quercus, Castanea, Ulmus, Betula* и другие . . . . . до 95 *м*

На размытой поверхности отложений новомихайловской свиты в долине р. Оби, на участке от с. Батурино до с. Позднякова, залегает толща песков, венчающаяся глинами. Наибольшую мощность — до 45 *м* — эта толща имеет в районе с. Кожевниково. В нижней части песков содержится хорошо окатанная галька. Глины прослеживаются в виде сравнительно хорошо выдержанного горизонта, перекрывающего пески; они темно-серые и синевато-серые с редкой рассеянной галькой кремнистых пород и конкрециями сидерита; мощность глин от 3 до 15 *м*. В глинах много семян, имеются отпечатки листьев и ядра раковин пресноводных моллюсков. М. Г. Горбуновым (1951, 1959 гг.) на основании находок *Juglans cinerea L. fossilis* эта флора, именуемая киреевской, отнесена к плиоцену. К плиоцену же ее относит и П. А. Никитин (1948 г.). Отпечатки листьев, по мнению Т. А. Якубовской (1957 г.), имеют миоценовый возраст.

Залегая в погребенной речной долине, вложенной в размытые отложения новомихайловской свиты, описываемая толща пока не имеет аналогов в других районах низменности. По содержащимся в ней растительным остаткам она может быть сопоставлена с миоценовой стрижевской толщей правобережья р. Иртыша (бещеульская свита по по В. А. Николаеву).

### *ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ*

Палеогеновые и неогеновые отложения имеют сплошное распространение в южной части Западно-Сибирской низменности (к югу от 56-й параллели), в пределах Обь-Иртышского междуречья.

Изучены они здесь главным образом по многочисленным буровым скважинам, пройденным в 1949—1961 гг.

### ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Еще недавно в основании палеогена рассматриваемого района выделялась ключевская свита, которой приписывался палеоценовый возраст. Теперь доказано, что относившиеся к ней породы являются верхнемеловыми, а разрез палеогена здесь начинается с отложений люлинворской свиты.

**Эоцен.** Отложения эоцена, выделенные П. Ф. Ли под названием люлинворской свиты в бассейне р. Сев. Сосьвы, имеют широкое распространение в Барабинской и Кулундинской степях. Они известны

http://jurassic.ru/

также далеко к западу и северу от Барабы. У Транссибирской железнодорожной магистрали отложения эоцена выклиниваются на востоке между ж.-д. станциями Каргат и Захолустное. В Кулунде южная граница распространения осадков люлинворской свиты проходит между 53-й и 52-й параллелями. На юго-западе отложения эоцена имеют широкое распространение в Прииртышье и на восточном склоне Казахского нагорья. Породы свиты залегают в южной части низменности, большей частью на глубинах от 250 *м* и ниже.

Люлинворская свита представлена морскими породами: серыми и светло-зелено-серыми, большей частью опоковидными, обычно неслоистыми, глинами, светло-серыми опоками с прослоями алевролитов и песчаников. В глинах нередко встречаются гнездовидные включения песчано-алевритового материала. Опоковидные глины и опоки обычно легкие, имеют раковистый излом, содержат микрофауну, чешуи рыб, редко растительные остатки.

Люлинворская свита обычно с перерывом залегает на отложениях ганькинской свиты маастрихтского и датского возраста.

В Барабинской степи типичные разрезы свиты установлены в гг. Барабинске, Татарске, Омске, ст. Тебисской и в других пунктах.

В Кулундинской степи полные разрезы свиты вскрыты в сс. Ипатово и Асямово, пос. Дмитриевском, на ст. Кулунда, ст. Щербакты и во многих других местах. При движении на юг в ней увеличивается количество прослоев песчаников.

Люлинворская свита часто разделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита сложена опоковидными глинами и опоками с прослоями кварцево-глауконитовых песчаников и алевролитов.

Верхняя подсвита представлена светло-зеленовато-серыми и серыми алевритовыми и алевритистыми, иногда опоковидными глинами, а близ Казахского нагорья существенно алевролитами и песчаниками светло-серой окраски.

Мощность отложений эоцена в среднем составляет: в Барабе 90—115 *м*, в Кулундинской степи 40—50 *м*.

В опоковидных глинах и опоках часто встречаются радиолярии и несколько реже фораминиферы. По данным Р. А. Липман и А. Н. Горбовец, радиоляции представлены комплексом с *Ellipsoxiphus chabakovi* Lipm. Фораминиферы выделены М. В. Ушаковой в комплексе со *Spiroplectammina carinatiformis* Morosova, часто встречаются *Ebria antiqua* Schulz, *Melosira sulcata* var. *siberica* Grun. (определения Т. Ф. Возженниковой и других).

По данным Е. Д. Заклинской, в отложениях эоцена обнаружены споры и пыльца, характеризующие растительность лесного субтропического типа (семейства Myrtaceae, Anacardiaceae, Myricaceae и другие).

**Верхний эоцен — нижний олигоцен.** Отложения верхов эоцена — нижнего олигоцена, известные под названием чеганской свиты, также широко распространены на описываемой территории и прослежены далеко на север и запад за ее пределы. Самыми восточными пунктами, где установлена свита, являются с. Новомихайловка (в 60 *км* к северо-западу от г. Новосибирска), пос. Новопетровский (в 35 *км* к юго-западу от г. Камня-на Оби), ст. Леньки и Овечкино, расположенные на ж.-д. линии Павлодар—Барнаул. На юге низменности отложения свиты вскрыты в сс. Галкино, Ключи (Кулундинская степь). В Павлодарском Прииртышье породы чеганской свиты повсеместно устанавливаются бурением и граница площадного распространения их, по данным Б. Е. Антыпко, прослеживается близ фаса Казахского нагорья. Залегают они на глубинах от 150 *м* и ниже (рис. 33).

http://jurassic.ru/

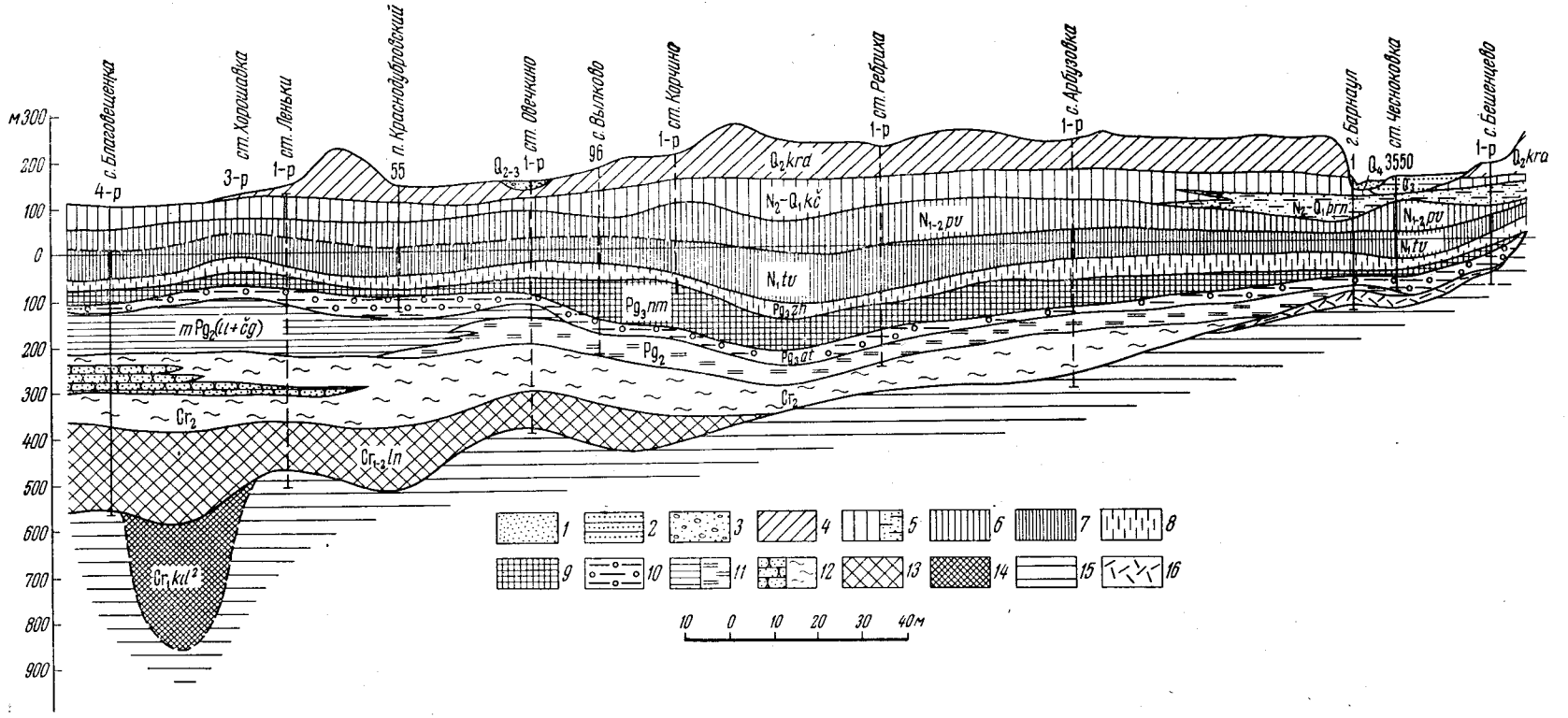



Рис. 33. Геологический разрез восточной части Кулундинской степи (составили Е. И. Борзенко и В. А. Мартынов)

*1* — современные аллювиальные отложения; *2* — верхнечетвертичные аллювиальные отложения (террасы р. Оби); *3* — средне-верхнечетвертичные аллювиальные отложения древних ложбин стока; *4* — среднечетвертичные субаэральные лёссовидные отложения (краснодубровская свита); *5* — верхнеплиоценовые — нижнечетвертичные озерно-аллювиальные отложения (*а* — глины кочковской свиты, *б* — пески барнаульской пачки); *6* — среднемиоценовые — плиоценовые озерные и субаэральные отложения (павлодарская свита); *7* — нижнемиоценовые озерные отложения таволжанской свиты; *8* — верхнеолигоценовые аллювиальные отложения знаменской свиты; *9* — среднеолигоценовые угленосные отложения (новомихайловская свита); *10* — нижнеолигоценовые аллювиальные отложения; *11* — эоценовые отложения (*а* — морские, чеганская и люлинворская свиты, *б* — континентальные отложения); *12* — верхнемеловые отложения (*а* — прибрежно-морские отложения, *б* — континентальные отложения); *13* — нижне-верхнемеловые континентальные пестроцветные и сероцветные отложения (леньковская свита); *14* — нижнемеловые континентальные красноцветные отложения, *15* — породы палеозойского фундамента; *16* — кора выветривания

Чеганская свита представлена существенно морскими породами зелеными, нередко алевритистыми, часто плитчатыми глинами с подчиненными слоями зеленых мелкозернистых песков и алевритов. Глины содержат частые тонкие (1—2 *мм*) прослойки, присыпки и гнездовидные включения песчано-алевритового материала, желваки и линзовидные прослои (5—40 *см*) желто-серого глинистого алеврита, включения пирита, фауны пелеципод, чешуи и зубы рыб, растительные остатки. Имеются подчиненные слои озерно-болотных серых глин и пласты бурых углей и лигнитов.

Чеганская свита согласно залегает на люлинворской и с небольшим перерывом покрывается некрасовской серией отложений верхов нижнего, среднего и верхнего олигоцена.

Полные разрезы свиты установлены в гг. Омске и Татарске, на ст. Тебисской, в г. Барабинске (Барабинская степь), сс. Ипатово, Асямово, ст. Кулунда, сс. Ключи, Орловка, Щебакты, Галкино, совхозе Кубанский, с. Сычевка (Кулундинская степь) и в других местах. Во многих разрезах свиты (г. Татарск, сс. Ипатово и Асямово и другие) выделяется несколько (обычно три) прослоев мелкозернистого песка и алеврита (мощностью 3—10 *м*).

В Кулундинской степи, в восточных районах Барабы, на восточном склоне Казахского нагорья, свита содержит слои серых алевритовых глин, серых мелкозернистых песков (мощностью 2—5 *м* и более), пласты бурых углей и лигнитов (мощностью до 1,5—2,0 *м*). Эти слои приурочены к верхней части свиты. Они имеют озерно-аллювиальный и болотный генезис. На юге и в восточной части Кулунды роль сероцветных пород резко усиливается.

Мощность отложений чеганской свиты увеличивается с юга на север. В Кулундинской степи она составляет в среднем 100—150 *м*, в Барабинской 130—170 *м*.

Отложения свиты содержат выделенный М. В. Ушаковой комплекс известковистых фораминифер с *Elphidium rischtanicum* N. Bycova, *Cibicides khanabadensis* Mjasnikova. По данным Т. А. Казьминой, для свиты характерны остракоды *Cytheridea probata* Mandelst., *C. meris* Mandelst., *Cythereis spongiosa* Liepin., *Clythrocytheridea nimia* Mandelst., *Cl. recondita* Mandelst. и другие.

Спорово-пыльцевые спектры, по Е. Д. Заклинской, представляют субтропическую флору со значительным участием широколиственных растений. Среди семян, по данным Г. А. Балуевой, часто встречается водяной папоротник *Azolla oligocenica* Balueva.

Отложения чеганской свиты широко распространены на восточном и северном склонах Казахского нагорья, в Тургае, Северном Приаралье. В двух последних районах свита содержит фауну моллюсков, состоящую как из видов характерных для нижнего олигоцена, так и из руководящих видов верхнего эоцена.

**Нижний — средний и верхний олигоцен.** На чеганской свите с небольшим перерывом залегает некрасовская серия, которая без перерыва покрывается бурлинской серией неогенового периода. В некоторых районах (Прииртышье и другие) перерыв между чеганской свитой и некрасовской серией не устанавливается. В Приобье (в районе близ г. Новосибирска) и предгорьях Алтая некрасовская серия залегает часто на глинах коры выветривания палеозойских пород.

Средние глубины залегания кровли некрасовской серии составляют: в Кулундинской степи 100—125 *м*, в Барабинской — 50—70 *м* и ниже. Средние мощности серии в южной и центральной частях Кулундинской степи составляют 100—155 *м*, в северной Кулунде и в Барабинской степи 220—250 *м*.

http://jurassic.ru/

Некрасовская серия является аналогом тургайской серии, распространенной в Тургае и Северном Приаралье, и охарактеризована фауной млекопитающих.

На рассматриваемой площади серия разделяется на несколько свит, описание которых приводится ниже.

**Нижний — средний олигоцен. Атлымская свита.** Имеет повсеместное распространение в южной части низменности; впервые была выделена в центральной ее части В. А. Николаевым и С. Б. Шацким. Она представлена серыми, существенно кварцевыми песками с прослоями серых алевритовых глин и алевритов. В центральной, южной и северо-восточной частях Кулундинской степи среди песков преобладают средне-, мелко- и крупнозернистые разности; встречается гравийный материал (ж.-д. ст. Кулунда, ст. Ключи и другие). В северной части Кулунды и в Барабе пески в основном тонко-, мелкозернистые, алевритовые, содержат растительные остатки (с. Палецкое, Бараба-Юдинский совхоз и другие пункты). В Прииртышье Кулунды пески часто замещаются глинами и алевритами. Мощность свиты 20—50 *м*.

Встречающиеся в породах свиты споры и пыльца характерны для хвойно-широколиственной умеренной растительности тургайского типа с незначительным участием вечнозеленых субтропических элементов.

**Средний олигоцен. Новомихайловская свита.** Вышележащие отложения среднего олигоцена, выделяемые под названием новомихайловской свиты, также имеют здесь сплошное распространение и представлены глинисто-алевритовыми, реже песчаными породами с прослоями и пластами бурых углей и лигнитов. Цвет пород преимущественно серый и коричнево-серый. Часто встречаются растительные остатки. Генезис осадков существенно озерно-болотный.

В Кулунде и Барабе новомихайловская свита залегает на атлымской, в предгорьях Алтая — на палеозойских образованиях, или их коре выветривания.

В центральной части Кулунды новомихайловская свита сложена алевритовыми глинами с пластами бурых углей и лигнитов. В Павлодарском Прииртышье бурые угли встречаются редко. В северной части Кулунды и Барабе свита представлена чередующимися слоями алевритовых глин, алевритов, реже алевритовых песков с прослоями и пластами бурых углей и лигнитов (мощностью 1—3 *м* и более), имеющими локальное распространение. Мощность свиты 30—50 *м*.

Новомихайловская свита является стратиграфическим аналогом чиликтинской свиты, имеющей распространение в Арало-Тургайской низменности. Аналогия подтверждается сходством спорово-пыльцевых комплексов их.

Чиликтинская свита охарактеризована фауной млекопитающих среднего олигоцена.

Споры и пыльца из новомихайловской свиты указывают, по И. Г. Ковалевской, на развитие смешанной широколиственно-хвойной растительности с преобладанием голосеменных (семейств Pinaceae, Taxodiaceae) при участии древесных покрытосеменных форм тургайского типа: Juglandaceae, Fagaceae, Betula и с присутствием *Rhus, Nyssa, Liquidambar, Ilex*. Озерно-болотная растительность представлена Alismataceae, Sparganiceae, Trapa, из папоротников установлены споры Polypodiaceae, Osmunda, Selaginella, Azolla.

**Верхний олигоцен.** Представлен (в разных районах) знаменской, чаграйской и болотнинской свитами.

Знаменская свита. Отложения ее распространены в Кулундинской и Барабинской степях. Она согласно залегает на новомихай-

http://jurassic.ru/

ловской свите среднего олигоцена и покрывается таволжанской свитой нижнего миоцена. Знаменская свита сложена оливковыми и серыми тонко- и мелкозернистыми, иногда среднезернистыми песками, алевритами, реже серыми глинами.

В северных районах Кулунды и в Барабе преобладают тонко-, мелкозернистые разности песков с глауконитом. Часто встречаются алевриты, а также слои тонкого чередования песков и алевритов. Породы здесь также имеют характерную оливковую окраску. Разрез свиты венчает пачка алевритовых глин с пластами углей (15—25 *м*). Мощность свиты в этих районах колеблется от 45 до 90 *м*.

В центральных, южных и западных районах Кулундинской степи знаменская свита сложена светло-серыми и ржаво-желтыми, существенно кварцевыми мелко-, среднезернистыми песками. Нередко пески ожелезнены, иногда содержат оолиты гидрогетита. Мощность свиты составляет 8—45 *м*; ее отложения относятся к речным, реже озерным фациям.

Чаграйская свита распространена по южной окраине низменности; известна на восточном склоне Казахского нагорья, в предгорьях Алтая и в Присалаирье. Свита сложена ржаво-желтыми ожелезненными, гравелистыми и светло-серыми каолиновыми песками, железистыми песчаниками, а также белыми каолиновыми, местами ожелезненными глинами и алевритами. Железистые, иногда конгломератовые песчаники имеются на восточном склоне Казахского нагорья. Мощность отложений чаграйской свиты составляет 10—40 *м*. Она залегает на новомихайловской свите и покрывается аральской.

Отложения чаграйской свиты представляют собой в основном переотложенные продукты коры выветривания.

Чаграйская свита имеет широкое распространение за пределами низменности (в Тургайской впадине, в Северном Приаралье и других районах).

Болотнинская свита выделена Р. Ф. Колпаковой в районе г. Болотное — г. Юрга, на обрамлении Колывань-Томской складчатой зоны. Свита представлена галечниками из галек кремнистых пород (реже эффузивных пород и гранитов), размерами от 1—2 до 15—20 *см*, и песками кварцево-полевошпатовыми, часто ожелезненными. Встречаются прослои алевритовых глин. Мощность свиты 20—40 *м*. Она залегает на новомихайловской свите и покрывается бурлинской серией. По составу пород болотнинская свита близка к чаграйской.

За пределами описываемой территории, в Чу-Сарысуйской депрессии, отложения чаграйской свиты содержат фауну млекопитающих верхнеолигоценового возраста. Комплекс семян знаменской свиты, по данным Г. А. Балуевой, характеризует богатую древесно-кустарниковую и травянистую растительность. Отмечается снижение роли хвойных. Среди травянистых растений в небольшом количестве присутствуют современные западно-сибирские виды. Споры и пыльца представляют широколиственно-хвойную растительность с участием травянистых форм.

В некоторых районах (Новосибирское Приобье) некрасовская серия пока не разделяется на свиты и представлена однообразной толщей, состоящей преимущественно из мелкозернистых песков.

## НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

**Бурлинская серия.** Отложения неогена, выделяемые под названием бурлинской серии, почти сплошь распространены в южной части низменности (они часто отсутствуют лишь в Новосибирском Приобье).



http://jurassic.ru/

Обычно породы этой серии залегают на глубинах 5—20 *м* и ниже, за исключением районов Приобского плато (в восточной и юго-восточной частях описываемой площади), где глубины залегания достигают 100—150 *м* и более, и Обь-Чумышской впадины (40—50 *м* и ниже). Они представлены пестроокрашенными обохренными, часто комковатыми глинами с известково-мергелистыми конкрециями, с друзами гипса, реже полимиктовыми слюдистыми песками и супесями.

Бурлинская серия согласно залегает на некрасовской и покрывается различными свитами четвертичных отложений. Отложения ее имеют озерный, реже аллювиальный генезис.

Наибольшую мощность (100—125 *м*) бурлинская серия имеет в центральной части Кулунды. Резко уменьшается мощность в Приобье Кулунды (6—40 *м*). В Барабе она составляет 30—70 *м*.

В разрезе серии преобладают глины (60—80%); пески залегают в виде подчиненных линзовидных слоев.

Бурлинская серия разделяется на свиты, причем **нижний миоцен** представлен таволжанской и аральской свитами.

Таволжанская свита выделена по многим скважинам в Кулундинской и Барабинской степях. Представлена глинами зеленосерыми, темно-серыми и серыми алевритистыми, обохренными, неслоистыми, часто коллоидальными. Глины содержат известково-мергелистые конкреции. Имеются подчиненные слои серо-зеленых, зеленовато-желтых и серых полимиктовых, мелко- реже среднезернистых песков мощностью 2—10 *м*.

Хорошие разрезы нижнего миоцена имеются в Прииртышье, центральной и южной части Кулундинской степи. В скважинах северных районов Кулунды и Барабе свита иногда не выделяется. Мощность свиты 25—80 *м*. Растительные остатки в ней встречаются редко. Выделяется комплекс пыльцы травянистых растений с примесью широколиственных и хвойных пород.

Аральская свита является стратиграфическим аналогом таволжанской. Распространена на южной окраине низменности, в предгорьях Алтая и Салаира и на восточном склоне Казахского нагорья. Она сложена зелеными плотными глинами с марганцевыми «картечинами», с друзами гипса и известковыми конкрециями. В предгорьях Алтая и в Присалаирье среди зеленых глин, главным образом в низах свиты, встречаются серые с красными разводами и пятнами «мраморовидные» глины. На восточном склоне Казахского нагорья (оз. Калкакан) и в Тургае свита содержит фауну млекопитающих нижне-среднемиоценового возраста (*Aceratherium depereti* Boris., *Anchitherium aurelianense* Cuv., *Mastodon* sp. и другие).

**Средний и верхний миоцен, нижний и средний плиоцен** представлены павлодарской свитой, широко распространенной в Кулундинской и Барабинской степях.

Свита сложена бурыми, желто-бурыми, красно-бурыми, зеленосерыми и темно-серыми обохренными комковатыми глинами с известково-мергелистыми конкрециями, иногда с гипсом, реже желто-серыми, серыми полимиктовыми слюдистыми песками. Характерно чередование пачек глин различной окраски. Прослои красно-бурых глин встречаются среди отложений свиты в Кулундинской степи. Мощность свиты 30—50 *м*.

В отложениях свиты встречаются: *Unio pronus* Martens, *U. bituberculosus* Martens., *U.* cf. *athleta* Lindh., *Sphaerium capillaceum* Lindh., *Valvata cincinna pisanalis* (Müll.) и другие. В комплексе семян из этой свиты, по Г. А. Балуевой, преобладает травянисто-кустарниковая растительность со значительным участием современных запад-

http://jurassic.ru/

но-сибирских видов. На правом берегу р. Иртыша у г. Павлодара, в нижних горизонтах этой свиты Ю. А. Орловым была обнаружена фауна гиппарионов и других позвоночных (Equidae, Rhinoceratidae, Giraffidae, Cervidae, Antilopidae, Carnivora), имеющих верхнемиоценовый — нижнеплиоценовый возраст. В районе, где обнаружена эта фауна, средние и верхние слои павлодарской свиты размыты, а выше несогласно залегают четвертичные породы. С продвижением на восток (на Приобском плато) появляются полные разрезы павлодарской свиты, которая постепенно — без видимых следов перерыва сменяется выше кочковской свитой позднеплиоценового—четвертичного возраста. По-видимому, в павлодарской свите здесь имеются слои до среднего плиоцена включительно. В целом павлодарская свита условно датируется как средний и верхний миоцен, нижний и средний плиоцен.

В некоторых районах Барабы, часто в Приобье Кулунды и в Обь-Чумышской впадине, бурлинская серия на свиты не разделяется.

**Верхний плиоцен.** Кочковская свита. Нижняя часть кочковской свиты сложена в основном серыми, коричневато-бурыми, красновато-бурыми карбонатными плотными глинами озерного генезиса и во многих районах условно датируется как верхний плиоцен.

Верхняя часть ее, также представленная глинами, относится к низам четвертичной системы. В таком составе отложения кочковской свиты распространены на Предалтайской равнине и в Приобском плато.

В некоторых районах нижняя часть этой свиты представлена аллювиальными серыми слюдистыми песками с прослоями глин. Это барнаульская пачка в верхнем Приобье, каргатская пачка в Новосибирском районе и Барабе. Эти песчаные отложения, по данным палеокарпологического анализа и по стратиграфическому положению, относятся к верхнему плиоцену и самым низам четвертичной системы. Таким образом, обе эти пачки имеют несколько больший возрастной диапазон, чем вышеуказанные глинистые слои нижней части кочковской свиты.

### *КОЛЫВАНЬ-ТОМСКАЯ ЗОНА*

В пределах Колывань-Томской зоны третичные отложения не имеют сплошного распространения. Они выполняют эрозионные депрессии, чаще всего открывающиеся в Западно-Сибирскую низменность и, возможно, имеющие тектоническое происхождение. На западном обрамлении Колывань-Томской зоны третичные породы образуют сплошной покров, увеличивающийся в мощности по мере погружения толщ палеозоя в сторону Западно-Сибирской низменности.

Третичные отложения в Колывань-Томской зоне обычно залегают на коре выветривания палеозойских пород и перекрываются плащом четвертичных отложений мощностью от 15 до 50 *м*. Наиболее полный разрез они имеют в Реженской депрессии: на коре выветривания пород нижнего карбона здесь залегает третичная толща, разделяемая М. Г. Горбуновым на три свиты:

Нижняя — каспаранская состоит из рыхлых кварцевых песков с прослоями серой и белой глины вблизи кровли. В ее составе отмечаются темные, почти черные кварцевые пески, окрашенные окислами марганца. По содержащимся в них семенам и плодам *Pinus thomasiana* (Goepp.) Reichenbach, *Taxodium* sp., *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) Schlecht., *Spondiaecarpum turbinatum* Menzel песчаные отложения каспаранской свиты относятся к нижней половине олигоцена. Мощность свиты 30—35 *м*.

Выше залегают отложения реженской свиты (Хахлов, 1931), представленные переслаиванием глин серого, зеленовато-серого, желтого и белого цветов, песков тонкозернистых серых и палевых и пластов бурого угля в верхней части. Пески реженской свиты отличаются от песков каспаранской резким увеличением содержания полевых шпатов в легкой фракции и минералов группы эпидота и роговой обманки



http://jurassic.ru/

в тяжелой фракции. В глинах из основания свиты встречаются отпечатки листьев, типичных для тургайской флоры: *Salix* cf. *pyrolaefolia* Ledb., *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Populus balsamoides* Goepp., *Juglans acuminata* A. Br. и другие. Здесь же обнаружены остатки семян, которые П. И. Дорофеев относит к послечеганским, т. е. к средне-позднеолигоценовым. М. Г. Горбунов сравнивает реженскую флору с флорой горы Ашутас (Казахстан, Зайсанская впадина) и относит ее к верхней части среднего олигоцена. Мощность реженской свиты определяется в 15—20 *м*.

Толща песков с тонкими прослоями серой и желтой глины перекрывает реженскую свиту с размывом.

Разрез палеогеновых отложений Реженской депрессии хорошо увязывается с разрезом палеогена Киреевской впадины: каспаранская свита соответствует по стратиграфическому положению атлымской, реженская — новомихайловской свите.

В Лучановской и Вороновской депрессиях на коре выветривания сланцев и песчаников нижнего карбона в понижениях древнего рельефа лежат породы отнесенные М. П. Нагорским к среднему олигоцену. Они представлены белыми глинами, песчанистыми глинами и белыми глинистыми песками. Характерно присутствие опоковидных пород, встречающихся в верхних горизонтах, и сидеритов, тяготеющих к нижним горизонтам. В тяжелой фракции глин и песков отмечается наличие стойких минералов и присутствие рутила, ильменита и анатаза; в легкой фракции характерно отсутствие полевых шпатов. Мощность от 2 до 8 *м*.

В некоторых местах на этих белых глинах лежат сохранившиеся от размыва угленосные песчано-глинистые отложения реженской свиты. В Лучановской депрессии их мощность определяется в 25 *м*. В районе с. Лучаново на глинах реженской свиты залегает толща белых песков, относимая к верхнему (?) олигоцену.

К северу от г. Тайга вышеописанные третичные породы перекрываются палеонтологически немым горизонтом, так называемых «тайгинских глин», имеющих неясный возраст. Большинство исследователей считает их четвертичными (Радугин, 1934 г.).

В более южных районах Колывань-Томской зоны третичные отложения также приурочены к молодым депрессионным структурам. В основании разреза их обычно залегают переотложенные продукты коры выветривания — белые и цветные глины, перекрывающиеся угленосными песчано-глинистыми отложениями новомихайловской (реженской) свиты.

Ближе к окраинным районам Колывань-Томской зоны, в ее южной части, отложения новомихайловской свиты перекрыты песчано-галечниковыми осадками с галькой кремния, кварца и других пород, а также песками ржаво-желтого цвета, которые распространены на участке ст. Болотная — г. Юрга. И. Г. Зальцман сопоставляет эти отложения с осадками чаграйской (знаменской) свиты верхнего олигоцена и относит их к болотнинской свите.

Стратиграфически выше лежат отложения неогена: «мраморовидные» зелено-серые и пятнисто-красные глины мощностью до 10—15 *м*, относимые к аральской (таволжанской) свите нижнего миоцена. Они перекрываются бурыми глинами павлодарской свиты и серыми и коричневато-бурыми карбонатными глинами кочковской свиты (верхний плиоцен — низы четвертичной системы).

Широко известен в литературе разрез третичных отложений Лагерного сада в г. Томске. Здесь на коре выветривания сизых сланцев нижнего карбона залегают белые глины мощностью до 2 *м*. Глины перекрываются толщей серых песков, перемежающихся с тонкими коричневатыми глинами, в которых имеется пласт бурого угля. Общая мощность этих отложений не менее 10 *м*. В песках среди прослоев глин

http://jurassic.ru/

содержатся отпечатки листьев: *Populus balsamoides* Goepp., *Juglans acuminata* A. Br., *Carpinus grandis* Ung. и другие, а также богатейшая коллекция семян, названная П. А. Никитиным «Лагерносадской». П. А. Никитин и П. И. Дорофеев сопоставляют лагерносадскую флору с реженской и относят ее к олигоцену.

Таким образом, лагерносадские отложения по стратиграфическому положению, минералогическому составу тяжелых фракций осадков и содержащимся в них растительным остаткам относятся к новомихайловской свите среднего олигоцена.

В некоторых более южных районах зоны верхнеолигоценовые отложения перекрыты «мраморовидными» глинами нижнего миоцена и бурыми глинами среднего миоцена—нижнего плиоцена.

### *КУЗНЕЦКИЙ БАССЕЙН*

Рыхлые послеюрские толщи, залегающие под четвертичными отложениями, довольно широко распространены на территории Кузбасса и в основной массе своей, видимо, относятся к нижнему и верхнему мелу, наличие которого доказано здесь палеонтологическими данными.

В то же время не исключено наличие в Кузбассе палеогеновых и неогеновых отложений. Из пестроцветных глин, развитых у с. Ваганова (по западной окраине бассейна), М. П. Нагорский собрал остатки семян, определенных П. А. Никитиным как *Azolla* cf. *turgida* PAN, *Salvinia* sp., *Potamogeton* sp., *Spirematospermum wetzleri* (Heer) Chandl., *Brasenia ovula* (Brong.) Reid. et Chandl., *Aldrovandella* sp., *Actinidia* cf. *crassisperma* Chandl., *Aralia* sp., *Boraginaceae*?, *Nagorskia* sp., *Carpolithes andromedoides* PAN, *C. echinodermatus* PAN, *C. quadrifurcatus* PAN, *Tegmenites graminiformis* PAN, *Ghyllites* sp., *Copelites* sp., *Rhabdopissites kemtshikites* PAN, *Vitrenites* sp., *Cocconites* sp., *Reticulites* sp., *Ovulites* sp. Возраст этих семян, по П. А. Никитину, эоценовый.

Из этого же района по сборам Г. Г. Попова В. А. Хахлов определил древесины *Taxodioxylon sequoianum* (Merckl.) Goth. близкие к современным *Sequoia sempervirens* Endl. Они также скорее всего послемеловые (палеогеновые). Более древними (палеоген—датский век) являются баркинские глины.

Таким образом, в Кузбассе имеются палеонтологически доказанные палеогеновые отложения, представленные песками и глинами, частью пестроцветными (с валунами кремнистых пород). Палеогеновыми, видимо, являются здесь наиболее молодые из кор выветривания. К неогену, возможно, относятся слабо сцементированные и рыхлые красноцветы, — аналоги аральской свиты и более молодых павлодарских толщ. Наличие их возможно в погребенных долинах древней речной сети Кузбасса и на водоразделах.

### *НЕНИНСКО-ЧУМЫШСКАЯ ВПАДИНА*

Мезо-кайнозойские отложения Ненинско-Чумышской впадины, вытянутой по простиранию пород палеозоя на северо-восток, располагаются в пределах грабен-синклинали, сложенной осадочными и эффузивными породами девона, ограниченными с востока и запада породами древнего палеозоя Салаира и Кузнецкого Алатау.

Третичные отложения в небольших выходах обнажаются из под покрова четвертичных лёссовидных супесей и суглинков (до 30 *м* мощности) по берегам притоков р. Нени и Чумыша и прослеживаются на всем протяжении впадины; строение и возраст их еще слабо изучены.

http://jurassic.ru/

Сведения об этих отложениях приведены в работах Б. К. Поленова (1915), А. М. Кузьмина (1928), Ю. А. Кузнецова (1930), А. С. Кириллова и В. Ф. Сенцовой (1945), В. П. Казаринова (1947) и Н. И. Парвицкой (1949). Основные разрезы третичных пород Ненинско-Чумышской депрессии в 1950 г. были изучены Е. Н. Щукиной.

Наиболее древними отложениями этого района, возраст которых по флоре (отпечатки листьев) относится к переходному от конца мела к палеогену, являются слои Баркинского разреза (Казаринов, 1947 г.).

В южной части Ненинско-Чумышской впадины к третичным отложениям относятся породы ненинской свиты, разделяющейся на две толщи. Более древняя (30—42 *м*) сложена каолинизированными белыми галечниками, кварцевыми песками, желтыми каолиновыми огнеупорными глинами, переходящими кверху в серовато-белые глины с тонкими линзочками чистого белого каолина.

Галечники (8 *м*), залегающие в основании свиты на различных выветрелых породах палеозоя, слагают слой, состоящий из несортированных гравелистых песков с хорошо окатанными гальками кварца и черных окремнелых пород (5—15 *см* в диаметре). В районе д. Кедровки и несколько южнее среди серых глин залегают прослои (0,10—0,5 *м*) более темных коричневых и черных глин с небольшими линзочками бурого угля и сажи. Среди них найдены куски древесины и единичные зерна пыльцы орешника, березы, дуба, ясеня, сосны и *Cupressus,* указывающие на палеогеновый возраст вмещающих их пород.

По литологическому составу породы нижней толщи ненинской свиты близки с отложениями Баркинского разреза.

На размытой поверхности нижней толщи залегает менее мощная верхняя пачка пород, характеризующаяся пестрой окраской красных, розовых, лиловых и желтых тонов. Максимальная видимая мощность ее не превышает 16 *м*. В основании верхней толщи местами залегает слой (4 *м*) пестроокрашенного глинистого каолинизированного галечника с мелкой галькой кварца и гальками глин — реликтами изверженных пород палеозоя. Верхние слои толщ представлены чередованием каолинизированных кварцевых песков и глин, иногда содержащих мелкую гальку кварца. Местами среди песков и глин встречаются железистый «бобовник» (до 2 *см* в диаметре) и конкреции бурого железняка с белой глиной внутри. Среди мясо-красных и пестрых глин иногда сохраняются пятна белых глин. Все эти признаки не оставляют сомнения в том, что пестрая окраска верхней толщи является вторичной, связанной с процессами выветривания пород, относящихся, как и слои нижней толщи, к аллювиальным и частично озерным отложениям. Породы верхней толщи по стратиграфическому положению отнесены Е. Н. Щукиной к олигоцен-миоценовым. Можно думать, что слои нижней и верхней толщи близки по возрасту, так как те и другие залегают согласно, полого падая (под углом до 2°) в направлении осевой части Ненинско-Чумышской впадины. Наклон слоев указывает на проявление молодых — неогеновых поднятий в бортовых участках впадины.

### *АЛТАЙ*

На территории Алтая к третичным отложениям относятся рыхлые продукты коры выветривания осадочных и изверженных пород палеозоя, а также толщи озерных, аллювиальных и овражно-балочных отложений.

Среди образований коры выветривания выделяются два горизонта: 1) палеогеновый и 2) верхнеплиоценовый (Щукина, 1956 г.). Первый представлен рыхлыми, пестроокрашенными и отбеленными каолинизи-

http://jurassic.ru/

рованными и каолиновыми породами. Второй выражен ожелезненными породами уменьшенной плотности. Образования коры выветривания распространены на ограниченных участках, часто приуроченных к тектоническим зонам или контактам с закарстованными известняками. В области горно-холмистых предгорий кора выветривания встречается на второстепенных междуречьях с абсолютными высотами 450—600 *м*. В горах Алтая каолиновые продукты выветривания фиксированы на абсолютных высотах 1400—1500 и 1800—2200 *м* в виде небольших выходов, приуроченных к склонам эрозионно-тектонических впадин и западинам древнего рельефа междуречного плато.

Осадочные породы Алтая относятся к палеогену и неогену. Они, как и образования коры выветривания, слагают небольшие, часто удаленные друг от друга на километры, участки (размером от единиц квадратных метров до десяти квадратных километров), расположенные на разных высотах. Главные места распространения третичных отложений приурочены к наиболее крупным эрозионно-тектоническим впадинам (Самахинской, Чуйской, Курайской), а также к междуречьям, где они залегают в западинах древнего рельефа на высотах 1400, 1800, 2200 и 2800 *м*.

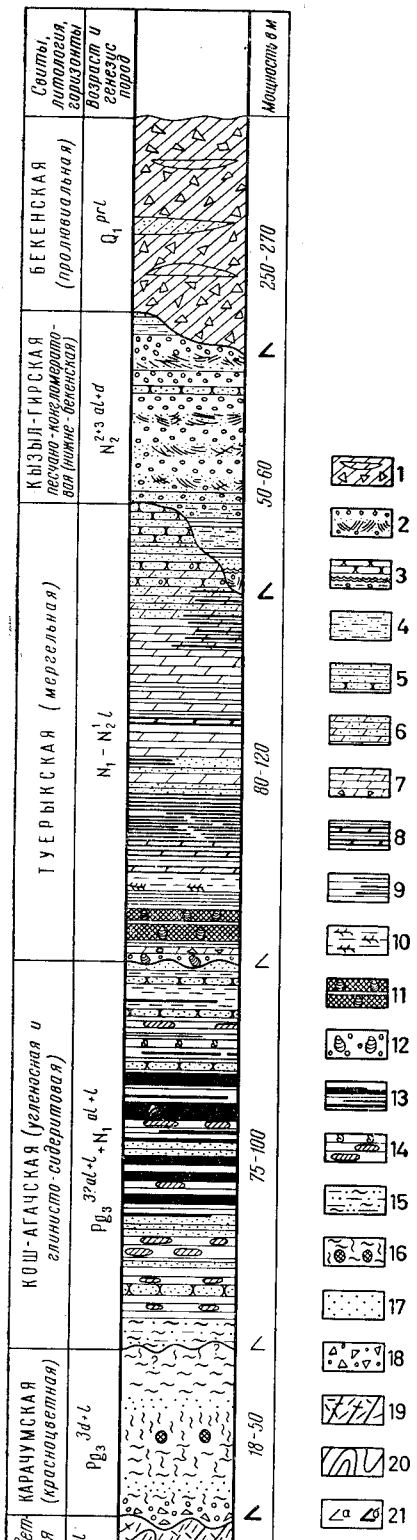
Повсюду на Алтае третичные отложения залегают с резким угловым несогласием на денудированной поверхности дислоцированных пород палеозоя и продуктах их выветривания. Резко различное высотное положение третичных пород в разных геоморфологических зонах и элементах рельефа дает представление о масштабах молодых сводообразных и глыбовых поднятий Алтая. При этом следует учитывать, что некоторые изменения высот залегания третичных пород в пределах геоморфологически однотипных зон вызваны наличием древнего допалеогенового рельефа, размах которого, видимо, не превышал 300—500 *м*.

## ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА

Значительная полнота разреза третичных пород и достаточно большая их протяженность (на 35 *км* по простиранию при ширине от 1 до 2—3 *км*) наблюдаются вдоль западного и северного ограничений Чуйской впадины. Общая мощность третичных пород достигает здесь 300 *м*. Они изучались многими исследователями. Представлены они серией озерных, озерно-аллювиальных, болотных и овражно-балочных осадков, среди которых Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957) выделяют несколько свит (рис. 34).

Наиболее древняя **карачумская** пестроцветная свита представлена пестроокрашенными (красными и красно-бурыми, розовыми, желтыми, белыми, серыми) глинами каолинового состава с подчиненными линзами и прослоями песков, имеющими в основании кварцевые белые галечники и брекчии, налегающие на кору выветривания дислоцированных пород палеозоя. Мощность свиты в разных местах впадины колеблется от 18 до 50 *м*. Более полно она представлена на западе впадины в бассейне р. Чаган-Узуна, по р. Қызылчину, и на востоке — по оврагам р. Карачума. Из прослоя зеленовато-черных глин (из верхней части свиты) О. В. Матвеевой была определена пыльца *Carya* sp., *Tilia* sp., *Pterocarya* sp., *Juglandaceae, Ulmus* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Picea* sp., *Pinus* sp., *Ericaceae*. В отдельных слоях плотных глин встречена фауна мелких наземных и пресноводных моллюсков. Породы этой свиты залегают с небольшими углами падения, вскрываясь в участках древних разломов, подновленных более молодыми движениями. Возраст свиты — олигоценовый.

http://jurassic.ru/




На размытой поверхности пород карачумской свиты (а в других местах непосредственно на породах палеозоя), видимо, со слабым несогласием, залегает свита озерных, аллювиальных и болотных отложений, выделенная под названием **кош-агачской.** Она характеризуется большой фациальной изменчивостью как по простиранию, так и в вертикальном разрезе, но в главной своей части представлена осадками угленосной формации. В низах свиты, вскрывающихся у западной и северо-восточной окраин Чуйской впадины, залегает горизонт мелкогалечных глинистых конгломератов с выветрелыми гальками пород палеозоя, сменяющийся выше темно-серыми глинами и суглинками и еще выше чередованием светлых голубовато-серых и желтоватых глин с характерными крупными (до 0,5 *см* в диаметре) караваеобразными конкрециями темного сферосидерита. В верхней части глин встречаются прослои песков и песчаников. Мощность горизонта с сидеритами достигает 30—50 *м*.

В оврагах на северо-востоке впадины, выше глин с сидеритами распо-

Рис. 34. Схематический сводный разрез третичных отложений Чуйской впадины

*1* — нижнечетвертичные пролювиальные брекчии, конгломераты бекенской свиты с прослоями песчаников и суглинков (все породы с суглинисто-карбонатным цементом) — $Q_1^{prl}$; *2—15* — неогеновые, озерные, болотные и овражно-балочные отложения — $N_1—N_2^{al, l, hd}$ (*2* — конгломераты с прослоями песчаников с косой типично аллювиальной слоистостью; *3* — песчаники с прослоями глинистых конгломератов и водорослевого известняка; *4* — глинистые пески; *5* — песчаники, содержащие гальку; *6* — песчанистые светло-серые и белые мергели и песчаники с известковым цементом; *7* — мергели светло-серые, желтые; *8* — тонко-сланцевые коричневые и зеленосерые глины с прослоями плотных окремненных серых мергелей, раковистых на изломах; *9* — серые мергелистые глины, фациально замещающиеся тонкосланцевыми зеленовато-серыми глинами; *10*—гумусированные глины с растительными остатками и лигнитами; *11* — ракушечники с прослоями листоватых сланцев; *12* — кварцевые известковистые конгломераты с ядрами фауны палюдин; *13* — переслаивание аргиллитов, серых углистых глин и бурых углей; *14* — белесо-серые и зеленоватые глины со сферосидеритами и прослоями песчаников, в некоторых слоях с фауной вивипарид; *15* — глинистые слегка пестроцветные конгломераты с мелкой выветрелой галькой пород палеозоя); *16* — красные, бурые и желтые каолиновые глины с прослоями тяжелых суглинков, иногда темных глин, содержащих пыльцу (в отдельных слоях плотных суглинков фауна наземных и пресноводных моллюсков); *17* — кварцевые пески; *18* — кварцевые брекчии и галечники; *19* — каолинизированные, сохранившие структуру и элементы залегания породы палеозоя (кора выветривания) — Pz; *20* — дислоцированные породы палеозоя; *21* — угловое несогласие (*а* — слабое, *б* — резко выраженное); *22*—границы размыва

http://jurassic.ru/

лагается пачка светло-желтовато-серых песчаников, сменяющихся вверх толщей переслаивающихся светлых палево-серых глин и охристо-желтых глинистых сидеритизированных песчаников, чередующихся с горизонтами темно окрашенных гумусированных глин. В центральных частях Чуйской впадины вдоль ее северной окраины эти слои в ряде участков (около сс. Кош-Агача, Арталыка, Чаган-Узуна) сменяются толщей угленосных пород, в которой, наряду с гумусированными слоями глин и суглинков, среди аргиллитов прослеживаются многочисленные прослои (от 1—2 *см* до 0,5 *м*) углистых глин и бурых углей. В месторождении Чаган-Узун отдельные слои бурого угля достигают мощности от 1—2 до 4 *м* (Аксарин, 1938). Прослои сидеритизированных песчаников при выветривании образуют на поверхностях обнажения коричнево-желтую остроугольную черепитчатую щебенку. Максимальная мощность угленосных пород в участке Чаган-Узунского месторождения составляет 75 *м*, а в районе пади Туерык — около 100 *м*.

В угленосной свите встречены многочисленные отпечатки листьев, определенные В. А. Хахловым как *Diospyros brachysepala* A. B r., *Juglans acuminata* A. B r., *Populus* sp., *Alnus* sp., *Salix* sp. Остатки семян и плодов определены отсюда П. А. Никитиным (1937 г.) как *Sparganium* sp., *Epipremnum heterobrachium* P A N, *E. menispermoides* P A N, *Spirematospermum* sp., *Decodon globosus* P A N, *Diclidocarya mergelii* R e i d., *Rubus* sp., *Lycopus* sp., *Nymphaea* sp. имеются и споры папоротников из группы Triletineae. В пластах угля П. А. Никитин обнаружил спикули одноосных губок, комочки янтаря, много пыльцы хвойных *Picea* sp., *Pinus* sp., *Tsuga* sp., пыльцу ольхи, дуба, вересковых и семена *Aldrovanda sibirica* P A N. И. В. Палибин по сборам автора и И. П. Дорофеев по сборам Г. Беляевой определили из пород угленосной свиты Чуйской впадины: *Typha* sp., *Trapa borealis* H e e r, *Phragmites oeningensis* H e e r, *Picea* sp., *Sequoia* sp., *Staphylea* sp., *Cornus* cf. *gorbunovii* D o r o f., *Aralia* sp. Послойное изучение спор и пыльцы, проведенное Г. Беляевой (1955 г.), показало, что угленосная свита накапливалась в условиях развития смешанных разреженных лесов с господством берез и при менее развитой растительности темно-хвойной тайги из елей, тсуги, пихты (с примесью *Pinus haploxylon, P. diploxylon, Podocarpus*), но с относительно большой примесью широколиственных пород: вяза, липы, лещины, граба, бука, лапины, ореховых (*Juglans* и *Carya*) и вересковых растений. Весь комплекс растительности указывает на миоценовый, а возможно и верхнеолигоценовый возраст угленосной кош-агачской свиты Чуйской впадины. Угленосные отложения почти повсюду резко дислоцированы. В зоне надвигания на них палеозойских пород Курайского хребта они падают под углом от 25 до 60° в сторону хребта; местами в них наблюдаются сбросы, взбросы (порядка нескольких метров) и небольшие складки. Того же типа угленосные слои с аргиллитами вскрываются в двух участках Самахинской впадины по р. Аргуту.

В нижнем отрезке долины р. Чаган-Узуна и в логах левого берега р. Чуи на глинах со сферосидеритами согласно залегают слои туерыкской **(мергельной) свиты.** С приближением к выступам пород палеозоя породы туерыкской свиты ложатся трансгрессивно на размытую поверхность дислоцированного палеозоя. Здесь в основании свиты прослеживается конгломерат, состоящий то из мелких галек кварца, то из обломков перемятых гипербазитов, кварца и осадочных пород палеозоя, цементированных известковой глиной.

Нижний горизонт туерыкской свиты представлен тонкосланцеватыми зеленовато-серыми и коричнево-серыми глинами с выдержанными прослоями (по 0,05—0,10 *м*) плотных окремнелых белых и свет-

http://jurassic.ru/

ло-серых мергелей с характерным раковистым изломом. Местами в основании этих глин лежат слои ракушечника, переполненные сдавленными раковинами крупных вивипарид (*Viviparus* ex gr. *barboti — megarensis*). Из тех же слоев определены: *Radix* ex gr. *ovata* Drap., *R.* ex gr. *auricularia* L., *Planorbis* ex gr. *planorbis* L., *Planorbis* sp., *Valvata* ex gr. *cristata, Coretus* ex gr. *corneus, Gyraulus* sp., *Pisidium* sp., *Unio* sp. (Лунгерсгаузен, 1954 г.).

Второй горизонт свиты составляют светло-серые и желтоватые, почти белые мажущие мергели с прослоями мергелистых плотных глин, алевритов, вверх обогащающихся прослоями серых мелкозернистых часто тонкоплитчатых песчаников с многочисленной фауной остракод, относящихся, по определению Г. Ф. Шнейдера, к *Ilyocypris brody* Sars., *I.* ex gr. *tribulata* Lienkls, *Limnocythere loculenta* Liv., *L. acristata* Schm., *Losoconcha inopinata* Bacvid. В отдельных прослоях свиты и особенно в ее верхнем песчаном горизонте встречена пыльца и другие остатки растений. Отсюда определены *Trapa borealis* Heer, *Phragmites ceningensis* Heer, пыльца сосны, тсуги, ели, березы, вяза, липы, граба, лапины и ореха; в верхних слоях песчаного горизонта широколиственные породы исчезают. По составу фауны моллюсков и остракод породы туерыкской свиты отвечают нижнему плиоцену и верхам миоцена; по составу флоры они ближе к миоцену.

В разрезах по левому берегу р. Чуи породы туерыкской свиты лежат горизонтально, но с приближением к борту Курайского хребта, на правобережье р. Чуи они наклонены в сторону надвинутых на них пород палеозоя под углом 25°. Общая мощность свиты достигает 80—120 *м*.

На размытой поверхности пород туерыкской, а местами и более древних свит несогласно залегают слои овражно-балочных и аллювиальных отложений, выделенные Г. Ф. Лунгерсгаузеном и О. А. Раковец (1957) под наименованием **кызылгирской свиты**, общей мощностью около 50 *м*. Представлена она желто-серыми и бурыми мелкогалечниковыми конгломератами, темными песчаниками, песками с прослоями щебня и ракушника. В песках и галечниках нередко прекрасно выражена аллювиальная косая слоистость. В основании галечников прослеживаются прослои водорослевых (строматолитовых) известняков, местами переполненных раковинами *Viviparus* ex gr. *contectus* Müllet. (aff. *casaretto* Rouss), *Limnaea* aff. *apsheronica* Andr., *L. ovata* Drap., *L. auricularia* L., *L. bessonae, Unio* sp. В основании свиты в нескольких пунктах найдены раковины *Pyrgula olgae* Lung., *Viviparus* aff. *neumayri, Planorbis* sp. и другие. Местами слои этой свиты дислоцированы. Лунгерсгаузен Г. Ф. (1957 г.) по фауне моллюсков определяет возраст породы кызылгирской свиты как средний и частично поздний плиоцен.

Выше залегает так называемая бекенская (пролювиальная) свита, общей мощностью 250—270 *м*. Нижняя часть этой свиты, выделенная Г. Ф. Лунгерсгаузеном и О. А. Раковец (1957 г.) под наименованием нижней бекенской подсвиты (песчано-конгломератовой — по Е. Н. Щукиной, 1937 г.), сложена мелкими галечниками, сменяющимися слоями уплотненных бурых и зеленовато-серых песков, песчаников с линзами галечника; здесь хорошо выражена аллювиальная слоистость; общая мощность этой подсвиты достигает 50—60 *м*. В вышележащих породах свиты (в верхней подсвите 200 *м*) собрана фауна мелких палюдин, типа *Viviparus kujalnicensis* Mang. Верхняя подсвита сложена грубоокатанными галечниками и щебнями; лежит она с размывом и угловым несогласием на нижней подсвите и имеет, возможно, уже раннечетвертичный возраст.

http://jurassic.ru/

Соотношение нижней бекенской подсвиты и кызылгирской остается невыясненным; возможно, они окажутся синхронными. По-видимому, начало накопления пород нижней бекенской подсвиты падает еще на плиоцен.

По мнению Е. Н. Щукиной, нижнебекенский возраст имеют желто-охристые и серые конгломераты, пески, песчаники и песчанистые алевриты, вскрывающиеся под толщами древнеледниковых пород, в огромном разрезе левого берега р. Чагана в 4 *км* выше впадения его в р. Чаган-Узун (где эти породы падают под углом 15—17°).

Итак, в наиболее крупной из впадин Горного Алтая третичные отложения представлены довольно полно. Изменение литологического состава, мощностей пород различных свит озерных и аллювиальных отложений указывает, что накопление их происходило в изменчивых условиях тектонического режима и рельефа. Тесная связь пестроокрашенной карачумской свиты с образованиями коры выветривания и небольшая мощность ее осадков свидетельствуют о накоплении этих пород в условиях тектонического покоя при слабо расчлененном холмистом рельефе, типа центральноказахстанского. Большой размыв карачумской свиты, присутствие конгломератов в основании кошагачской свиты указывают на усиление тектонических дифференцированных движений, приведших к накоплению ритмично построенной угленосной свиты пород. Еще резче дифференцированный тип тектонических движений проявился в эпоху отложения туерыкской мергельной свиты, сменившись позднее более интенсивными поднятиями гор в плиоцене.

Уже в эпоху накопления угленосных и еще резче мергельных пород хорошо наметились очертания основных впадин Алтая (Чуйской, Курайской, Самахинской и других). Они развивались в результате относительных опусканий при общем поднятии хребтов Алтая. Более четкое оформление впадин и хребтов Алтая произошло на рубеже неогена и четвертичного периода.

## *ОБЩАЯ СВОДКА*

Из приведенного в порайонных очерках материала следует, что на описываемой площади отчетливо выделяется два типа разрезов: первый характерен для области длительной аккумуляции и широко распространен в Западно-Сибирской низменности, второй представлен в районах горного обрамления низменности — в расположенных там молодых впадинах и котловинах.

Разрез третичных отложений Западно-Сибирской низменности отличается непрерывностью осадконакопления, большими мощностями осадков, наличием мощной толщи морских палеоцен-эоценовых (включая низы олигоцена) отложений, перекрытых континентальными песчано-глинистыми угленосными осадками олигоцена и преимущественно глинистыми отложениями неогена.

Для районов обрамления Западно-Сибирской низменности и расположенных здесь котловин и впадин свойствен разрез с малыми мощностями, частыми и длительными перерывами в осадконакоплении, наличием коры выветривания и ее переотложенных продуктов.

Сравнение двух основных типов разрезов палеогеновых и неогеновых отложений (Западно-Сибирской низменности и примыкающих к ней районов Алтая, Салаира и Колывань-Томской зоны) показывает, что несмотря на некоторые существенные различия, они развивались по единому плану, что позволяет наметить в их составе единую периодичность осадконакопления и установить единые осадочные формации как для низменности, так и для сопредельных с ней районов.

http://jurassic.ru/

В Предалтайском районе имели место тектонические движения. Более интенсивно и широко они проявились в предатлымское время (в раннем олигоцене), а затем в начале и в конце среднего олигоцена. В Приенисейском районе палеоген лежит несогласно на меловых отложениях.

В результате перечисленных движений морской бассейн широко распространился в Западно-Сибирской низменности в эоцене, а затем, уже в среднем олигоцене, полностью покинул ее, отступив через Тургайский пролив в юго-западном направлении.

Вулканические породы в разрезах палеогеновых и неогеновых отложений Западной Сибири неизвестны.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

### *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

Исследование геологии четвертичных отложений Западной Сибири неразрывно связано с изучением вопросов оледенения Западно-Сибирской низменности и Алтая и параллелизации четвертичных оледенений Сибири и Европы. Выделение горизонтов и ледниковых комплексов имело важное значение для целей стратиграфии, так как расчленение четвертичных отложений в известной мере основывается на выявлении ледниковых эпох и разделяющих их межледниковий.

До Великой Октябрьской социалистической революции изучением четвертичных отложений Зауралья занимались И. Д. Черский (1888, 1891), Н. К. Высоцкий (1896), Г. И. Танфильев (1902), В. Н. Сукачев (1909), Д. А. Драницын (1915), В. А. Обручев (1915), С. А. Яковлев (1916). Первая схема стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности была предложена Н. К. Высоцким. Развивая идеи Н. К. Высоцкого о наличии в Западной Сибири древнего оледенения, Г. И. Танфильев (1902 г.) пришел к выводу о существовании на площади центральной части Западно-Сибирской низменности громадного приледникового озера, сток вод которого, по его мнению, осуществлялся через Тургай в Аральское море. В. Н. Сукачев (1909 г.) обнаружил у с. Демьянского на р. Иртыше в диагонально-слоистых песках из нижней части разреза «материка» остатки растений арктической флоры. Д. А. Драницын (1912) пришел к выводу о двукратном оледенении Западно-Сибирской низменности. С. А. Яковлев (1916) установил несомненные следы обширного оледенения северного Алтая.

После Великой Октябрьской социалистической революции изучение четвертичных отложений получило особенно широкое развитие. При этом важное значение имели работы В. А. Обручева (1931), обобщившего результаты разрозненных наблюдений Н. К. Высоцкого, В. Н. Городкова, А. А. Дунина-Горкавича и других авторов. В. А. Обручев пришел к выводу, что есть все основания предполагать наличие ледникового покрова континентального типа на всем пространстве между Средней и Нижней Обью, Вахом и Нижним Енисеем. По его мнению, существовали Уральский и Сибирский центры оледенения, наряду с которыми он предполагал существование еще и Тазовского центра.

В. Н. Сукачев (1931, 1934) среди четвертичных отложений, развитых вдоль р. Иртыша, выделил три толщи: «сизые суглинки», перекрывающие их «диагональные пески» и покровные «суглино-супеси». Несколько позднее им была открыта еще одна толща («нефедовская»), залегающая на «сизых суглинках». Много сделал для познания четвертичных отложений Западной Сибири Я. С. Эдельштейн.

http://jurassic.ru/

Позднее П. А. Никитин (1940) пришел к выводу, что вся низменность прошла три этапа развития: этап образования сизых суглинков ($Q_1^1$), этап накопления диагональных песков ($Q_1^2$) и сложный этап формирования покровного комплекса ($Q_{2-3}$).

П. А. Православлев (1933) на основании изучения разрезов Приобья от с. Усть-Чарыша до г. Камня расчленил толщу четвертичных отложений плато на три свиты (сверху вниз): «А», «В» и «С», где «А» — толща покровных суглинков; «В» — толща рыхлых «перекрестно-слоистых» песков, перемежающихся с линзовидными пропластками глины и суглинка, с остатками болотной растительности; «С» — глины синевато-зеленовато-серые, в кровле темно- и грязно-коричневые.

В. И. Громов (1934) в результате исследований в бассейне р. Бол. Югана установил южную границу распространения ледниковых покровов максимального оледенения Западно-Сибирской низменности. Предложенное В. И. Громовым сопоставление максимального оледенения Западно-Сибирской низменности с днепровским оледенением Русской равнины стало краеугольным камнем стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности.

После работ В. И. Громова с особой остротой встали вопросы о возможности параллелизации четвертичных оледенений Сибири и Европы. В. Н. Сакс (1953, 1958) считал, что наличие общих центров оледенения на Русской равнине и в Западной Сибири, на Урале и Новой Земле, на Западной и Центральной Сибири (на Таймыре и в горах Путорана) не оставляет сомнения в одновременности ледниковых эпох в Европе и в области покровного (северного) оледенения Сибири.

Сопоставление оледенений Алтая с гюнцем, минделем, риссом и вюрмом Европы впервые было предложено А. М. Кузьминым (1929 г.), выдвинувшим идею о четырехкратном оледенении Алтая. Это сопоставление было поддержано академиком В. А. Обручевым (1938 г.). Изучая «стадии» последнего оледенения, Л. А. Варданянц (1938 г.), И. М. Мягков (1936 г.), К. Г. Тюменцев (1936 г.) подтвердили возможность синхронизации ледниковых эпох Алтая с соответствующими оледенениями Европейской части СССР.

Планомерное изучение четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности и Алтая совпало с началом развития на этих территориях геологических съемок, выполняемых Западно-Сибирским геологическим управлением. Большое значение имели и тематические работы по установлению числа и характера оледенений в Западной Сибири, корреляции их во внеледниковой зоне и горной области и прочее. В этих работах принял участие большой коллектив геологов, среди которых необходимо отметить М. П. Нагорского, К. В. Радугина, Ю. А. Кузнецова, Б. Ф. Сперанского, Н. И. Парвицкую, Л. Н. Ивановского, И. М. Мягкова, Л. А. Рагозина, С. Ф. Дубинкина, Е. В. Шумилову, Е. Н. Щукину, В. Д. Фомичева, В. А. Николаева, А. А. Земцова, И. Г. Зальцмана, В. А. Мартынова, С. Б. Шацкого, Б. В. Мизерова и др.

Нижняя граница четвертичных отложений определяется достаточно четко по ряду признаков и в первую очередь по резкой смене литологического состава, палеонтологическим данным и структурным взаимоотношениям.

О возможности и принципах расчленения отложений четвертичного периода имеются две точки зрения, отражающие два основных направления в работе советских исследователей четвертичных отложений: палеоклиматического и биостратиграфического.

http://jurassic.ru/

Представителями палеоклиматического направления являются С. А. Яковлев, А. И. Москвитин, В. Н. Сакс, С. В. Яковлева, С. В. Эпштейн и другие. Биостратиграфическое направление представлено В. И. Громовым, К. В. Никифоровой, Е. В. Шанцером и другими.

Своеобразную схему стратиграфии четвертичного периода для Западной Сибири создал на основании изучения семян П. А. Никитин. Многочисленные заключения П. А. Никитина положены в основу стратиграфических сопоставлений, приводимых в настоящем томе. По мнению П. А. Никитина, четвертичные отложения по рр. Оби и Иртышу легко разделить по содержащимся в них флористическим комплексам на две части — нижнюю $Q_1$, и верхнюю $Q_{2-3}$. Для $Q_1$ особенно характерными руководящими формами являются *Azolla interglacialica* Nikit., *Salvinia natans* All., *Selaginella selaginoides* Link. и ряд других форм. Часть этих руководящих форм отмечена П. А. Никитиным для миндель-рисского межледниковья Европейской части СССР и это дало ему возможность датировать западно-сибирские осадки, содержащие такие же флоры, миндель-риссом (или $Q_1$) в предлагаемой им схеме (1950 г.), приведенной в табл. 24.

Таблица 24

**Стратиграфическая схема четвертичного периода по П. А. Никитину (1950 г.)**

| Отделы | Ледниковые эпохи | Характерные флористические комплексы |
|---|---|---|
| Верхний $Q_3$ | | Комплекс „пойменных торфяников" |
| Средний $Q_2$ | Вюрм | Комплекс „моховых торфяников" |
| Нижний $Q_1$ | Рисс | Комплекс Еутского отторженца на р. Югане |
| | | Комплекс „диагональных песков" |
| | Миндель | Комплекс „сизых суглинков" |
| $N^3_2$ | Гюнц | |

Следует отметить, что нижнечетвертичные, по П. А. Никитину, флоры имеют очень обширное распространение от Алтая на юге Сибири до низовий р. Оби на севере, что дает возможность уверенно проводить корреляцию далеко отстоящих разрезов.

В. И. Громов, изучавший четвертичные фауны наземных млекопитающих, установил для СССР пять разновозрастных комплексов их для отрезка времени от гюнца до современных (хопровский, таманский, тираспольский, хазарский, верхний палеолитический) и подразделил четвертичный период на три отдела: эоплейстоцен, плейстоцен и современный. При этом только в плейстоцене имело место оледенение.

В 1952 г. А. И. Москвитин доказал применимость для Западной Сибири схемы четвертичных отложений, разработанной к тому времени для Русской равнины, и дал корреляцию ледниковых и межледниковых горизонтов этих двух обширных территорий. В 1956 г. на I Межведомственном совещании при ВСЕГЕИ была принята первая стратиграфическая схема четвертичных отложений для Западной Сибири. В 1960 г. на Межведомственном совещании в г. Новосибирске было принято деление четвертичных отложений в том же объеме, на два отдела — плейстоцен (с тремя ярусами — нижним, средним и верхним) и голоцен. Всего выделено 11 горизонтов.

http://jurassic.ru/

В 1961 г. Всесоюзный стратиграфический комитет предложил отказаться от выделения рангов основных подразделений четвертичных отложений и назвать их $Q_1$ (нижнечетвертичные), $Q_2$ (среднечетвертичные), $Q_3$ (верхнечетвертичные) и $Q_4$ (современные), не решая вопроса, можно ли тут выделить отделы (плейстоцен и голоцен) или оба они являются лишь ярусами. При этом количество и последовательность горизонтов и сопоставление их с горизонтами Русской равнины остались без изменения. В 1963 г. это предложение было подтверждено соответствующим решением МСК.

При составлении данного тома за основу взята схема 1960 г. (табл. 25). Следует, однако, заметить, что принятые в томе корреляции являются в известной мере компромиссными и по-прежнему условными. Нет ясности, когда началась бореальная трансгрессия: в начале позднечетвертичного времени (по В. Н. Саксу) или в среднечетвертичное время, как показано в схеме 1960 г. Не решено, что́ представляет собой тазовское оледенение; не является ли оно стадией самаровского (максимального оледенения?), а также как трактовать санчуговские образования (морская морена?).

Средняя часть колонки, отвечающая событиям, происходившим на грани средне- и позднечетвертичного времени, особенно в части сопоставления морских и континентально-ледниковых разрезов, является наиболее дискуссионной. Допущены условности и при сопоставлении алтайских оледенений с покровными — северными.

## *ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ (севернее широты 56°)*

Четвертичные отложения в центральной части Западно-Сибирской низменности образуют покров мощностью от 5 до 80 *м*: в районах Юганской, Колпашевской и Кетской впадин их мощность достигает 50—80 *м*, а наименьшие мощности четвертичные отложения имеют в областях молодых поднятий.

В распространении четвертичных отложений наблюдается ясно выраженная широтная зональность. Выделяются ледниковая и внеледниковая области. Ледниковая область являлась ареной деятельности покровных оледенений: среднечетвертичных — самаровского и тазовского и верхнечетвертичного — зырянского.

Зона распространения последнего покровного (зырянского) оледенения занимает северо-восточную часть низменности, севернее 66° с. ш. Южнее, в полосе между 66° и 62° с. ш., простирается зона тазовского оледенения. К югу от 62° с. ш. и примерно до 59° с. ш. проходит зона самаровского (максимального) оледенения. Рельеф последней эрозионно-ледниковый: это типичная вторичная моренная равнина, расчлененная процессами эрозии и денудации. Характерным является широкое распространение покровных горизонтов лёссовидных суглинков и глинистых пород, под которыми прослеживаются морена и флювиогляциальные пески самаровского оледенения, прикрывающие толщу доледниковых озерно-аллювиальных отложений с флорами типа флор «диагональных песков» и «сизых суглинков». В этой зоне развиты широкие речные террасы.

Южнее зоны самаровского оледенения располагается обширная внеледниковая зона Обь-Иртышского и Обь-Енисейского междуречий, представляющая собой громадную аллювиально-озерную равнину.

В пределах территории, рассматриваемой в настоящем томе, из ледниковых зон развита только самая южная — зона самаровского оледенения.

http://jurassic.ru/

## ЗОНА САМАРОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Южная граница распространения ледниковых покровов самаровского оледенения проходит от д. Сотник на р. Иртыше на вершину р. Бол. Югана. Далее к востоку она резко поворачивает к северу (устью р. Ваха), а затем снова отклоняется на юго-восток, проходя по междуречью Ваха и Тыма.

В пределах зоны самаровского оледенения, в бассейне среднего течения р. Оби, четвертичные отложения выполняют крупную широтную впадину, названную М. П. Нагорским Юганской; подошва четвертичных отложений опущена на 35—40 *м* ниже современного уровня р. Оби. Четвертичные осадки здесь залегают на третичных тонкослоистых суглино-супесях. При движении к югу и северу от долины р. Оби кровля третичных осадков постепенно повышается и в обнажениях по р. Мал. Югану почти вся толща четвертичных отложений поднята выше уровня реки. Нижним членом разреза их здесь являются глины с линзами торфа, напоминающего бурый уголь. В. И. Громовым (1934 г.) они условно относились к третичным отложениям; Н. А. Нагинский (1949 г.) полагал их миоценовыми образованиями. П. А. Никитин определил из торфа следующий список четвертичных растений: *Sphagnum, Bryales, Azolla interglacialica* Nikit., *Picea* sp., *Sparganium minimum* Fries., *Potamogeton natans* L., *Carex pseudocyperus* L., *C. rostrata* Stokes, *Betula nana* L., *Cochlearia arctica* Scheecht. и др. и отнес глины содержащие прослои торфа, к тундровому началу четвертичного периода. На этих отложениях, выходящих в основании разрезов материка *, местами с размывом залегают озерно-ледниковые ленточные глины эпохи наступления самаровского оледенения, чаще же прослеживаются сизые полосчатые супеси и серовато-белые мелкозернистые пески, выходящие также в цоколе надпойменной террасы и содержащие флору «сизых суглинков» фазы «*б*» (по П. А. Никитину). Мощность их невелика — всего 3—5 *м*. Эти пески и супеси относятся к среднечетвертичным межледниковым отложениям (ларьякская свита).

С резким размывом на эти отложения ложатся озерно-ледниковые осадки самаровского оледенения, представленные ленточными глинами, достигающими мощности 10—15 *м*. Верхняя часть разреза «материков» в бассейнах рр. Бол. и Мал. Югана, Куль-Егана и Ларь-Егана занята типично моренными образованиями — валунными суглинками, содержащими рассеянные валуны и гальки траппов, известняков, песчаников и кварцитов. Суглинки темно-серые с коричневатым оттенком, плотные, комковатые, при ударе часто раскалывающиеся на остроугольные плитки. Мощность их от 5 до 15 *м*. Валунные суглинки кверху сменяются флювиогляциальными песками или же ленточными глинами и суглинками озерно-ледникового происхождения, которые при выветривании приобретают столбчатую отдельность. Опорный разрез зоны самаровского оледенения Сургутского Приобья был получен после проходки скважины на горе Еутской, на правом берегу р. Бол. Югана (Шацкий, 1955 г.). Устье скважины располагалось на высоте 24 *м* над урезом воды. Сверху вниз в разрезе наблюдаются:

| | | |
|---|---|---|
| Суглинок желто-бурый | 6 | *м* |
| Глины ленточные озерно-ледниковые | 4 | „ |
| Морена. Валунные пески | 2 | „ |
| Глины ленточные тонкослоистые | 2 | „ |
| Морена. Валунные пески | 2 | „ |
| Глины темно-серые известковистые плитчатые, с фауной пелеципод и белемнитов (юрский отторженец) | 10 | „ |

* «Материк» — водораздельное пространство.

http://jurassic.ru/

Таблица 25

## Унифицированная схема четвертичных отложений Западной Сибири

| Единая стратиграфическая шкала | | | Унифицированная региональная стратиграфическая схема | | | Стратиграфическая схема Европейской части СССР | Корреляционная региональная стратиграфическая схема | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | Ледниковая и приледниковая зона | | Внеледниковая зона | | Горная область | |
| Системы | Основные подразделения | Индексы | Горизонты | Индексы | Характерные комплексы фауны млекопитающих | Горизонт | Нижнее Приобье, среднее и нижнее Прииртышье, нижняя часть бассейна р. Тобола | Среднее Приобье, бассейны рек Ваха, Югана, Тыма, Кети, Шегарки | Барабинский район | Предалтайский и Обь-Томский раон | Горный Алтай | |
| | | | | | | | | | | | Горизонт | |
| Четвертичная | Современные отложения (голоцен) | $Q_{IV}$ | Современный | $Q_4$ | Современный фаунистический комплекс | Современный верхнеголоценовый | Аллювий пойменной террасы Мощность 10 *м* | Аллювий пойменной террасы Мощность 8—12 *м* | Аллювий пойменных террас Мощность 1—5 *м* | Аллювий низкой пойменной террасы Мощн. 15—20 *м* | Современный | |
| | | | | | | Нижнеголоценовый | | | Аллювий низких надпойменных террас Мощность 5—15 *м* | Аллювий высокой пойменной террасы Мощн. 15—20 *м* | | |
| | Верхнечетвертичные (неоплейстоцен) | $Q_{III}$ | Сартанский | $Q_3st$ | *Elephas primigenius* Blum. *Rhinoceros antiquitatis* Blum (-*Rhinoceros tichorhinus* Fisch.), *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Saiga tatarica* L., *Rangifer tarandus* L., *Cervus elaphus* L., *Capreoluspygargus* L., *Eguus caballus fossillis* Meyer. *Ursus spelaeus* Roosm. и др. | Валдайский или карельский стадиальный (ледниковый) | Аллювий I надпойменной террасы Мощность 15 *м* | Аллювий I надпойменной террасы Мощность 7—15 *м* | Покровные субаэральные отложения Мощность 4—12 *м* | Аллювиально-делювиальные и пролювиальные отложения Мощность 5—15 *м* | Аллювий I надпойменной террасы Мощн. 15—20 *м* | Мёнский ледниковый (стадия) | |
| | | | Каргинский | $Q_3kr$ | | Мгинский интерстадиальный (межледниковый) | Аллювий II надпойменной террасы Мощность 16 *м* | Аллювий II надпойменной террасы Мощность 8—20 *м* | | Касмалинская свита Мощность до 40 *м* | Аллювий II надпойменной террасы Мощн. 15—20 *м* | Ишинский межледниковый |
| | | | Зырянский | $Q_3zr$ | | Осташковский стадиальный (ледниковый) | Аллювий III надпойменной террасы Мощность 18 *м* | Аллювий III местами II надпойменной террасы Мощность 15—27 *м* | | | | Чибитский ледниковый |
| | | | | | | Мологошекснинский интерстадиальный (межледниковый) | | | | | Аллювий III надпойменной террасы Мощн. 25 *м* | |
| | | | | | | Калининский стадиальный (ледниковый) | | Аллювиальные равнины Мощность 15—25 *м* | | | | |
| | | | Казанцевский | $Q_3kz$ | | Микулинский (межледниковый) | Аллювиальные и озерные отложения Мощность 12 *м* | | | | | Енисейский межледниковый (интерстадиал) |
| | | | Тазовско-санчуговский | $Q_2tz$ | | Московский ледниковый (или стадиальный) | Тазовская свита Мощн. 5—50 *м* | Озерно-аллювиальные равнины Мощн. 4—5 *м* / Тазовская свита Мощн. 10—20 *м* | ? | Аллювиально-озерные отложения Мощн. 10—15 *м* | | Майминский ледниковый |
| | | | Мессовско-ширтинский | $Q_2m$ | | Одинцовский межледниковый (интерстадиальный) | Аллювиальные отложения Мощность 18 *м* | Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения Мощность 10—15 *м* | Чановская свита Мощн. 10—20 *м* | | Аллювий IV надпойменной (бийской) террасы Мощность 40 *м* | Ненинский межледниковый (интерстадиал) |
| | | | Самаровский | $Q_2sm$ | *Elephas trogontherii* Pohl., *Bison priscus longicornis W. Grom., Cervus (Megaceros) germaniae* Pohl., *Camelus knoblochi* Nehr *Eguus caballus missi* M. Pavl., *E. chasaricus* и др. | Днепровский ледниковый (максимальное оледенение) | Самаровская свита Мощн. до 120 *м* / Озерно-аллювиальные равнины верхнего уровня Мощн. до 18 *м* | Самаровская свита Мощн. 120 *м* / Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения Мощн. 10—20 *м* | | Федосовская свита Мощн. 40—60 *м* | | Катунский ледниковый |
| | | | Тобольский | $Q_2t$ | | Лихвинский межледниковый | Тобольская свита Мощн. 12—30 *м* | Ларьякская свита Мощн. 8—17 *м* | | Обская серия | Краснодубровская свита | Соусканихинский межледниковый |
| | Нижнечетвертичные (эоплейстоцен) | $Q_I$ | Древний ледниковый (демьянский) | $Q_1d$ | | Березинский ледниковый | Демьянская свита Мощн. 20 *м* | Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения Мощн. 5—14 *м* | | Кочковская свита Мощн. 20—30 *м* | Кочковская свита Мощн. 40 *м* | Башкаусский ледниковый |
| | | | Доледниковый | $Q_1ag$ | | Предледниковый | | Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения Мощность 6—16 *м* | | | | Доледниковый |
| Неогеновая | Верхний плиоцен | | Кустанайский | | Таманский и хапровский комплексы | Верхний плиоцен | | ? | | Каргатская пачка Мощн. 10—20 *м* | Барнаульская пачка Мощн. 20—30 *м* | Верхний плиоцен |

Бахтинский надгоризонт

Хазарский комплекс

Тираспольский комплекс

Верхнепалеолитический комплекс

Вороновская терраса

Зак. 437

http://jurassic.ru/

Морена. Суглинок темно-серый песчаный, с мелкой галькой и валунами траппов . . . . . 2,5 *м*

Пески и супеси серые с давленными обломками пелеципод из юрских отложений. Холодолюбивая флора. Водно-ледниковые отложения эпохи наступания самаровского оледенения . . . . . 6,5 „

Пески светло-серые кварцевые среднезернистые с редкими прослойками суглинков с растительными остатками. Флора «сизых суглинков» фазы «б» и «диагональных песков» (по П. А. Никитину). Это межледниковые отложения ларьякской свиты, выделенной С. Б. Шацким . . . . . 26 „

Глина серая с прослоем торфа и глиняной галькой из нижележащих третичных отложений. Г. А. Балуевой отсюда определены: *Fungi, Bryales, Sphagnum, Azolla interglacialica* Nikit., *Selaginella selaginoides* Link., *Isoetes* cf. *lacustris* L., *Typha* cf. *angustifolia* L., *Juncus arcticus* Willd., *Betulla nana* L., *B. humilis* Schrank., *Menyanthes*. Это нижнечетвертичные отложения — аналоги глин с торфом с р. Мал. Югана . . . . . 2 „

Палеогеновые суглино-супеси.

Такой разрез в общем выдерживается по всей зоне самаровского оледенения. Он прослежен в бассейнах рр. Куль-Егана и Ларь-Егана, а также, по данным Гидропроекта, при бурении Сургутского и Нижневартовского створов на р. Оби. Из бассейна р. Черной у с. Сургута В. А. Хахловым (1949 г.) из ледниковых отложений самаровского оледенения были описаны валуны с пермо-карбоновой флорой угленосных отложений п-ва Таймыр, что ясно указывает на сибирское происхождение ледникового покрова самаровского оледенения у с. Сургут. Здесь верхние части разрезов морены сложены слабо отсортированными валунами и галькой, или же целиком сложены плотным галечником.

В бассейне р. Агана, в его левобережной части, А. А. Земцовым и М. М. Тельцовой (1954 г.) также установлен юганский тип разреза четвертичных отложений. В бассейне р. Тром-Югана осадки самаровского оледенения образуют останцы размытого тазовским оледенением «материка» и представлены в основном валунными песками, слагающими поверхность «материка» и подстилающимися отложениями ларьякской свиты.

Тазовским отложениям в среднем течении р. Оби, очевидно, соответствует слабо выраженная в рельефе третья надпойменная терраса, сливающаяся с поверхностью зандровых полей тазовского оледенения.

Верхнечетвертичные отложения представлены второй и первой надпойменными террасами. Отложения второй террасы имеют в долине р. Оби ширину до 25—40 *км*. Состав аллювия террасы: светло-серые мелкозернистые слабообохренные пески, темно-серые и сизовато-серые суглинки, буровато-серые глины. Возвышенные участки террасы имеют слои покровных суглинков незначительной мощности. По данным бурения, террасовые отложения имеют мощность до 20—25 *м* и в долине р. Оби залегают на осадках ларьякской свиты. Первая надпойменная терраса также пользуется широким распространением. Высота ее над уровнем реки достигает 9 *м*. Собственно аллювиальные накопления террасы начинаются разнозернистыми песками. Выше по разрезу появляются глинистые и суглинистые прослои.

К современным четвертичным отложениям здесь отнесены аллювиальные отложения поймы и торфяники на поверхности надпойменных террас и междуречий.

В бассейне р. Ваха подошва четвертичных отложений лежит на отметках, близких к уровню моря. В верхнем течении р. Ваха она постепенно поднимается до отметок +100 *м*; одновременно с этим уменьшается и мощность четвертичных осадков: от 50 *м* в низовьях р. Ваха до 5—10 *м* в бассейне р. Асес-Егана, левого притока р. Ваха.

В левобережной части бассейна р. Ваха распространены отложения самаровского оледенения. Правобережье почти все сплошь сло-



http://jurassic.ru/

жено флювиогляциальными осадками тазовского оледенения, среди полей которых здесь кое-где сохранились от размыва острова морен самаровского оледенения. Наиболее крупный из них занимает Колик-Еган-Аганское междуречье.

В левобережной части р. Ваха, непосредственно на палеогеновых отложениях и под моренами самаровского оледенения, лежит толща озерно-аллювиальных отложений, представленная горизонтально- и косослоистыми песками с гравелитистыми и глинистыми прослоями (ларьякская свита). По стратиграфическому положению и по наличию флористических комплексов, типичных для флоры «сизых суглинков» и «диагональных песков», эта толща сопоставляется с толщей озерно-аллювиальных подморенных отложений опорного юганского разреза. Наиболее полно ларьякская свита представлена в районе с. Ларьяк, где имеет мощность 10—18 *м*. В районе от с. Корликов до устья р. Асес-Егана ларьякская свита выпадает из разреза левого берега р. Ваха. Здесь самаровские ледниковые отложения непосредственно ложатся на третичные осадки. В ряде обнажений по р. Ваху и его притокам — рр. Колик-Егану и Мег-Тыг-Егану в глинистых прослоях ларьякской свиты встречаются прослойки торфа и многочисленные растительные остатки, содержащие флоры типа флор «сизых суглинков» и «диагональных песков». П. А. Никитиным и Г. А. Балуевой отсюда определены: *Azolla interglacialica* Nikit., *Selaginella selaginoides* Link., *Juncus arcticus* Willd., *Betula* cf. *humilis* Schrank, *B. nana* L., *Papaver nudicaule* L., *Hippuris vulgaris* L., *Isoetes lacustris* L., *Potamogeton filiformis* Pers., *Ranunculus hyperboreus* Rottb.

Ларьякская свита в левобережье р. Ваха, а также в обнажениях по р. Колик-Егану, перекрывается толщей осадков самаровского оледенения. В бассейне р. Ваха ледниковые отложения впервые были описаны В. А. Дементьевым (1934 г.). По данным В. А. Дементьева, В. А. Николаева, С. Б. Шацкого, Ф. И. Кузнецова (1953 г.) и Д. И. Голобокова (1953 г.), отложения самаровского оледенения представлены комплексом озерно-ледниковых, ледниковых и флювиогляциальных осадков, слагающих покровы междуречий Ваха и Тыма, Колик-Егана и Агана. В виде крупных останцов среди зандровых полей тазовского оледенения они также встречаются на Вах-Тазовском междуречье. Разрез отложений эпохи самаровского оледенения обычно начинается с озерно-ледниковых осадков, установленных в разрезах «материка» в верхнем и среднем течении р. Ваха, а также по р. Колик-Егану. Озерно-ледниковые осадки представлены голубовато-зеленоватыми горизонтальнослоистыми суглинками и светло-серыми мелкозернистыми горизонтальнослоистыми песками с растительными остатками. Слоистость в песках обусловлена суглинистыми прослоями, выделяющимися более темной окраской. Пески и суглинки залегают на размытой поверхности ларьякской свиты, от отложений которой резко отличаются повышенным содержанием в тяжелой фракции эпидота и роговых обманок, а также появлением пироксенов. По времени образования эти осадки относятся к началу наступания ледников самаровского оледенения. Их мощность колеблется в пределах 5—10 *м*.

Озерно-ледниковые отложения перекрываются мореной. В бассейне р. Ваха, расположенного в краевой зоне самаровского ледникового покрова, часто можно встретить слоистую морену, представленную валунными суглинками с прослоями слоистых валунных песков. Морена вскрывается в разрезах по левому берегу р. Ваха и его притокам рр. Мег-Тыг-Егану, Асес-Егану, Сабуну и Колик-Егану. Наибольшей мощности (20 *м*) морена достигает в обнажениях по р. Колик-Егану и его притоку р. Вартен-Егану, а также по р. Ваху в районе с. Ларьяка.

http://jurassic.ru/

Нижняя часть морены обычно сложена плотной буровато-серой суглино-супесью и буроватыми суглинками со слабо выраженной комковатой отдельностью.

Валуны и галька здесь встречаются сравнительно редко. Верхняя часть разрезов состоит из валунных суглинков темно-серого и буровато-серого цвета с прослоями валунных песков. В песках иногда наблюдается слоистость. Преобладающая масса обломочного материала морены имеет размер от 3 до 15 *см*, но изредка встречаются валуны и до 1 *м* в поперечнике. Распределение обломочного материала в морене неравномерное. Вахская морена характеризуется незначительным количеством валунов: на 1 $м^2$ поверхности морены здесь встречается 1—2 валуна. По петрографическому составу обломочный материал морены довольно однообразен на всей площади бассейна р. Ваха. Здесь встречаются различные траппы, грубые серые песчаники, кварциты (белые, розовые, светло-желтые, черные), темно-красные мелко- и среднезернистые песчаники, известняки и глинистые сланцы. Наибольшего размера достигают валуны траппов. Состав тяжелой фракции ледниковых отложений бассейна р. Ваха характеризуется преобладанием непрозрачных рудных минералов группы эпидота, роговых обманок и пироксенов. Содержание последних — в пределах 15—20%, редко возрастает до 25—30%. Зерна минералов имеют различную степень окатанности. Морена часто перекрывается маломощным слоем (1—4 *м*) флювиогляциальных песков. Разрез венчается покровными суглинками.

Верхнечетвертичные отложения представлены здесь комплексом надпойменных террас. В долине р. Ваха и его притоков выделяются три надпойменных террасы. В среднем течении р. Ваха наиболее распространена первая надпойменная терраса, имеющая относительную высоту 9—12 *м* и достигающая ширины до 20 *км*. Терраса сложена песчано-глинистыми осадками с прослоями торфа. Вторая надпойменная терраса имеет высоту от 15 до 22 *м*. Наиболее широко она развита в нижнем течении р. Ваха, где ее ширина в правобережной части долины доходит до 10—15 *км*. В верхнем течении этой реки терраса имеет преимущественно песчаный состав. Ниже с. Ларьяка в составе террасы преобладает глина и суглинки с тонкими песчанистыми прослоями в средней части.

Третья надпойменная терраса высотой от 25 до 30 *м* прослеживается только в нижнем течении р. Ваха, в его левобережной части. В правобережье поверхность террасы сливается с зандрами тазовского оледенения.

## ПРИЛЕДНИКОВАЯ ЗОНА

Бассейн р. Оби. Разрез четвертичных отложений приледниковой зоны бассейна р. Оби на отрезке от с. Карга до с. Прохоркино, по М. П. Нагорскому (1951 г.), следующий (снизу вверх):

Глины песчанистые серые, тонкослоистые, с большим количеством растительных остатков. По данным П. А. Никитина, в глине обнаружены: *Azolla interglacialica* Nikit., *Betula nana* L., *B. humilis* Schr., *Corispermum* sp., что дает основание сопоставлять эти глины с глинами основания юганского разреза (нижнечетвертичные отложения). Видимая мощность . . . . . 1 *м*

Пески серые косослоистые среднезернистые, выше мелкозернистые. Местами пески переходят в желтоватые супеси с растительным детритом. У пристани Прохоркино в песках есть линза погребенного торфа мощностью до 0,5 *м*. П. А. Никитиным обнаружена в них богатая флора «сизых суглинков». Эта толща сопоставляется с ларьякской свитой вахского разреза . . 10 „

Глины тонколенточные серые, отчетливо слоистые. Состоят из чередующихся супесчаных прослоев мощностью 1—4 *мм* и глинистых прослоев мощностью 0,5—1 *см*. Глина слабо вскипает с соляной кислотой. Вероятнее



http://jurassic.ru/

всего, эти глины обязаны своим происхождением талым водам ледника или же формировались в приледниковом озере и по времени образования относятся к эпохе самаровского оледенения . . . . . до 18 *м*

Пески или супеси серые. Залегают с заметным рамывом на нижележащих глинах. Это аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения мессовско-ширтинского горизонта. Мощность их непостоянная . . . . . до 10 „

Суглинки коричневатые покровные . . . . . до 5 „

В отложения среднечетвертичного возраста вложен комплекс террасовых образований позднечетвертичного возраста и современной эпохи (голоцен). В долине р. Оби здесь насчитывается три надпойменных террасы. Наиболее высокая III надпойменная терраса имеет ограниченное развитие. Она почти не выражена в рельефе. Ее редкие обнажения встречаются на притоках р. Оби, где последние пересекают упомянутую террасу. Терраса сложена глинистыми песками, супесями и суглинками. Мощность этих осадков непостоянная. Цоколь террасы сложен среднечетвертичными отложениями.

II надпойменная, или (по М. П. Нагорскому) Колпашевская терраса имеет очень широкое распространение в долине р. Оби. Ее высота в береговых обрывах в среднем составляет около 12 *м*. В цоколе террасы выступают синевато-серые глины, в которых имеются крупные, прихотливых очертаний линзовидные прослои песков, иногда с редко встречающейся галькой. На размытой поверхности глин залегают аллювиальные накопления террасы, принадлежащие верхнечетвертичным образованиям. Начинаются они линзами серого песка, залегающего в основании выдержанного горизонта маломощных желтовато-серых суглинков, которые вверх по разрезу сменяются песками с прослоями супесей. Последние перекрываются почвой или торфяниками. Мощность террасовых накоплений около 6 *м*. В отложениях террасы отмечались кости млекопитающих. По данным М. Г. Гричук (1961 г.), отложения Колпашевской террасы содержат межледниковые спорово-пыльцевые комплексы.

I надпойменная терраса р. Оби, имеющая высоту до 9 *м*, распространена ограниченно; сложена светло-серыми песками.

Пойменная терраса р. Оби имеет высоту от 4 до 6 *м*, занимает огромные пространства. В ее нижней части обнаружены серые или зеленовато-серые очень вязкие глины, которые иногда перекрываются либо погребенной почвой, либо торфяником. Эти глины прослеживаются на значительном расстоянии, нередко опускаясь к уровню воды или уходя под воду и уступая место вышележащим осадкам. Максимальная мощность глин достигает 2,5 *м*. На них лежат пески или слоистые супеси, иногда целиком слагающие террасу и перекрытые почвой или маломощными песчанистыми суглинками.

К современному же отделу отнесена нижняя пойменная терраса р. Оби, имеющая высоту от 2,5 до 3,5 *м*. Такая пойма сложена песками, иловатыми песками и супесями.

В бассейне р. Тыма разрез «материка», по данным В. А. Николаева (1952 г.), М. Г. Горбунова и С. Б. Шацкого (1953 г.), представляется в следующем виде. На высоко поднятом цоколе из третичных пород, в основании четвертичных отложений залегает горизонт песков ларьякской свиты. Пески кварцевые с гравийно-галечниковыми прослоями в основании; состав гальки их кварцево-кремнистый. Мощность песков в обнажениях Черный Яр и против пос. Кананак до 2 *м*. Эти же пески с глинистыми прослоями, содержащими линзы торфа, прослеживаются в цоколе первой надпойменной террасы в обнажении Белый Яр. На песках залегает толща глин с редкими песчаными прослоями. Глины темно-серого и бурого цвета имеют мощность до 8 *м*; по времени обра-

http://jurassic.ru/

зования они сопоставляются с эпохой самаровского оледенения и представляют собой озерно-аллювиальные осадки приледниковой зоны. Глины перекрываются толщей параллельнослоистых флювиогляциальных песков мощностью до 3 *м*.

В долине р. Тыма верхнечетвертичные осадки слагают три надпойменные террасы с высотами 9—12, 15—20 и 22—25 *м*. Состав аллювия террас преимущественно песчаный.

Четвертичные отложения Томь-Чулым-Кетского междуречья описаны Л. А. Рагозиным и В. А. Хахловым (1949 г.). В основании четвертичной толщи залегают галечники с гравелитистыми песками и глинами с прослоями своеобразных очень слабо углефицированных углей, напоминающих бурые угли из основания четвертичных отложений Юганского разреза. Л. А. Рагозиным и В. А. Хахловым песчано-галечная толща относится к нижнечетвертичным отложениям и именуется асиновскими слоями. Их мощность меняется от нескольких метров до нескольких десятков метров, увеличиваясь с юга на север по мере погружения фундамента. В этом же направлении уменьшается грубость зерна этих осадков. В районе с. Ярского, на р. Томи, галечники имеют мощность до 12 *м*. В их составе здесь встречаются небольшие валунчики со следами ледниковой штриховки. Галечники перекрываются ленточными глинами с растительными остатками, содержащими, по определению П. А. Никитина, миндельскую флору. Возможно, что асиновские слои отвечают . барнаульской пачке кочковской свиты Приобья.

Среднечетвертичные отложения представлены древними покровными суглинками, глинами и песками, местами гравелитистого характера. Мелкозернистые породы (верхние пачки их) иногда бывают лёссовидными. Среднечетвертичные породы принимают участие в строении междуречий. Они же образуют высокую (четвертую) надпойменную террасу. Мощность среднечетвертичных осадков колеблется от 1 до 20—30 *м* и более.

Верхнечетвертичные отложения слагают первую, вторую и третью надпойменные террасы рр. Томи, Чулыма и Кети. Они представлены нормальным комплексом аллювиальных осадков.

К современному отделу отнесена пойменная терраса.

Бассейн р. Иртыша. В низовьях р. Иртыша, в полосе между г. Усть-Ишимом и с. Демьянским, водораздельные пространства сложены нижне- и среднечетвертичными осадками. Верхнечетвертичные и современные отложения образуют здесь комплекс речных террас. Разрез четвертичных отложений у с. Демьянского начинается песками и перекрывающими их сизыми тонкослоистыми суглинками. Вверх по р. Иртышу пески прослеживаются только до с. Кошелево. В верхней части горизонта песков и в основании сизых суглинков у с. Демьянского В. Н. Сукачевым было открыто местонахождение древней флоры. В торфянистых прослойках, заключенных в толще песков, были найдены листья, веточки и плодики типичной арктической флоры *Salix polaris* Wahlenb., *S. herbacea* L., *Dryas octopetala* L., *Betula nana* L., *Pachypleurum alpinum* Lebed. В. Н. Сукачев считал отложения, содержащие эту флору, ледниковыми.

В средней и верхней части горизонта сизых суглинков, в основании которых была найдена арктическая флора, П. А. Никитин обнаружил более теплолюбивый комплекс плодов и семян. На основании этого он выделил из сизых суглинков два флористических комплекса: один фазы «а», которую он считал тундровым ледниковым началом четвертичного периода, и другой фазы «б», которую он относил, совместно

http://jurassic.ru/

с флорами «диагональных песков», к миндель-рисскому межледниковью (П. А. Никитин, 1938 г.).

С. Б. Шацкий полагает, что нижнюю часть горизонта сизых суглинков иртышского разреза и подстилающий их горизонт песка (демьянская свита) следует относить к древнейшему оледенению Западно-Сибирской низменности, так как перекрывающая сизые суглинки толща диагональных песков (тобольская свита) к северу уходит под ленточные глины, связанные с самаровским оледенением. Стратиграфическое положение флор сизых суглинков (фаз «а» и «б») и диагональных песков под моренами самаровского оледенения доказано в скважине у юрт Еутских (С. Б. Шацкий, 1954 г.).

Таким образом, граница между ледниковыми нижнечетвертичными отложениями и межледниковыми среднечетвертичными отложениями в разрезе по р. Иртышу проводится С. Б. Шацким внутри горизонта сизых тонкослоистых суглинков (демьянская свита). Демьянская свита имеет мощность от 0 до 30 *м*. Она повсюду перекрывается горизонтом диагональнослоистых, чаще всего кварцевых песков с обилием растительных остатков в виде детрита, веточек и даже стволов деревьев (тобольская свита). В разрезах правого берега р. Иртыша ниже г. Тобольска диагональнослоистые пески перекрывают сизые суглинки. У сс. Верхне-Аксеново, Ново-Никольского и Большого Карагая пески непосредственно ложатся на третичные отложения. В песках П. А. Никитин во многих пунктах обнаружил богатый флористический комплекс, отличающийся от флор сизых суглинков фазы «б» обилием плодов рода *Potamogeton* и значительной примесью переотложенных третичных растительных остатков. Пески тобольской свиты пользуются значительным распространением на Обь-Иртышском междуречье. Они прослежены в разрезах «материков» и по притокам р. Иртыша (рр. Туртас и Демьянка).

Севернее с. Горно-Филинского С. В. Яковлевой (1950 г.) в разрезах правого берега р. Иртыша между толщей диагональных песков тобольской свиты и флювиогляциальными песками самаровского ледника прослежен горизонт серо-бурых грубо параллельнослоистых глин и суглинков, переслаивающихся с супесчаными прослойками. В районе д. Сотник этот горизонт, по С. В. Яковлевой (1950 г.), перекрывается валунным суглинком морены самаровского оледенения. Общий характер породы (параллельная слоистость, часто имеющая вид ленточной) и расположение глин непосредственно под ледниковыми отложениями позволяют считать их осадками приледниковых озер эпохи наступания ледника самаровского оледенения. Эти же пылеватые слоистые глины прослежены в разрезах правого берега р. Иртыша к югу от д. Сотник до с. Кошелево. Они повсюду непосредственно перекрывают диагональные пески тобольской свиты и при движении к югу постепенно теряют присущую им ленточную слоистость, сменяясь синевато-серыми горизонтальнослоистыми суглино-супесями. Мощность горизонта колеблется от 3 до 8 *м*. Горизонтальнослоистые глины и суглинки вверх по разрезу сменяются серыми супесями с прослоями песка, общей мощностью до 7 *м*.

Выше залегают покровные буровато-серые суглинки со столбчатой отдельностью, мощностью до 8 *м*. Нередко в суглинках отмечается едва заметная слоистость. В. Н. Сукачев в низах этой покровной толщи выделяет слои суглино-супесейс тремя ясно выраженными гумусированными горизонтами и слой перекрывающего их лёссовидного суглинка. В. Н. Сукачев, В. А. Дементьев (1934 г.), В. А. Николаев и С. Б. Шацкий (1955 г.) относят покровную толщу Иртыш-Туртас-Демьянского междуречья к озерным образованиям.

http://jurassic.ru/

С. А. Архипов, Г. И. Худяков (1961 г.) в составе «тобольского материка» были склонны выделить послесамаровскую аллювиально озерную свиту, перекрытую погребенным гумусовым горизонтом с ясно выраженными следами криотурбаций, связываемых с эпохой тазовского оледенения. Покровные лёссовидные суглинки относятся ими к послетазовскому верхнему циклу «тобольского материка».

В низовьях р. Иртыша верхнечетвертичные отложения представлены аллювиально-озерными осадками первой и второй надпойменных террас. Особенно широко развита в левобережной части долины р. Иртыша II надпойменная терраса, достигающая ширины 70—100 *км*. Абсолютные отметки ее поверхности ниже г. Тобольска постепенно снижаются при движении к северу (от 55 до 50 *м*). Состав террасы преимущественно глинистый с горизонтом песков в основании. Мощность террасовых осадков 18—25 *м*. Западнее, в левобережье р. Конды, терраса приобретает песчанистый состав.

I надпойменная терраса имеет ограниченное распространение. Она прослеживается по правому и левому берегам р. Иртыша и имеет высоту до 9 *м*. Состав террасы глинисто-песчаный.

Современные отложения слагают пойменные террасы в долинах рек и представлены на междуречьях озерно-болотными отложениями и торфом.

## *ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ*

### *(южнее широты 56°)*

Чехол четвертичных отложений сплошь покрывает южную часть Западно-Сибирской низменности, причем обнаруживается тесная связь между строением четвертичного покрова и геоморфологическим планом региона. Основными крупными элементами этого плана являются: Приобское степное плато, Кулундинская аллювиальная, Карасукская аллювиально-озерная и Барабинская озерно-аллювиальная равнины.

### ПРИОБСКОЕ СТЕПНОЕ ПЛАТО

Приобская степная возвышенная равнина, или плато, начинается от предгорьев Алтая на юге и широкой полосой (от левого берега Оби до Кулундинских озер) простирается далеко на север, к району г. Новосибирска. Правобережное Приобье представляет собой расчлененное позднейшей эрозией восточное продолжение плато. Наиболее характерной особенностью Приобского плато является его расчлененность на ряд вытянутых в северо-восточном направлении увалов, разделенных древними долинами (ложбинами стока).

Четвертичные отложения южного Приобья, обнажающиеся в береговых обрывах р. Оби в районе г. Барнаула и южнее его, были изучены П. А. Православлевым (1933) и М. П. Нагорским (1941). П. А. Православлев на основании изучения естественных разрезов по р. Оби от с. Усть-Чарыша до г. Камня расчленил здесь толщу четвертичных отложений на три свиты: «А», «В» и «С». М. П. Нагорский в основном придерживался приведенной выше схемы расчленения осадков плато.

А. И. Москвитин (1953—1954) подчеркнул возможность применения для Сибири схемы, предложенной для Европейской части СССР; свиту «С» он сопоставил с доледниковыми и, вероятно, «окскими» (березинскими) ледниковыми отложениями; вышележащий горизонт суглинков с погребенными почвами (тобольская свита) — с лихвинскими межледниковыми отложениями; среднюю свиту «В» А. И. Моск-

http://jurassic.ru/

витин отнес к максимальному оледенению, а ее верхнюю часть с погребенными почвами — к одинцовскому межледниковью; верхняя свита степного плато («А») сопоставлялась с московским и частично с калининским ледниковыми веками, а толщи террасового аллювия в долине р. Оби отнесены к позднечетвертичным векам оледенений.

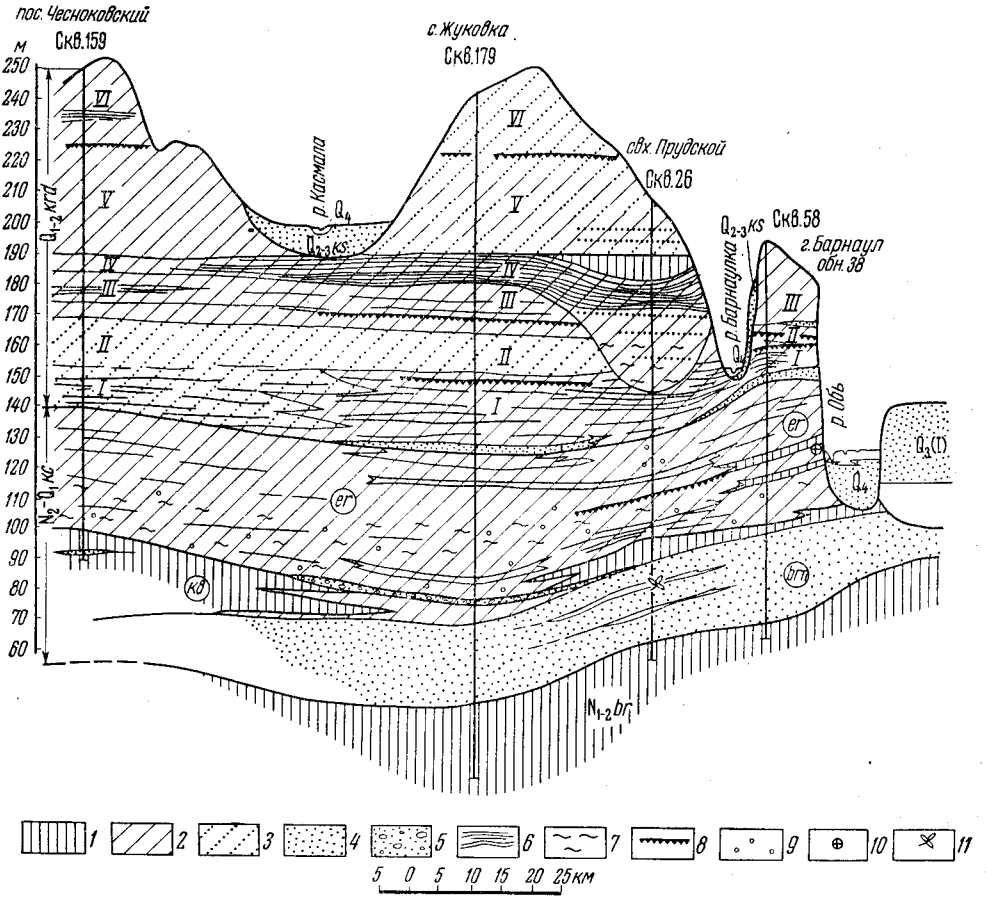



Рис. 35. Схематический геологический разрез Приобского плато у г. Барнаула (по В. А. Мартынову, 1962 г.)

*1* — глины; *2* — суглинки; *3* — супеси; *4* — пески; *5* — пески с известковой и глиняной галькой; *6* — элементы слоистой текстуры; *7* — иловатость пород; *8* — погребенные почвы; *9* — фауна моллюсков; *10* — место обнаружения остатков *Elephas* sp. близкого к *Archidiscodon meridionalis* (Nesti); *11* — местонахождение семенной флоры.

$N_1$—$_2br$ — бурлинская серия неогеновых отложений; $N_2$—$Q_1kc$ — кочковская свита и ее пачки, *brn* — барнаульская, *kb* — кубанская, *er* — ерестнинская; $Q_1$—$krd$ — краснодубровская свита (*I, II, III, IV, V* и *VI* — ее пачки); $Q_2$—$_3ks$ — касмалинская свита (отложения древних речных долин); $Q_3$(I) — отложения I надпойменной террасы р. Оби; $Q_4$ — современные отложения

Работы последних лет внесли значительные поправки в схемы П. А. Православлева, М. П. Нагорского и А. И. Москвитина. В. А. Мартынов (1961 г.) и В. Е. Рясина (1961, 1962) привели новые геологические и палеонтологические данные, свидетельствующие о большей древности нижней свиты Приобского степного плато (свиты «С», или кочковской) и о возможности разделения ее на ряд пачек (рис. 35). В этой свите обнаружена на р. Оби фауна млекопитающих, близкая к таманскому и может быть, даже к хапровскому комплексам В. И. Громова — с *Elephas* sp. близким к *Archidiscodon meridionalis* (Nesti), *Equus* ex

http://jurassic.ru/

gr. *robustus* Pomel, *Paracamelus* cf. *alutensis* (Stef.) (Рясина, 1962 г.). Таким образом, слои с этой фауной относятся скорее всего к эоплейстоценовой эпохе В. И. Громова или к верхнему плиоцену общепринятой шкалы. Фаунистические остатки, обнаруженные и в вышележащих пачках Приобского плато, также оказались более древними (нижне- и частично среднечетвертичными), чем предполагаемый ранее возраст свит «В» и «А». Например, находки *Elephas wüsti* M. Pavl., представителя тираспольской фауны — в пачке суглинков с погребенными почвами (свита «В» П. А. Православлева и А. И. Москвитина), свидетельствуют о более вероятном нижнечетвертичном возрасте этой пачки.

На неогеновых глинах западной части Приобского степного плато, по данным бурения, залегают бурые и зеленовато-бурые плотные песчаные глины и тяжелые суглинки кочковской свиты (Зальцман, Мартынов, 1955), мощность которой составляет 20—40 *м*.

Кочковская свита простирается на юг до Алтайских предгорий и на север — в Барабинскую степь. В предгорьях Западного Алтая, по данным И. С. Чумакова (1957 г.), эта нижняя толща плато сложена преимущественно коричневыми и серыми глинами и суглинками, которые местами фациально замещаются глинистыми песками, содержат фауну пресноводных и наземных моллюсков, остракод и остатки харовых водорослей.

По данным И. Г. Зальцмана, В. А. Мартынова, Е. И. Луценко, Е. К. Вериго и других, эта свита лежит в основании всех увалов Приобского плато, расчлененного древними реками. Она часто постепенно, без признаков перерыва или размыва, сменяет в разрезе неогеновые глины бурлинской серии. В восточных и северо-восточных частях Приобского степного плато под глинами кочковской свиты обнаруживается горизонт песков, связанный с песками барнаульской (на юге) и каргатской (на севере) пачек.

Глины кочковской свиты отличаются от третичных тем, что они карбонатны, всегда в той или иной мере опесчанены. В основании свиты встречаются слои перемыва с глиняной галечкой, часто наблюдается слоистость. Особенно приметно обилие в свите обломков раковин моллюсков, среди которых определены: *Galba* sp., *Radix ovata* Drap., *Valvata piscinalis* Müll., *Valvata* sp., *Succinea* sp., *Pisidium* sp., *Planorbis* sp. и другие; встречаются остракоды *Limnocythere, Ilyocypris, Candoniella, Candona, Cyprinotus* sp. и другие, а также харовые водоросли. Из пород кочковской свиты П. А. Никитину удалось определить семена растений сырых луговых мест.

Верхняя граница кочковской свиты, как правило, очень нечеткая, и переход к вышележащим суглинкам краснодубровской свиты (свиты «В») постепенный. На больших площадях литологический состав, окраска пород и другие перечисленные выше особенности свиты довольно хорошо выдерживаются.

Возраст кочковской свиты (или свиты «С» П. А. Православлева и «каменных илов» А. И. Москвитина и Е. Н. Щукиной) на основании последних находок упомянутой выше фауны примерно соответствует началу раннечетвертичного времени — позднему плиоцену.

Над глинистой кочковской свитой в области Приобского степного плато залегает довольно мощная (местами до 120 *м*) толща лёссов и лёссовидных суглинков, разбитых на пачки горизонтами погребенных почв, или местами подчиненными слоями песков и супесей, получившая название краснодубровской свиты (Зальцман, Мартынов, 1955 г.). Образовавшаяся в условиях широкой внеледниковой предгорной зоны, эта свита изменяет свой состав от лёссов западных окраин Приобского

http://jurassic.ru/

степного плато в сторону «опесчанивания» к востоку и югу, где в лёссовый разрез свиты вклиниваются пачки песков, супесей и глин аллювиального и аллювиально-озерного характера.

По данным И. С. Чумакова (1957 г.), на междуречьях области предгорий Западного Алтая верхняя толща четвертичного чехла почти целиком сложена из лёссовидных суглинков, которые содержат остатки «мамонтового» — раннего типа, реже более древнего «хазарского» комплексов.

Некоторое изменение наблюдается и по направлению к северу (к г. Новосибирску), где краснодубровская свита представлена чередованием слоев палевых лёссовидных суглинков и зеленовато-серых суглинков с прослойками глин и с пачками песков.

В хорошо обнаженном Кулундинском Приобье мощные разрезы четвертичных отложений подразделяются на ряд пачек, границами между которыми служат погребенные почвы, слои песков и т. д. Внимательное сопоставление разрезов по обнажениям показывает, что свиты П. А. Православлева, М. П. Нагорского и А. И. Москвитина представляют собой литологические пачки, часто залегающие на несопоставимых стратиграфических уровнях. Так, например, «свита А» у г. Барнаула (лёссовидные суглинки) совсем не соответствует по стратиграфическому положению «свите лёссовидных суглинков» у с. Елунино, к северо-западу от г. Барнаула, поскольку они оказываются в различных стратиграфических горизонтах. Также не укладываются в один горизонт пачки песков, залегающие на разных уровнях и часто переходящие по простиранию в лёссовидные суглинки. Поэтому сейчас трехчленное разделение отложений Приобского степного плато не применяется, серия же выделяемых пачек «А» и «В» объединяется в краснодубровскую свиту.

Палеонтологические остатки, извлеченные из краснодубровской свиты, еще скудны; в кернах скважин были обнаружены лишь редкие остатки костей мелких грызунов; споры и пыльца представлены обедненными списками преимущественно представителей травянистых растений; выделенные П. А. Никитиным семена характеризуют однообразную угнетенную растительность. В естественных обнажениях Приобского плато обнаружены остатки тираспольской и хозарской фауны млекопитающих.

Лёссовидные суглинки Приобского степного плато имеют сходство с лёссовидными породами и лёссами Украины и Донских степей. Формирование этих пород большинством исследователей связывается с близким к аридным условиям, существовавшим во время максимального оледенения на широкой перигляциальной и лёссовой полосе, окаймляющей с юга площади, покрытые материковыми льдами.

Приобское плато расчленено параллельными долинами на ряд гряд или увалов, сложенных охарактеризованными выше лёссовидными породами краснодубровской свиты. Как показывают многие геологические разрезы, построенные по данным бурения, эрозионные углубления этих долин заполнены аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями, часто перевеянными на поверхности в гривы и в дюны. Мощность аллювиально-озерных отложений нередко достигает 50 *м*. Наиболее мощные разрезы аллювиальных отложений вскрыты в Касмалинской и Барнаульской долинах (в сс. Волчиха, Мамонтово, в районе пос. Михайловского, Коробейниково и других).

Долины открываются в сторону примыкающих к плато с запада низких равнин, и отложения, вынесенные сюда из древних долин, располагаются либо в виде аллювиальных покровов, либо заполняют погребенные глубокие котловины. Формирование древних речных долин

http://jurassic.ru/

было связано, вероятно, с тектоническими движениями второй половины четвертичного периода, в результате которых Кулундинская и Карасукская впадины испытали погружение, а Приобское степное плато — поднятие.

Широким распространением в Приобье пользуются покровные и лёссовидные суглинки верхнего отдела, приуроченные преимущественно к склонам увалов. К верхнему и современному отделам относятся эоловые дюнные отложения ленточных боров Приобского плато, аллювиальные и озерные отложения.

## ЦЕНТРАЛЬНАЯ КУЛУНДИНСКАЯ АЛЛЮВИАЛЬНАЯ РАВНИНА

Геологическое строение Кулундинской аллювиальной равнины было изучено в 1949—1954 гг. При этом выяснилось, что четвертичные отложения почти на всей площади этого геоморфологического района разделяются на два «яруса». В нижнем «ярусе», получившем название кулундинской свиты (Мартынов, 1953), залегают аллювиальные отложения — различные по механическому составу (от грубо- до мелкозернистых) пески; в нижней части они с линзами гравия и галечников, в верхней — с типичными пойменными суглинками и даже глинами, обычно небольшой мощности. Кулундинская свита залегает на размытой поверхности неогеновых отложений. Прослежена она от долины р. Иртыша до подножий западных склонов Приобского степного плато и с юга на север — от Соленоозерной степи до широты оз. Топольного.

Механический состав отложений кулундинской свиты неоднороден, что связано с изменчивостью аллювиальных фаций, обусловленной сложным гидродинамическим режимом потоков. Наиболее четко представлен грубо- и разнозернистый русловый аллювий с характерной диагональной (косой) слоистостью.

Органические остатки среди отложений кулундинской свиты встречаются редко, поиски их усложняются отсутствием естественных разрезов. В ней найдены раковины пресноводных моллюсков: *Galba palustris* Müll., *Radix lagotis* Schrenck, *Planorbis* L., *Gyraulus* cf. *gredleri* (Bielz), *Valvata (Borysthenia) naticina* Manke., *V. piscinalis* Müll., *V. piscinalis* var. *antiqua* Sowerby, *Pisidium nitidum* Jen., *P. amnicum* Müll., *Succinea putris* L.

Породы свиты простираются по правобережному Прииртышью далеко на юг, где постепенно сливаются с аллювием высокой террасы р. Иртыша. Они выходят на дневную поверхность в высоких обрывах над р. Иртышом в районе с. Подпуска (здесь высота террасы составляет более 40 *м*). Естественно предположить, что находки фауны, обнаруженные у с. Подпуска (между гг. Семипалатинском и Павлодаром) в аллювии высокой террасы, характеризуют возраст кулундинской свиты. В различное время здесь были обнаружены *Elasmotherium* sp., *Rhinoceros* sp., *Equus* sp., *Camelus* sp. (Ю. А. Орлов, 1930 г.), а в 1955 г. — зуб древней лошади — *Equus stenonis* Cocchi, *E. süssenbornensis* Cocchi (определение В. И. Громова). Эти немногочисленные находки позволяют предположить нижнечетвертичный возраст хотя бы части кулундинской свиты.

Взаимоотношения свиты с отложениями, входящими в разрез Приобского плато, выяснены еще недостаточно четко. В некоторых скважинах, пройденных в западной части плато, под мощной толщей лёссовидных пород краснодубровской свиты и бурых глин кочковской свиты были вскрыты пески, очень похожие на кулундинские. Это позволяло предположить, что кулундинская свита местами лежит в основании четвертичного разреза плато и является фацией кочковской свиты.

http://jurassic.ru/

Однако такие предположения противоречат геоморфологическим взаимоотношениям: кулундинская свита сопоставляется с отложениями IV надпойменной террасы р. Иртыша.

В верхнем «ярусе» четвертичных отложений Кулундинской аллювиальной равнины залегают палевые, желто-бурые пески и супеси, выделенные как покровные отложения.

В нижней части разреза покровных отложений нередко присутствуют линзовидные прослои грубозернистых песков, иногда с примесью гравия. В верхах покровных отложений залегают пылеватые породы, вероятно эолового происхождения; в нижних частях это, по-видимому, потоковые и пролювиальные отложения, связанные с выносами песчаного материала из древних речных долин, пересекающих Приобское степное плато.

Очень редко в «палевом покрове» обнаруживается пыльца растений степного комплекса (Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Artemisia); известны также одиночные находки фауны с поздним *Elephas primigenius* Blum.

Формирование «палевого покрова» Кулундинской равнины, вероятно, продолжалось с конца среднечетвертичного времени до конца позднечетвертичного.

К современным отложениям в Кулундинской степи относятся озерные осадки, среди которых особенную роль играют хемогенные осадки минерализованных озер.

## КАРАСУКСКАЯ ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНАЯ РАВНИНА

К северу от Кулундинской аллювиальной равнины расположена Карасукская озерно-аллювиальная равнина, которая охватывает бассейны нижних течений речек Бурлы, Карасука, Багана и их междуречья. Этот район характеризуется широким распространением современных речных и озерных разливов и, как показывают геологические разрезы, здесь также широко развиты древние озерно-аллювиальные отложения, залегающие под покровом лёссовидных суглинков и супесей уже с глубины нескольких метров и часто заполняющие глубокие, нацело погребенные озерные котловины. Такие озерно-аллювиальные отложения, получившие название карасукской свиты (Луппов и Мартынов, 1952 г.), представлены серыми тонко-, мелко- и среднезернистыми песками, илистыми суглинками и супесями. В восточной части района карасукская свита залегает либо на лёссовидных суглинках краснодубровской свиты, либо (при более глубоком размыве) на глинах кочковской свиты, а в центральней части — на отложениях неогена. Для этих отложений характерна частая смена пород в разрезе и по простиранию и колебание мощностей от нескольких до 50—60 *м*.

Из отложений карасукской свиты извлечены семена растений, сходных с произрастающими в этих местах в современное время: *Gramineae, Centrospermae, Atriplex* sp., *Ranunculus aquatilis* L. S., *Potentilla* sp. и другие (определения В. П. Никитина). Спорово-пыльцевые спектры, выделенные Е. Д. Заклинской и Г. Ф. Букреевой, характеризуются преобладанием (до 90%) пыльцы покрытосеменных травянистых растений сухостепного и даже полупустынного облика (содержание травянистых ксерофитов достигает 60%). Пыльца древесных пород принадлежит семействам Pinaceae, Betulaceae и другим. Из отложений карасукской свиты в керне ряда скважин Т. А. Казьминой выделены характерные остракоды: *Cytherissa bogatschovi* Liv. и иногда сопровождаемые другими видами: *Candoniella marcida* Mandelst., *Limnocythere grinfeldi* Liepin, *Ilyocypris bradyi* C. Sars. и другими.

http://jurassic.ru/

Важно отметить, что *Cythevissa lacustris* Sars. в изобилии встречена здесь только в отложениях карасукской свиты.

По принятой для южной части Западно-Сибирской низменности стратиграфической схеме (1960 г.) образование отложений карасукской свиты связывается с временем резкого отступания и таяния ледников после среднечетвертичного оледенения и, может быть, соответствует некоторой части верхнечетвертичного разреза. Они перекрыты покровными желто-бурыми и палевыми суглинками, супесями и песками, сменяющими друг друга по простиранию и в разрезе. Широко распространены здесь современные аллювиальные и озерные отложения.

## БАРАБИНСКАЯ РАВНИНА

В восточной части Барабинской равнины в основании четвертичного чехла повсеместно залегают серые каргатские пески. В разрезе этой пачки преобладают зеленовато-серые мелкозернистые и среднезернистые полимиктовые пески, часто содержащие растительный детрит и в основании — грубый материал, глинистые окатыши, перемытые известковые конкреции. В спорово-пыльцевых спектрах, выделенных Г. Ф. Букреевой из отложений каргатской пачки, имеется пыльца полыни, лебедовых трав, пыльца древесных (березы, ольхи, ели, пихты, тсуги), споры мхов и папоротников. Встречается переотложенная третичная пыльца. Возраст пачки палеонтологически не доказан, однако за ее древний возраст ($N_2$—$Q_1$) говорит само положение свиты в разрезе и аналогия ее с барнаульской пачкой южного Приобья. Толща песков каргатской пачки (10—20 *м*) перекрыта в Чулымском районе темно-бурыми и черными глинами, характерными для кочковской свиты (10—15 *м*) и еще выше — толщей серых и зеленовато-серых, местами с прослоями желто-бурых суглинков и супесей (до 50 *м*). Эта толща (федосовская свита) простирается далеко на север в восточной части Обь-Иртышского междуречья и представляет собой, по-видимому, перигляциальные отложения — отложения речных и мелководных озерных разливов. Датируется эта толща как среднечетвертичная. Залегающие выше желто-бурые лёссовидные суглинки образуют небольшой по мощности поверхностный покров Барабинской равнины. В этих осадках встречается фауна верхнепалеолитического комплекса. Особенно замечательно обнаруженное в 1957 г. в районе Озерновского совхоза Новосибирской области, в урочище Волчья Грива, крупное захоронение скелетов мамонтов (*Elephas primigenius* Blum. позднего типа).

В Татарско-Барабинском районе распространены аллювиальные отложения чановской свиты (аналог кулундинской), залегающие (под покровными отложениями небольшой мощности) в эрозионных углублениях на неогеновых породах.

Современные отложения Барабы представлены пойменными отложениями рек, озерными отложениями и обширными торфяниками рямов и займищ, переходящих на севере в болота Васюганья.

## ОБЬ-ТОМСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Мощность четвертичных осадков в пределах Обь-Томского междуречья колеблется от нескольких до 50—70 *м*. Разрез (снизу вверх), начинается обычно бурыми глинами и тяжелыми суглинками, по внешнему облику напоминающими породы кочковской свиты Приобского степного плато. В толще глин часто заключены обломки раковин моллюсков. На Обь-Томском водоразделе в них отмечаются находки четвертичных пресноводных и наземных моллюсков, косточки мелких млекопитающих и рыб, семена болотных, луговых и водных трав.

http://jurassic.ru/

Выше залегает толща карбонатных лёссовидных суглинков и супесей, в южной части района преимущественно желто-бурых и желто-серых тонов, к северу — серых и зеленовато-серых. Суглинки легкие, нередко с признаками тонкой слоистости, с погребенными почвами и с тонкими слоями глин. Эта толща сопоставляется с краснодубровской свитой Кулундинской части Приобского плато; ее мощность достигает 50—60 *м*.

На севере Обь-Томского водораздела лёссовидные суглинки сменяются «сизыми» грязно-серыми песчано-глинистыми отложениями, аналогичными федосовской свите Барабинской степи.

К молодым верхнечетвертичным покровным образованиям отнесены залегающие в верхней части разрезов желто-бурые и палевые лёссы, лёссовидные суглинки и супеси частично эолового, большей частью делювиального характера.

## ДОЛИНА р. ОБИ НИЖЕ г. КАМНЯ

Долина р. Оби пересекает область южной части Западно-Сибирской низменности почти у ее юго-восточной границы, а на участке г. Камень — с. Батурино проходит вдоль фаса Колывань-Томских поднятий. В долине этой могучей сибирской реки хорошо выработаны широкие аккумулятивные террасы. В последнее время большинство исследователей выделяет две четкие надпойменные террасы; на некоторых участках долины известны остатки третьей — более высокой террасы.

К третьей обской террасе Н. И. Парвицкая (1957 г.) относит толщи переслаивающихся супесей и тонкозернистых песков (местами с грубым песчаным материалом в основании), обнажающиеся в высоких обрывах у с. Верхней Ельцовки, у г. Бердска, у с. Огурцово и предположительно у с. Красного Яра и д. Кубовой. Терраса эта в рельефе не выражена, имеет высоту 25—35 *м*; от указанных обнажений наблюдается весьма постепенный подъем к водоразделам.

Первая и вторая аккумулятивные террасы характеризуются каждая своим комплексом аллювиальных отложений. Они хорошо выражены в рельефе правобережного барнаульского Приобья и прослеживаются от г. Камня на северо-восток по обоим берегам долины.

Вторая терраса прослеживается от ст. Толмачево до г. Колывани и от с. Вьюны почти до с. Вороново. Однако обнажена она слабо. В разрезе этой террасы преобладают суглинки и супеси. Высота ее колеблется от 20 до 25 *м*.

Высота первой надпойменной террасы колеблется от 8 до 10 *м*; отдельные участки ее покрыты сосновым бором (например, Кудряшевский бор), другие участки — луговые. В аллювии первой террасы, вскрытом Криводановским балластным карьером, были обнаружены кости *Rhinoceros tichorhinus* Fisch., *Bison priscus* N. V. Meyer. А. И. Гусев (1934 г.) отмечает находки в карьере костей мамонта.

Из первой и второй террас р. Оби и ее притоков известны многочисленные находки и другой фауны верхнепалеолитического комплекса с *Mammonteus primigenius* (Blum.), *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Ursus arctos* L., *Bos* cf. *primigenius* Boj., *Bison* sp., *Equus* sp.

Широкое распространение на надпойменных террасах рр. Оби, Берди и Ини имеют дюнные перевеянные пески, поросшие сосновыми борами.

Пойменная терраса, местами имеет два уровня — высокий (5—7 *м*) и низкий (2—4 *м*). Ее отложения в нижней части представлены русловыми фациями (песками различной зернистости); в верхней части

http://jurassic.ru/

залегают супеси и суглинки. Нередко на пойме развиты торфяные болота.

В долине р. Томи выделяется больше аккумулятивных террас, чем в долине р. Оби: пойма и три-четыре надпойменных террасы.

В четвертичной истории геологического развития южной части Западно-Сибирской низменности можно выделить по меньшей мере два этапа. Ранний, более длительный этап формирования обширных аллювиальных, перигляциальных и лёссовых равнин охватывает ранне- и среднечетвертичное время ($Q_1+Q_2$). Южная часть Западно-Сибирской низменности на этом этапе представляла собой обширную внеледниковую область, расположенную между северными материковыми льдами, доходившими в период максимума почти до 60° с. ш., и горными ледоемами Алтая. Может быть, нижние песчаные горизонты четвертичных отложений (барнаульская и каргатская пачки) соответствуют перигляциальным условиям древнейшего оледенения, о котором в настоящее время имеются еще довольно скудные данные. Самаровское оледенение, оставившее после себя достоверную морену, вызвало широкое распространение перед фасом льдов озерных и речных разливов и соответственно широкое распространение озерно-аллювиальных отложений. Перигляциальные условия, вызванные самаровским ледником, несомненно отразились в северных районах рассматриваемой внеледниковой области, и с ними, по-видимому, нужно связывать формирование в Барабе и в северной части Обь-Томского водораздела серой или «сизой» толщи песчано-глинистых осадков аллювиального и озерного происхождения (федосовская свита). В южных районах равнины, непосредственно примыкающих к Алтаю и Салаиру, нашли отражение сложные перигляциальные условия, связанные с синхронным самаровскому горным катунским оледенением, вызвавшим, вероятно, широкое развитие фирновых полей и небольших ледников в предгорьях и, возможно, даже в Салаире(?).

Талые воды разливались по равнине, намывая на нее мощные слои песчано-глинистых отложений. Этот широкий намыв песчано-глинистых отложений, по-видимому, захватывал и современные водоразделы. Сильные ветры перевевали принесенный на равнину материал, формируя слои эоловых лёссов, которые местами вновь погребались под перигляциальными осадками. Поэтому трудно четко разделить по генезису лёссовидные породы Приобского плато (краснодубровская свита), сформировавшиеся в условиях смены субаэральных и субаквальных условий.

Второй, позднейший этап геологического развития равнин юга Западной Сибири связан с позднечетвертичным временем, с резким отступлением льдов на север, с локализацией размывов и накоплением осадков преимущественно в границах формирующихся речных долин. С этим этапом связано формирование речных террас, а на междуречьях — образование маломощных делювиальных и эоловых покровов.

### *БИЙСКО-БАРНАУЛЬСКАЯ ВПАДИНА*

Бийско-Барнаульская впадина, занимающая восточную половину предалтайской равнины, ограничена с юга фасом Алтая, с востока и севера — Салаирским кряжем; на северо-западе — увалистым рельефом Каменского поднятия и южным окончанием Колывань-Томской зоны. На западе она незаметно сливается с равниной Кулундинской впадины.

Как отрицательная тектоническая структура она получила развитие в кайнозое. За четвертичный период здесь сформировались толщи мощностью до 150—200 *м*.

http://jurassic.ru/

В обрывах берегов рек, прорезающих центральные районы впадины, обнажаются средне-, верхнечетвертичные и современные отложения. Нижнечетвертичные породы лежат здесь ниже уреза рек. В краевых районах впадины вся серия четвертичных отложений, имея меньшую мощность, лежит выше уреза рек. Малые превышения и пологие формы рельефа создают плохую обнаженность четвертичных пород этих районов; строение их устанавливается по разрезам скважин.

По обнажениям в берегах рр. Бии и Катуни прослежено замещение аллювиальных пород и лёссовидных суглинков горизонтами флювиогляциальных галечников и морен горной зоны.

Нижняя граница четвертичных отложений Бийско-Барнаульской впадины определяется достаточно четко. В краевых участках впадины (в районе с. Новообинского), на размытой поверхности красных глин наблюдается залегание более молодых нижнечетвертичных пород, содержащих *Corbicula flüminalis* Müll. (Щукина, 1956, 1957). Севернее, в разрезе буровой скважины в Ребрихинской МТС, установлено налегание тех же пород (с *Corbicula flüminalis* Müll.) на плиоценовые глины павлодарской свиты. Ближе к долине р. Оби (по разрезу буровой скважины в Прудском зерносовхозе) граница четвертичных отложений проходит под толщей песков, содержащих богатый комплекс карпоидов, пыльцы и спор, отнесенных Г. А. Балуевой к типичной нижнечетвертичной флоре — по наличию в ней *Selaginella selaginoides* Link., *Bunias* (*Cornus*) *sukaczewii* Nik. и других (Никитин, 1940). В районе г. Барнаула нижнечетвертичные слои налегают на размытую поверхность пород, охарактеризованных комплексом спорово-пыльцевых спектров позднего олигоцена (Москвитин, 1954 г.).

## НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ($Q_I$)

По южным и восточным окраинам впадины самые древние слои четвертичной системы представлены красно-бурыми делювиальными глинами с карбонатными конкрециями. Они залегают на размытой поверхности коры выветривания гранитов (у с. Сросток), сланцев (в каменном логу близ с. Новообинского) и на других породах палеозоя. У гор они перекрыты слоями бурых глин и суглинков или нижним из трех горизонтов вышележащих лёссов. Более широкое площадное развитие и большую мощность они приобретают в юго-западных районах впадины (в бассейнах рр. Чарыша и Алея), достигая максимума в предгорьях Рудного Алтая (Семенов, 1948) *.

На северо-западе впадины, видимо, одновременно с красно-бурыми глинами предгорий отложились бурые и черные глины, обнаженные у пос. Крутиха на левом берегу р. Оби. В этих глинах собраны остатки растений, принадлежащих *Salvinia auriculata* Anb., *S. glabra* Nikit., *Selaginella* cf. *inioides* A. Br., *Carpolithus primaloides* Nikit., *Typha latissima* A. Br., *Typha* sp., *Hypericum* sp., *Naumburgia subthyrsiflora* Nikit. (Вдовин, 1949 г.).

С размывом на красно-бурые глины и прямо на образования третичной коры выветривания, а севернее (в районе г. Камня) на темные пятнистые глины павлодарской свиты неогена налегает толща (от 8 до 15 *м* мощности) нижнечетвертичных палево-бурых и зеленоватых слюдистых супесей и песков, в основании которых лежит слой более грубозернистого песка с мелкой галькой кварца, кремней и местных пород палеозоя. Во всех слоях толщи встречаются карбонатные конкреции. В ряде разрезов (у г. Камня, с. Крутихи, по р. Аную

* А. И. Семенов принимает возраст этих глин за плиоценовый.

http://jurassic.ru/

у с. Верх. Ануйского, в Каменном логу у с. Новообинского, в образцах из скважины Ребрихинской МТС) из слоев этого горизонта собрана фауна моллюсков *Corbicula fluminalis* Müll., *Unio tumidus* Retz., *Valvata piscinalis* Müll., *Pisidium amnicum* Müll., указывающая на раннечетвертичный возраст пород этого горизонта. О. В. Матвеевой (1957 г.) для тех же пород на основании определения пыльцы и спор установлен спектр растительности, позволяющей говорить о накоплении их в условиях лесостепного ландшафта. Видимо, климатические условия первой половины раннечетвертичного времени не были еще столь холодными, но в то же время были достаточно сухими.

В центральных районах Бийско-Барнаульской впадины нижнечетвертичные отложения представлены более мощной серией пород (от 40 до 95 *м*), выделенной М. П. Нагорским (1941 г.) под названием барнаульской свиты. Она состоит из русловых аллювиальных песков и фации отмелей и пойм с преобладанием супесей, суглинков и илов. Вдоль долин рр. Бии и Чумыша породы свиты залегают на размытой поверхности пород олигоцена и миоцена; на перевале между Бийско-Барнаульской и Кулундинской впадинами они ложатся на глины павлодарской свиты ($N_1$—$N_2$). Обломочный материал в раннечетвертичное время сносился с Алтая по долинам рр. Праалея, Чарыша, Пракатуни и Бии. В районе гг. Бийска, Барнаула и Камня удалось наметить разделение нижнечетвертичных пород впадины на два горизонта (рис. 36).

Нижний — доледниковый горизонт ($Q^{prgl}$) состоит из серых и желто-серых полимиктовых песков с редкими гальками кварца и прослоями сизых глин, переходящих вверх и по простиранию, к бортам впадины, в непрерывную толщу серо-сизых глин с карбонатными конкрециями. В Бийском районе мощность горизонта достигает 25—30 *м*, а в районе г. Барнаула — 35 *м*. Из скважин были извлечены раковинки корбикулид и толстостворчатых *Unio*. В прослоях глин среди песка Г. А. Балуевой были определены: *Chara* sp., *Typha* sp., *Potamogeton filiformis* Pers., *Alismataceae* gen., *Carecs* sp., *Chenopodium album* L., *Ch.* cf. *rubrum* L., *Urica* sp., *Heleocharis* cf. *palustris* A. Br., *Cyperaceae* gen., *Potentilla anserina* L., *P. supina* L., *Viola* sp., *Hippuris vulgaris* L., *Lycopus* cf. *europaeus* L., *Selaginella selaginoides* Link, *Butomus umbellatus* L., *Poligonum aviculare* L., *Ceraphyllum demersum* L., *Ranunculus aquatilis* L., *Elatine alsinastrum* L., *Bunya* (*Cornus*) *sukaczewi* Nik., *Sambucus* sp.

Верхний горизонт нижнечетвертичных пород ($Q_1^5$) в Бийском районе представлен толщей (от 17 до 25 *м*) полимиктовых гравийных и разнозернистых песков, наполненных гальками и валунами пород палеозоя (до 0,5 *м* в диаметре). Этот горизонт представляет древний аллювий с примесью валунов, принесенных флювиогляциальными потоками с гор. Под г. Барнаулом верхний горизонт нижнечетвертичных отложений (мощность от 14 до 20 *м*) слагают светло-серые и желто-бурые уплотненные иловатые суглинки с редкими обломками раковин. Из суглинков О. В. Матвеевой была определена пыльца, указывающая на накопление пород горизонта в условиях степного ландшафта (аналоги башкаусского горизонта Бийского района).

## СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ($Q_{II}$)

Более полно и широко в Бийско-Барнаульской впадине представлены среднечетвертичные отложения, разделяющиеся на четыре горизонта, четко выраженные в Бийском районе.

Наиболее древним является соусканихинский горизонт ($Q_{II}^c$) озерно-аллювиальных уплотненных, в сыром состоянии почти черных илов мощностью от 20 до 35 *м*. Местами внизу их замещают зеленовато-серые мелкозернистые слюдистые пески с растительным детритом, древесиной и веточками. Иногда и в илах залегают прослои торфянистых глин и встречаются остатки растений и раковинки моллюсков: пресноводных — *Pisidium hibernicum* West., *P. obtusa* Lepf. и наземных — *Succinea oblonga* Br., *S. schumacheri* Andr., *Vallonia tenuilabris* A. Br., *V. tenuilabris saxoniana* Sterki, *Pupilla muscorum* Müll., *P. muscorum unidentata* (Gless.).



http://jurassic.ru/

Характерные спорово-пыльцевые спектры, установленные по образцам из разрезов у сс. Соусканихи, Лебяжье, Суртаевки (О. В. Матвеева), свидетельствуют о том, что накопление илов началось в условиях лесостепного ландшафта, позднее сменившегося лесным (из ели, сосны, кедра, лиственницы, березы и кустарников облепихи). Позднее господствовали массивы елового леса с небольшой примесью кедра, сосны и лиственниц. Эти данные указывают на значительное увлажнение климата во время накопления соусканихинского горизонта. Карпологическое изучение этих слоев (П. И. Дорофеев, П. А. Никитин), так же доказало обилие в илах остатков елей *Picea* cf. *abovata* L d b., *Picea* sp., *P. supina* и семян *Larix* sp., *Pinus* sp., *Potentilla anserina* L., *Hippuris vulgaris* L., *Myriophyllum spicatum* L., *Carex* sp., *Lysimachia vulgaris* L., *Potamogeton pusillus* L., *P. trichoides* C h a m. et S c h l., *P. filliformis* P e r s., *Bryales* sp.

К западу от Бийского района и вниз по течению р. Оби горизонт уплотненных илов прослеживается в центральные части впадин, где вскрывается в разрезах плато по левому берегу р. Оби до г. Камня. В Приобье, как и в Причумышской полосе, толща черно-серых и голубоватых илов выделяется под наименованием «свиты С» (Православлев, 1933) или свиты «окаменелых илов» (Москвитин, 1953—1954). Многие исследователи в ее состав здесь включают и горизонт нижнечетвертичных илов и песков. Разрезами буровых скважин установлено, что та же свита распространена по правобережью р. Оби (Ю. В. Разумовский, В. А. Хахловкина, Щербаков, М. С. Бускова — 1955 г.). В Приобье среди толщи темных илов выделяются многочисленные горизонты погребенных почв лугового типа. В разрезах высоких террас и плато толща уплотненных илов (соусканихинского горизонта) местами сменяется слоями более бурых уплотненных илов и суглинков, не содержащих растительных остатков, но включающих известковые журавчики. По-видимому, эти слои илов имеют субаэральное происхождение, частично представляя уплотненный лёсс. Из разрезов по левобережью р. Оби в них были собраны угнетенные виды лёссовых моллюсков и определена пыльца травяных ксерофитов.

В Бийском районе установлено налегание на бурые илы пород второго — катунского ($Q_{II}^{к}$) среднечетвертичного горизонта.

В районах предгорной равнины слои голубовато-серых и черных илов развиты на склонах увалов к Ануйской, Камышенской и Ненинско-Чумышской впадинам и в их пределах, где они перекрываются аллювиальными верхнечетвертичными породами.

В ряде пунктов Бийского района, в разрезах левобережья р. Оби, по р. Аную из свиты илов и выше в основании песков собраны кости млекопитающих, относящихся к типичным представителям хазарского комплекса (В. И. Громов, 1947 г.). Среди них были определены: *Elephas trogontherii* P o h l., *Bison priscus longicornis* W. G r o m., зубы крупных лошадей и носорогов. Палеонтологические находки в породах соусканихинского и катунского горизонтов Бийско-Барнаульской впадины дают основание считать их аналогами лихвинского и днепровского горизонта среднечетвертичных отложений Европейской части СССР.

Катунский горизонт в Бийском районе сложен серией пород перигляциальной формации. На размытой поверхности черных уплотненных илов ($Q_{II}^{с}$) здесь залегает толща аллювиальных и флювиогляциальных разнозернистых полимиктовых песков с наклонной и косой слоистостью, мощностью до 35 *м*. В нижней части песков нередко встречаются валуны различных пород палеозоя с Алтая (от 0,5 до 1,5—2 *м* в диаметре). Менее крупные валуны залегают у верхней границы песков.

http://jurassic.ru/

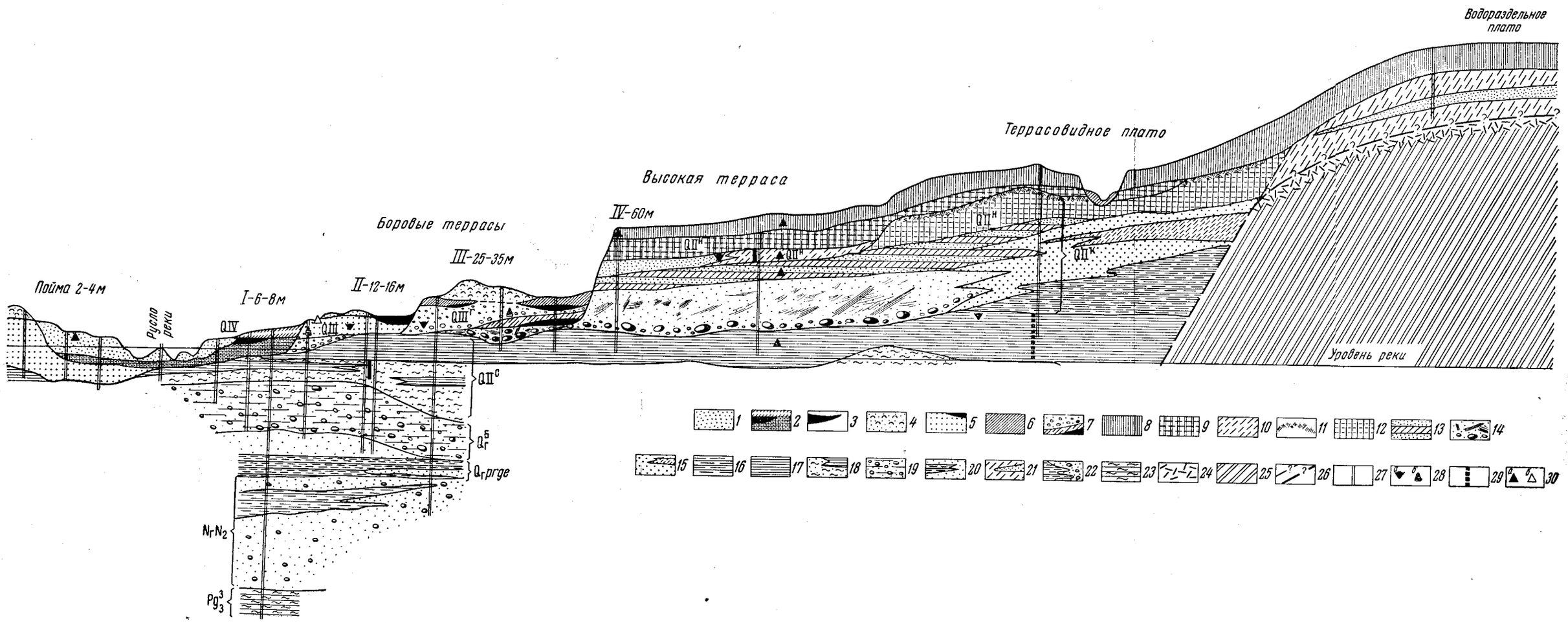



Рис. 36. Схема строения четвертичных отложений Алтайской равнины в районе стока ледниковых вод (перигляциальная область близ границ максимального оледенения в Бийском районе)

*1* — (супеси, пески и илы низких пойм) — $alQ_{IV}$; *2* — нижнеголоценовый аллювий (пески, торф и супеси) — $alQ_{IV}$; *3* — раннеголоценовые открытые торфяники — $hQ^{1}_{IV}$; *4* — раннеголоценовые эоловые пески, перевеянные в дюны — $alQ^{1}_{IV-III}$; *5—7* — верхнечетвертичные отложения (*5* — позднe- верхнечетвертичные погребенные торфяники на аллювиальных песках — $Q_{III}$; *6* — делювиальные суглинки — $dQ^{мён}_{III}$); *7* — верхнечетвертичные аллювиальные галечники и погребенные под ними суглинки и торфяники енисейского горизонта — $al+dQ^{г+е}_{III}$; *8—18* — среднечетвертичные отложения $Q_{II}$ (*8* — майминский горизонт лёссовидных супесей и суглинков эолового и делювиального происхождения — $al+dQ^{м}_{II}$; *9* — майминский горизонт горизонтально-слоистых водно-эоловых лёссовидных супесей — $al+lQ^{н}_{II}$; *10* — ненинский горизонт песков и иловатых гумуссированных суглинков с растительными остатками — $al+lQ^{н}_{II}$; *11* — ненинский горизонт погребенной почвы — $pdQ^{н}_{II}$; *12* — катунский горизонт лёссовидных горизонтальнослоистых супесей водно-эолового происхождения — $al+lQ^{к}_{II}$; *13* — катунский горизонт озерно-ледниковых горизонтально-слоистых песков и суглинков — $l+glQ^{к}_{II}$; *14* — катунский горизонт аллювиальных косослоистых песков с валунами в основании — $alQ^{к}_{II}$; *15* — катунский горизонт аллювиально-делювиальных песков и супесей — $al+dQ^{к}_{II}$; *16* — катунские уплотненные субаэральные коричнево-бурые лёссовидные суглинки с известковистыми журавчиками — $alQ^{к}_{II}$; *17* — соусканихинский горизонт уплотненных черных илов — $l+alQ^{с}_{II}$; *18* — пески с растительными остатками и линзами серо-черных илов — $Q^{с}_{II}$; *19—21* — раннечетвертичные отложения — $Q_{I}$ (*19* — башкаусский горизонт аллювиальных галечников с единичными валунами — $al+flgQ^{б}_{I}$; *20* — доледниковые аллювиальные и озерные пески со слоями сизых суглинков и глин — $al+lQ_{I}^{prgl}$; *21* — доледниковые делювиальные палевые лёссовидные супеси и суглинки с линзами песков — $d+Q_{I}^{prgl}$); *22* — неогеновые озерные глины — $al+lN_{1-2}$; *23* — верхнеолигоценовые озерные глины — $al+lPg_3$; *24* — третичные образования коры выветривания — Trel; *25* — породы палеозоя — Pz; *26* — линии предполагаемых границ; *27* — разрезы; *28* — горизонты пород, содержащие (*а*) — фауны позвоночных и (*б*) — моллюсков; *29*—горизонты, охарактеризованные спорово-пыльцевыми спектрами; *30* — горизонты с археологическими остатками: *а* — верхнепалеолитических и *б* — неолитических стоянок человека

Репозиторий ТГУ

Зак. 437

Местами толща песков верхней части заканчивается пачкой озерных песков, горизонтально переслаивающихся с бурыми супесями (слойки по 0,5, реже 10—15 *см* толщины). В разрезах по р. Бии, выше устья р. Катуни и г. Бийска вся толща песков фациально замещена толщей озерных песков и супесей. В ряде обнажений видны мерзлотные смятия, а в подстилающих слоях выражены «ледниковые клинья». С приближениями к горам в разрезах по долинам рр. Катуни и Бии толща озерных аллювиально-флювиогляциальных песков замещается валунными флювиогляциальными галечниками.

Данные спорово-пыльцевых анализов из горизонтов катунских песков указывают на отложение их в условиях сухих холодных степей (В. П. Гричук, 1943 г.; О. В. Матвеева, 1957 г.). Среди малого количества пыльцы древесных особенно важно отметить почти полное исчезновение ели.

Выше слоистых озерных песков и супесей залегает толща (до 20 *м* мощности) палево-желтых ленточно-слоистых лёссовидных супесей с фауной моллюсков. Среди них представлены пресноводные виды *Gyraulus gredleri* Gr., *G. gredleri borealis* Loven. и другие холодостойкие формы, а также *Stagnicola palustris* M., *Pisidium hibernicum* West., а из наземных видов — *Succinea oblonga* Sand., *S. pfeifferi* Ros., *Vallonia tenuilabris* A. Br., *Pupilla muscorum* Müll.

Вся серия пород катунского горизонта Бийского района впадины характеризуется переходами от одних литологических разностей пород к другим, залеганием на разных террасовых уровнях и уменьшением мощности с удалением от границы оледенения. Все эти признаки не оставляют сомнения в принадлежности пород катунского горизонта в Бийском районе к отложениям перигляциальной зоны ледников максимального (катунского) оледенения в горах Алтая.

В более центральных и северных районах Бийско-Барнаульской впадины катунскому горизонту Бийского района отвечают отложения средней свиты плато (свиты «Б») по П. А. Православлеву (1933) и «Б» и «В» по А. И. Москвитину (1954). И здесь характерной особенностью ее является чрезвычайно частая смена по горизонтали и вертикали литологического состава пород с фациальным замещением аллювиальных осадков озерно-аллювиальными и субаэральными в виде суглинков с многими горизонтами погребенных почв (от 0,5 до 2 *м* мощности) и частью эоловых песков. Карбонатные суглинки и супеси в нижних слоях плотнее, вверху тонкослоистые и лёссовидные, приурочены к древним междуречьям; их сменяют линзы отмытых аллювиальных полимиктовых песков в участках погребенных русел. В естественных обрывах левобережного степного Приобского плато мощность средней свиты равна 30—40 *м*. В краевых районах Бийско-Барнаульской впадины, вдали от современных долин рек (на увалах), катунский горизонт среднечетвертичных отложений сложен карбонатными темно-бурыми и серыми суглинками и глинами до 22—30 *м* мощности.

К третьему (ненинскому — $Q_{II}^{н}$) горизонту среднечетвертичных отложений в Бийском районе относятся серо-коричневые гумусированные суглинки и иловатые серые глины, местами включающие прослои торфянистых глин, древесные остатки и раковинки моллюсков. Породы этого горизонта залегают на размытой поверхности отложений катунского горизонта, вскрываясь в обнажениях по долине р. Бии, в верхней части высокой бийской террасы (55—60 *м*) и в цоколе низких террас — по притокам рр. Бии и Катуни. В последних верхняя часть глин под налегающими на них с размывом верхнечетвертичными породами в результате окисления имеет серо-бурую окраску. Спорово-пыльцевые спектры пород ненинского горизонта (Матвеева, 1957) показывают, что



http://jurassic.ru/

накопление их происходило в условиях лесостепного ландшафта, где остепненные безлесные участки перемежались с лесами, протягивающимися вдоль более увлажненных и защищенных от ветров участках долин. Состав древесных пород указывает, что для спорово-пыльцевого спектра ненинского горизонта характерен второй, но более слабый максимум ели, говорящий о том, что климатические условия ненинского времени были влажнее и мягче по сравнению с катунским, но менее влажные, чем в эпоху накопления илов соусканихинского горизонта. В образцах пород ненинского горизонта были определены (П. И. Дорофеев) семена и другие остатки, принадлежащие *Picea* sp., *Potamogeton praelongus* Wulf., *P. trichoides* Cham. et Schl. var. I., *P. pusillus* L., *P. perfoliatus* L., *P. filiformis* Pers., *Betula* sp., *Ranunculus sceleratus* L., *Myriophyllum spicatum* L., *Hippuris vulgaris* L., *Carex* sp.

Менее четко отложения ненинского горизонта выделяются на остальной площади Бийско-Барнаульской впадины. В краевых ее районах он обычно выражен горизонтом погребенной почвы в виде гумусированных суглинков. В центральных районах впадины, видимо, в это время накапливались толщи палево-бурых супесей с неравномерным желто-пятнистым окрашиванием и нижние слои лёссовидных суглинков («свиты А» П. А. Православлева) с мощноразвитыми погребенными почвами. Четко отделить здесь ненинский горизонт от вышележащего майминского трудно; в Бийском районе эта граница также не резка.

К четвертому майминскому горизонту среднечетвертичных отложений ($Q_{II}^{m}$) в Бийском районе относятся фациально меняющиеся слои, представленные то бурым песком и пачкой лёссовидных супесей и суглинков, то перемежающимися слоями супесей, глинистых песков и суглинков. Нередко породы имеют ленточно-горизонтальнослоистое сложение, указывающее, что накопление их происходило в водной среде за счет отложения пыли, переносившейся ветром. Эти породы майминского горизонта, как и ненинского, слагают верхнюю часть высокой террасы рр. Бии, Нени, Песчаной, Ануя. Вверх по долине р. Катуни происходит замещение песков и лёссовидных пород флювиогляциальными галечниками, протягивающимися до конечно-моренной гряды у пос. Маймы.

В толще пылеватых горизонтальнослоистых песков, залегающих под г. Бийском между двумя толщами лёссовидных слоистых суглинков (катунского и майминского горизонтов), были собраны кости *Elephas primigenius* Blum., раннего типа *Rhinoceros* sp., *Equus* sp. и другие.

В окраинных районах Бийско-Барнаульской впадины майминский горизонт среднечетвертичных отложений, как и катунский, сложен лёссом. По левобережному Приобью тот же горизонт лёссовидных суглинков междуречий сменяется аллювиальными песками Барнаульской, Касмалинской и других лощин, а на правобережье р. Оби к нему относятся аллювиальные пески высоких террас в пределах Большеречен-ской и Сузунской равнин. Строгая ориентировка гряд подчеркнула прямолинейность лощин. Е. Н. Щукина, соглашаясь с Н. И. Парвицкой (1956 г.), считает, что эти плоские лощины стока отнюдь не являются эрозионными долинами, как их трактуют И. П. Герасимов (1940 г.), В. А. Мартынов (1957 г.) и другие, а представляют собой плоские лощины стока, заложившиеся среди эоловых дюнных образований, накапливавшихся поясами вдоль фаса гор Алтая. Формирование их связано с наличием эолово-водного режима на территории Бийско-Барнаульской впадины в эпохи оледенений в горах Алтая и действием сильных ветров постоянного юго-западного направления.

http://jurassic.ru/

## ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ($Q_{III}$)

Основная масса верхнечетвертичных пород слагает средние и низкие надпойменные боровые террасы в долинах рек, отделенные от среднечетвертичных отложений глубоким врезом долин рек. К нижнему (енисейскому) горизонту ($Q_{III}^{e}$) верхнечетвертичных отложений относятся слои погребенной почвы, бурого и серого суглинка и торфа, захороненные под толщей древнего аллювия III надпойменной террасы р. Бии и вскрывающиеся в обнажениях у Волчьего Лога и в овраге у с. Соусканихи. Спорово-пыльцевой спектр и семена из этого горизонта (О. В. Матвеева) указывают, что их образование протекало в условиях лесостепного ландшафта с развитием смешанных елово-березовых лесов при умеренно-влажном климате. К концу времени формирования горизонта ель была вытеснена березовыми лесами. Видимо, к этому же времени относятся поселения палеолитического человека, известные по каменным орудиям из стоянок у сс. Сростки, Монах и Мочище.

Следующий чибитский горизонт ($Q_{III}^{r}$) верхнечетвертичных отложений представлен в Бийском районе грубыми аллювиальными песками III надпойменной террасы и покровными делювиальными лёссовидными суглинками, достигающими нескольких метров мощности. Суглинки перекрывали плато в пределах всей Бийско-Барнаульской впадины, спускаясь на поверхности высоких террас и в древние балки.

Из пород этого горизонта определены раковины пресноводных моллюсков: *Stagnicola palustris* M. (?), *Cyraulus gredleri* Gr., *Paraspira leucostoma* M. и наземных: *Succinea oblonga* Dr., *S. putris* L. По долинам рр. Катуни и Бии среди верхнечетвертичного (чибитского) аллювия преобладающее распространение имеют пески с гальками, иногда сменяющиеся супесями и илами пойменных фаций. В долине р. Оби отложения той же террасы сложены мелкозернистыми песками, переслаивающимися с супесями и светло-коричневыми суглинками. Лишь в районе г. Камня в основании аллювиальных отложений (как и в г. Бийске) вновь появляется гравийно-галечный слой. Мощность аллювиальных отложений колеблется от 14 до 25—30 *м*.

Следующий — ишинский горизонт верхнечетвертичных отложений представлен торфяниками, залегающими в основании отложений II надпойменной террасы под делювиальным суглинком. В образцах торфа этого горизонта из разреза по р. Ише ($Q_{III}^{u}$) П. И. Дорофеев определил остатки: *Typha* sp., *Potamogeton* cf. *natans* L., *Najas marina* L., *Betula* cf. *humilis* Schrk., *Chenopodium* sp., *Rhumax* sp., *Comarum palustre* L., *Viola* sp., *Bryales* sp. Изучение спор и пыльцы (О. В. Матвеева) показало, что торфяник формировался в условиях развития лесостепи с господством березы среди древесных. Время накопления ишинского горизонта датируется находкой позднепалеолитической стоянки, орудия которой собраны из верхних слоев супесей у бровки второй надпойменной террасы у с. Маймы (В. Е. Рясина и Б. Кадиков, 1957 г.).

К последнему — менскому горизонту верхнечетвертичных отложений относятся аллювиальные галечники, пески и супеси первых надпойменных террас. В пределах Большереченского и Сузунского расширений р. Оби среди них часто на больших площадях распространены отложения мелкоземистых пород пойменных фаций. Мощность аллювия для разных участков изменяется от 5 до 12 *м*, достигая 20 *м*.

В конце формирования боровых террас в позднечетвертичное время происходило интенсивное перевевание аллювиальных песков в дюнные гряды, протягивающиеся в лощинах по левобережью р. Оби. Местами дюны переходят на лёссовидные суглинки высоких террас.

http://jurassic.ru/

Из пород всех горизонтов верхнечетвертичного возраста во многих пунктах впадины собраны (характерные для отложений этого возраста) кости: *Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros tichorhinus* Fisch., *Cervus* sp., *Alces* sp., *Equus caballus* Meger.

### СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ($Q_{IV}$)

К современным отложениям во впадине относится аллювий пойм и озерно-болотные слои, залегающие в ложбинах поверхности боровых террас. Последние сложены илами и открытыми торфяниками, имеющими мощность от 0,5 до 5 *м*. Особенно широко торфяники развиты по правобережью рр. Бии и Оби. Судя по данным спорово-пыльцевых анализов, их накопление протекало в условиях более широкого развития сосновых боров в долинах (по сравнению с настоящим временем). Отложения высокой и низкой поймы состоят из песков, супесей, илов, общей мощностью от 10 до 20 *м*. Время формирования отдельных современных слоев точно датируется по остаткам памятников различных культур неолита, установленных из многих мест с берегов рр. Бии, Катуни и Оби. Остатки этих памятников в виде погребений человека, обломков керамики, каменных наконечников стрел, залегают на поверхности культурного слоя в выдувах у бровок боровых террас. Среди пород пойм встречаются кости современного комплекса млекопитающих и разнообразные виды пресноводных и наземных моллюсков: *Stagnicola palustris* M., *Galba truncatula* M., *Paraspira septenbirale* L., *Armiger crista inermis* L., *A. nautileus inermis* L., *Bithynia tentaculata* L., *Pisidium nitidum* Jen., *Succinea pfeifferi* Ross., *Vallonia pulchella* Müll., *Vertigo antivertigo* Dr., *Cochicopa lubrica* Müll., *Carychium minimum* Müll.

### *КОЛЫВАНЬ-ТОМСКАЯ ЗОНА*

В пределах Колывань-Томской зоны, охватывающей участок р. Оби от с. Ордынского до с. Кожевниково, Обь-Томское междуречье в полосе железной дороги Новосибирск — Тайга и к северу от нее, а также Томь-Чулымское междуречье к западу от р. Яи, четвертичные отложения имеют сложное строение и подстилаются чаще всего различными по возрасту и характеру третичными толщами.

До последнего времени древнейшим горизонтом четвертичных отложений Колывань-Томской зоны считался так называемый горизонт «тайгинских глин» (Радугин, 1934) водораздела рр. Томи и Чулыма. Слагается он темными синеватыми или зеленовато-серыми, а иногда и черными глинами, имеющими покровный характер. Эти глины залегают как на высших точках, так и в пониженных участках водораздела, имея мощность от 18 до 40 *м*. Глины непосредственно перекрывают третичную кору выветривания палеозойских пород.

Каких-либо определимых растительных и животных остатков в глинах обнаружено не было.

В настоящее время горизонт тайгинских глин некоторыми исследователями (С. Б. Шацкий, М. П. Нагорский, Н. В. Григорьев) по занимаемому им стратиграфическому положению и на основании сопоставления с разрезами третичных отложений Западно-Сибирской низменности относится к неогену.

В районе г. Томска в тайгинские глины врезаны осадки древнейшей, так называемой вороновской террасы р. Томи. Линия прислонения этой террасы к тайгинским глинам и уступ их местами сохранились довольно отчетливо.

http://jurassic.ru/

Осадки вороновской террасы относятся, очевидно, к нижнечетвертичным отложениям ($Q_I$). Поверхность вороновской террасы располагается в 125—130 *м* над уровнем р. Томи.

По данным К. В. Радугина и М. П. Нагорского, мощность рыхлых отложений вороновской террасы достигает 50 *м*, а ее разрез представляется в следующем виде (снизу вверх):

| | |
|---|---|
| Глинистые галечники и пески бурого цвета, камнеподобные в сухом состоянии. Обломочный материал плотно сцементирован глиной и без всякой видимой закономерности в ней распределен; он имеет хорошую и умеренную окатанность и почти исключительно принадлежит кварцу и различным силицилитам. Средняя мощность горизонта . . . . . | 5 *м* |
| Глины плотные, крепкие и камнеподобные в сухом состоянии, иногда тонкопесчанистые, в основном бурые, но встречаются прослои зеленоватых и синеватых глин, обнаруживающих ровную и тонкую слоистость. Встречаются прослои черно-серых и серых глин, возможно являющихся древними погребенными почвами. Мощность . . . . . | 25 „ |
| Пески сильно глинистые и песчанистые глины . . . . . | 10 „ |
| Глины бурые, в сухом состоянии плотные и крепкие, местами песчанистые, иногда зеленоватые . . . . . | до 10 „ |

По стратиграфическому положению (в основании четвертичной толщи) и литологическому составу (камнеподобные глины) эту толщу можно сопоставить с кочковской свитой Бийско-Барнаульской впадины.

В Каменско-Новосибирском Приобье нижнечетвертичные кочковские глинисто-песчано-галечниковые отложения наибольшую мощность имеют в депрессиях третичных или палеозойских пород. В местах поднятий последних они или отсутствуют или имеют малую мощность.

Среднечетвертичные отложения ($Q_{II}$) в Колывань-Томской зоне распространены весьма широко.

В долине р. Томи, где палеозойский фундамент высоко поднят, среднечетвертичные отложения слагают высокие надпойменные террасы р. Томи — лагерную (IV) и нижнюю часть ярской (III). В окраинных частях Колывань-Томской зоны, на сопряжении ее с Западно-Сибирской низменностью, среднечетвертичные породы слагают водораздельные плато.

В Томском районе, по М. П. Нагорскому, среднечетвертичные отложения начинаются осадками лагерной террасы, развитой по правому берегу р. Томи и возвышающейся над рекой до 60 *м*. Аллювиальные отложения террасы имеют мощность 16—18 *м*, остальное составляет цоколь, сложенный отложениями нижнего карбона и палеогена. В составе разреза четвертичных отложений лагерной террасы отчетливо выделяется два цикла осадконакопления: на третичных отложениях лежит аллювий террасы, который начинается галечниками мощностью не более 1 *м*. Над галечниками лежат косослоистые пески, иногда с линзами гальки и гравия. Пески перекрываются буроватыми и серыми глинами, содержащими один или два горизонта погребенных почв, венчающих собой первый цикл осадконакопления. Ко второму циклу осадконакопления лагерной террасы относятся лежащие выше (с ясно выраженным размывом) пески, венчающиеся лёссовидными, иногда песчанистыми суглинками мощностью 6—7 *м*.

По данным В. И. Громова (1948 г.), в основании лёссовидных суглинков здесь имеются остатки палеолитической стоянки, в районе которой встречены кости мамонта. В. И. Громов считает, что «возраст суглинков, в которых залегали кости мамонта, не моложе конца эпохи таяния ледникового покрова».

На междуречье рр. Томи и Оби, западнее г. Томска мощность рыхлых четвертичных осадков лагерной террасы возрастает до 30—40 *м*, что связано с погружением фундамента.

http://jurassic.ru/

В левобережье р. Оби среднечетвертичные осадки слагают междуречное плато. И здесь (от г. Камня до устья р. Томи) в их составе также отчетливо выделяются два цикла осадконакопления.

Нижний цикл осадков представлен песками и глинами. Нижний горизонт песков сложен белыми или светло-серыми кварцевыми разностями с характерной косой слоистостью и рассеянным галечниковым материалом. В верхних горизонтах пески более тонкозернистые. Общая мощность горизонта до 16 *м*. Пески перекрываются глинами, описание которых приводим по В. В. Фениксовой (1957 г.): «горизонт их сложен темно-серыми, голубовато-серыми или коричневатыми слоистыми, часто плитчатыми глинами с линзами торфяника. Слоистость здесь напоминает ленточную, при выветривании придает породе плитчатость. В верхних частях пачки глин наблюдается горизонт погребенной почвы (1,0—1,5 *м*), который в разрезе Приобского плато Колывань-Томской зоны прослеживается на больших расстояниях. Общая мощность глинистого горизонта колеблется от 5 до 10 *м*».

Вышеописанный песчаный и глинистый горизонты Приобского плато сопоставляются М. П. Нагорским с нижним циклом осадков лагерной террасы.

Из нижних слоев этого песчаного горизонта П. А. Никитин определил обильную флору (семена) типа «флоры диагональных песков», что позволяет с уверенностью сопоставлять содержащие эту флору пески с досамаровскими межледниковыми отложениями ледниковой зоны Западно-Сибирской низменности (ларьякские слои) — тобольским горизонтом. Сами глины отвечают эпохе Самаровского оледенения.

Верхний цикл осадков Приобского плато слагается песками глинистыми серыми мелко- и тонкозернистыми, иногда переходящими в сильно песчанистые суглинки. Слоистость здесь горизонтальная; мощность песков до 7 *м*. Разрез венчается суглинками пылеватыми, светло-окрашенными, тяжелыми, палевыми, мощностью до 6—7 *м*. Верхняя часть разреза среднечетвертичных отложений, составляющая второй цикл осадков, сопоставляется с верхним циклом лагерной террасы и отвечает времени конца максимального оледенения Западно-Сибирской низменности.

Более молодые среднечетвертичные отложения также отмечаются в долине р. Томи (и частично в долине р. Оби) и представлены третьей надпойменной или ярской террасой. Терраса эта распространена вдоль северо-западной окраины Колывань-Томской зоны, на правобережье р. Томи. Один из лучших разрезов ее находится на правом берегу р. Томи в 2,5 *км* южнее с. Ярского. Здесь на цоколе коренных пород лежат галечники, содержащие внизу небольшие окатанные валуны крепких пород. По данным М. П. Нагорского, на некоторых валунах обнаружены следы, напоминающие ледниковые борозды. Галечник имеет хорошую сортировку, прекрасно выраженную косую слоистость и содержит в верхних горизонтах линзы и прослои гравия и песка.

Мощность ярских галечников по правобережью р. Томи достигает 18—20 *м*. В гальках преобладают кремни, кварц, кремнистые сланцы; реже встречаются обломки изверженных и метаморфических пород, а также галька песчаников, известняков и глин из коры выветривания пород Колывань-Томской зоны.

Из того же района, но с более высоких отметок, из серых ленточно-подобных глин П. А. Никитин определил: *Fungi, Bryales, Selaginella selaginoides* Link., *Potentilla nivea* L., *Alisma plantago* L., на основании чего он полагал, что глины формировались при суровом холодном климате (наличие *Betula nana* L., *Potentilla nivea* L.). Точное стратиграфическое положение этих глин пока не ясно.

http://jurassic.ru/

Верхнечетвертичные отложения ($Q_{III}$) Колывань-Томской зоны образуют верхние горизонты четвертичного лёссового покрова водоразделов и слагают первую и вторую и верхнюю часть третьей надпойменной террасы рр. Оби, Томи и их притоков.

В долине р. Томи верхнечетвертичные террасы вложены и прислонены к третьей надпойменной (или ярской) террасе, в долине р. Оби прислонены к коренному Приобскому плато.

Вторая надпойменная терраса или, как ее иначе называют, «боровая», чаще всего слагается песками с песчано-галечниковыми слоями в основании. На ее поверхности обычно произрастают сосновые леса и развит дюнный рельеф. Высота ее над урезом воды определяется в 20—25 *м*. Терраса эта имеет очень широкое распространение в долинах рр. Оби и Томи. В. В. Вдовин отмечает, что в районе г. Новосибирска для боровой террасы характерно более высокое положение цоколя на правом берегу по сравнению с левым.

Первая надпойменная терраса возвышается над урезом воды до 12—15 *м*.

Современные отложения ($Q_{IV}$) в долинах рек представлены осадками низкой и высокой пойм, на водоразделах — делювиальными, элювиальными и озерно-болотными отложениями глинистого, песчанистого и суглинистого состава, в которых большое участие принимают образования торфяников. Максимум развития их приходится на климатический оптимум голоцена.

Фауну наземных и пресноводных моллюсков из речных террас по сборам Е. В. Шумиловой изучил И. В. Даниловский (1940 г.). У с. Ярского (глубина 1,6 *м*) он определил: *Pupilla muscorum edentula* Slavik, *Vallonia tenuilabris* A. Braun, *Sucinea oblonga* Drap., *S. oblonga elongata* Sandb. Из разреза первой надпойменной террасы р. Томи у сс. Заледеева и Ярского определены: а) наземные моллюски — *Zonitoides nitidus* Müll., *Eulota fruticum* Müll., *Euomphalia strigella* Drap., *Succinea pfeifferi* Ross.; б) пресноводные — *Limnaea stagnalis* L., *Radix anricularis* L., *R. ovata* Drap., *R. peregra* Müll., *Stagnicola palustris* Müll., *Galba truncatula* Müll., *G. truncatula ventricosa* Moq.—Tand., *Planorbis planorbis* L., *Paraspira spirorbis* L., *P. leucostoma gracilis* Gredl., *Gyraulus gredleri* Gredl., *G. gredleri borealis* Loven., *G. laevis* Alder, *Bathyomphalus contortus* L., *Armiger crista enormis* Lindh., *A. crista cristata* Drap., *Aplexa hypenorum* L., *Bithynia tentaculata* L., *B. leachi* Shepp., *Anodonta piscinalis* Nilss., остракоды.

По И. В. Даниловскому, формирование верхних террас относится к «первому наиболее холодному периоду позднеледникового времени», а нижних террас — к «голоцену (бореальное и атлантическое время)».

## *КУЗНЕЦКИЙ БАССЕЙН*

Четвертичные отложения в Кузнецком бассейне развиты широко. Краткие сведения о них содержатся в ряде работ. Уже в 1897 г. Б. К. Поленов (1897) выделил здесь лёссовидные суглинки и речной аллювий. И. П. Толмачев (1909) для восточной окраины бассейна, граничащей с Кузнецким Алатау, отметил: древний и новый аллювий, горные наносы и ледниковые отложения. В. И. Яворский и П. И. Бутов (1927), давшие описание всего бассейна, выделили здесь аллювиальные отложения (до трех террас на р. Томи: 5—10 *м*, 15—20 *м* и 50 *м*) и лёссовидные суглинки с костями млекопитающих, залегающие на водоразделах и более высоких террасах.

http://jurassic.ru/

В 1929 г. А. М. Кузьмин, изучивший разрезы террас р. Бии (от г. Бийска до Телецкого озера) и нижнего течения р. Катуни, отметил, что валунно-глинистый материал из основания аккумулятивных террасовых и водораздельных толщ этой территории является погребенными моренами, связанными с четырьмя послетретичными оледенениями Алтая.

П. И. Бутов (1932 г.) остановился на строении долины р. Томи у г. Кемерова и отметил, что выше III (пятидесятиметровой) здесь имеется IV надпойменная терраса (70—80 *м* над уровнем р. Томи).

Более подробно изучила террасы р. Томи Е. В. Шумилова (1934 г.). Она осмотрела долину р. Томи в интервале от г. Новокузнецка до Сибирской ж.-д. магистрали и тщательно описала разрезы террас. К четырем террасам, установленным П. И. Бутовым, она добавила пятую (между поймой и I надпоймой схемы П. И. Бутова). Галечники, лежащие на высоте 80 *м* над р. Томью в основании Кузнецкой крепости (ее V терраса), она приняла за несколько перемытый моренный материал. После накопления их последовал размыв на глубину 55—60 *м*, а затем стала формироваться IV терраса высотой 45—50 *м*. У г. Новокузнецка она имеет цоколь палеозойских пород высотой до 16—17 *м*, сложена в основном рыхлой толщей — преимущественно глинами и суглинками (с тонкими прослоями песка и 3—4 погребенными почвами); галечник в основании этой террасы местами замещен голубоватой глиной (до 20 *м* над уровнем реки). В г. Кемерове III терраса, по Е. В. Шумиловой, имеет высокий цоколь коренных пород (30 *м*), на который налегает галечник и рыхлая тонкозернистая толща (20 *м*). В последней на глубине 5 *м* (между лёссовидной толщей вверху и глинами) встречены кости *Elephas primigenius* Blum., и *Bison priscus* H. von Meyer (по П. М. Рыжкову).

II терраса р. Томи (18—25 *м*) слабо развита у г. Новокузнецка и широко — у г. Кемерова. Здесь найдено много костей млекопитающих; цоколь ее то поднимается на высоту до 8 *м*, то опущен ниже уреза воды; галечники местами замещены синей глиной; разрез II террасы венчается толщей лёссовидных суглинков.

I терраса «нормального состава» (по Шумиловой) высотой 14—15 *м*, также содержащая много ископаемых костей, встречается редко. В основании ее лежат галечники и пески, выше следует чередование суглинков, глин и супесей. Более обычны I террасы (у гг. Новокузнецка и Кемерова), «подвергшиеся позднейшим воздействиям» (по Шумиловой), имеющие высотные отметки 9—12 *м*.

Е. В. Шумилова установила следы проявления в Кузбассе четырех ледниковых эпох, разделенных таким же количеством межледниковых, но сопоставлений их с алтайскими не сделала.

Фауна моллюсков, собранная Е. В. Шумиловой, была обработана И. В. Даниловским (1940). Из высоких террас (39—48 *м*) им были определены наземные моллюски из комплекса так называемой «лёссовой фауны» (в том числе вымершая форма *Vertigo parcedentata* Sandb.); во время отложения нижних террас климат был более мягким, росли леса.

Из суглинков IV террасы у Сосновского острога И. В. Даниловский (1940) определил с глубины 10,5 *м* *Pupilla muscorum* Müll., *Vertigo parcedentata* Sandb., *Vallonia tenuilabris* A. Braun.

В. Д. Фомичев (1940) более подробно описал террасы р. Томи и ее притоков в Кемеровском районе. Высота коренного берега р. Томи превышает здесь 100 *м*. Наблюдается литологическое непостоянство разрезов террасовых отложений района. В основании разрезов I надпойменной террасы притоков обычно видна голубовато-серая глина;

http://jurassic.ru/

по р. Томи она встречается лишь спорадически. II надпойма также до самого уреза воды сложена рыхлыми толщами. III надпойменная терраса местами имеет цоколь высотой до 20—30 *м* над уровнем р. Томи; выше лежат пески (местами косослоистые) и затем суглинки. В других случаях высота цоколя не превосходит 0,5 *м*; выше его на галечники налегают голубовато-серые глины (3,5—8 *м*) с песками того же цвета и, наконец, желто-бурые суглинки. Плохо изучены разрезы следующей террасы, цоколь которой поднимается на высоту до 50 *м*. Здесь также наблюдаются галечники, слоистые желто-бурые глины, пески и перекрывающие их суглинки.

В г. Кемерове из IV надпойменной террасы (при проходке ствола Центральной шахты) был извлечен череп *Rhinoceras* sp., а из III террасы (по П. М. Рыжкову) — *Elephas primigenius* Blum. и *Bison priscus* H. von Meyer*. Это обстоятельство позволило тогда В. Д. Фомичеву, в отличие от А. М. Кузьмина и Е. В. Шумиловой, высказаться за молодой (послерисский) возраст современной речной сети Кузбасса.

Четвертичные отложения водоразделов в Кузбассе плохо изучены; верхним членом разреза их также являются лёссы и лёссовидные суглинки. Изучением этих пород занимался А. И. Москвитин (1940 г.). На составленной им карте в области Кузбасса показаны: лёссы нормального состава, лёссы глинистые, тяжелые лёссовидные суглинки. Первые из них развиты на северо-западе района, вторые — на юге и востоке, третьи — на северо-востоке.

По р. Ине наблюдаются те же террасы, что и по р. Томи. Фауна в нижних надпойменных террасах ее (с мамонтом) обильна, но почти совсем не изучена.

А. М. Кузьмин (1928) и Е. В. Шумилова (1934) считали, что мощные тонкозернистые террасовые отложения накапливались здесь в межледниковое время («погружение района»); в ледниковые эпохи (поднятие), по их представлениям, здесь отлагались лишь речники-галечники и происходило углубление речных долин.

В. Д. Фомичев предполагает, что именно в ледниковые эпохи (при летних потеплениях) в речные долины Кузбасса поступал обильный обломочный (частью может быть солифлюкционный) материал и происходил процесс заполнения долин (Москвитин, 1960; Маккавеев, 1959; Асеев Р. А.; Бойцов М. Н.), а в межледниковье, когда обильного поступления материала не было, р. Томь размывала эти рыхлые толщи и выносила их за пределы бассейна, оставляя на дне долин лишь наиболее грубые обломки — галечник. Здесь находилась внеледниковая область распространения лёссов и лёссовидных пород. Алтайские ледники (морены их) сюда не доходили. Во время каждого нового похолодания долина р. Томи снова заполнялась мелкоземом. Территория бассейна в квартере в основном поднималась, и реки глубоко врезали свои долины в дочетвертичные породы.

Наибольший интерес здесь представляет разрез III надпойменной террасы высотой 45—50 *м*; на многих отрезках течения р. Томи она целиком сложена рыхлыми породами (внизу галечники до 5—6 *м*, выше пески и суглинки с 3—4 горизонтами погребенных почв и, наконец, лёссовидные породы). Наибольший прогиб наблюдается ниже д. Бедаревой, где рыхлые толщи опускаются ниже меженного уровня реки; высота цоколя коренных пород у г. Новокузнецка достигает 16—17 *м*, в гг. Кемерове и Юрге — до 30 *м*. Кроме этой террасы, у р. Томи

* В пределах Кузнецкого бассейна не найдены более древние среднеплейстоценовые фауны с *Elephas trogontherii* Pohl., отмеченные Е. И. Беляевой (1933 г.) с р. Иртыша, а затем Е. Н. Щукиной из Бийского района и В. А. Мартыновым из Приобского плато.

http://jurassic.ru/

имеются (в Кузбассе) I и II надпоймы и более древние террасы (IV, V и VI (?) надпоймы) с высотными отметками 70—80, 85—95 и 115—125 *м*. Две последние террасы установлены в Крапивинском районе (у с. Трифонова) и находятся вдали от реки (Васюхичев, 1939). В. Д. Фомичевым они названы трифоновской (V) и быструхинской (VI) — наличие их установлено по присутствию высоких галечников.

Прекрасно сопоставляются томские террасы, выделенные в Кузбассе, с аналогичными террасами у г. Томска. И тут, и там наблюдается до шести надпойменных террас (табл. 26). Высотные отметки средних террас в Кузбассе несколько превышают таковые у г. Томска.

Таблица 26

**Сопоставление террас р. Томи (в Кузбассе и у г. Томска) с террасами р. Оби у г. Бийска**

| Возраст | р. Томь | | | | р. Обь | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Кузбасс | | г. Томск | | г. Бийск | |
| | Название террас | Высота, *м* | Название террас | Высота, *м* | Название террас | Высота, *м* |
| $Q_{II}$? | VI (быстрихинская) | 115—125 | VI (вороновская) | 125 | Плато | |
| $Q_{II}$ | V (трофимовская) | 85—95 | V (реженская) | 85—90 | | |
| $Q_{II}$ | IV | 70—80 | IV (лагерная) | 60 | IV (бийская) | 60 |
| $Q_{III}$ | III | 45—50 | III | 40—42 | III (смоленская) | 25—35 |
| | II | 20—25 | II | 18—25 | II (боровая) | 12—16 |
| | I | 8—12 | I | 8—12 | I (низкая боровая) | 6—8 |
| $Q_{IV}$ | Пойма | 4—7 | Пойма | 4—6 | Пойма | 2—4 |

Две (три) нижние надпоймы р. Томи с обильными остатками костей мамонтов имеют позднечетвертичный возраст и стратиграфически отвечают системе двух (трех) нижних надпойм р. Оби. Отсутствие на них дюнных песков, характерных для этих боровых террас р. Оби, еще раз указывает на то, что р. Томь протекала вне области распространения флювиогляциальных отложений алтайских ледников, в пределах полосы накопления лёссовых пород. Образование рыхлых толщ IV, V и VI надпойменных террас видимо происходило в среднечетвертичное время. У г. Новокузнецка в IV надпойменной террасе возможны перемытые флювиогляциальные отложения максимального оледенения ($Q_{II}$), морены которого могли существовать в Кузнецком Алатау.

На коренном правом берегу р. Томи в г. Кемерове известны красные глины с валунами крепких кремнистых пород, возможно, являющихся базальным нижнечетвертичным (из переотложенных пород) горизонтом четвертичных отложений (подобно тому как это наблюдается в Горном Алтае, Салаире и Кузнецком Алатау).

Асимметрия долины р. Томи у г. Томска и р. Оби у г. Новосибирска (там в левобережье нет высоких террас) весьма характерна; реки эти стекают в Западно-Сибирскую низменность.

В четвертичное время по окраинам Кузбасса проявились новейшие тектонические движения, местами, например вдоль Салаира, сопровождавшиеся разломами (Тырган). Интенсивное поднятие наблюдается по восточной окраине бассейна, вдоль склона Кузнецкого Алатау.

http://jurassic.ru/

## *ГОРНАЯ ШОРИЯ И КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ*

Специального изучения стратиграфии отложений четвертичной системы на территории Кузнецкого Алатау и Горной Шории не проводилось. А. М. Кузьмин (1929) пытался доказать развитие четырехкратного оледенения на площади Кузнецко-Алтайской системы. Без приведения каких-либо дополнительных данных идею А. М. Кузьмина развивает В. К. Монич (1937 г.).

Вывод А. М. Кузьмина о неоднократно проявлявшемся оледенении в Кузнецком Алатау оспаривался рядом исследователей. В частности Б. Ф. Петров (1936, 1946 гг.) отвергает возможность значительного распространения древних ледников и доказывает ошибочность вывода А. М. Кузьмина.

Более полный разбор строения аллювиальных отложений Кузнецкого Алатау дан в работе В. М. Монича (1937), который сделал первую попытку сопоставить их с отложениями террас среднего течения р. Томи в пределах Кузнецкого бассейна. Более детальные материалы по стратиграфии аллювиальных отложений были получены Ю. П. Казакевич, З. Н. Шваревой (1950) и Е. Н. Щукиной в бассейне правых притоков р. Лебеди и в долинах рр. Антропа, верховий притоков Кондомы и Мрас-су.

Основываясь на материалах всех вышеупомянутых работ, можно в самых общих чертах наметить следующую схему стратиграфического деления и распространения четвертичных отложений в Горной Шории и Кузнецком Алатау.

К более древним породам четвертичной системы в Горной Шории относятся красные и буро-красные глины, обычно содержащие мелкие (0,5 *см*) округло-угловатые железисто-марганцовистые бобовинки. Местами в этих глинах прослеживается примесь несортированных зерен песка и выветрелых обломков пород палеозоя. Делювиальные красные глины, достигая местами 15 *м* мощности (обычно меньше), выполняют эрозионные и денудационные ложбины поверхности выветрелых пород палеозоя. Эти глины были прослежены в верхних отрезках притоков р. Лебеди, по пониженным междуречьям и водоразделам к верховьям рек бассейнов Кондомы и Антропа. Красные глины Горной Шории являются аналогами делювиальных и аллювиальных глин смежных районов Горного Алтая и Салаира, где они имеют тот же возраст.

Несравненно более широко в пределах Кузнецкого Алатау и Горной Шории распространены покровные темно-бурые бескарбонатные глины, достигающие в западных районах 20 *м* мощности и покрывающие все полого-увалистые междуречья. Эти покровные глины составляют второй горизонт нижнечетвертичных пород. Местами они перекрывают красные глины, чаще же залегают на размытой поверхности древней коры выветривания. В долинах к ним прислоняются отложения древнего аллювия, увязывающиеся в пределах северо-восточного Алтая с ледниковыми породами среднечетвертичного возраста.

В верхних участках долин некоторых рек (например, по р. Антропу и другим) горными выработками под покровными глинами были пройдены древнеаллювиальные слои, представленные сверху глинами с единичной галькой кварца и кварцита, а ниже — глинистыми галечниками. Соответствующий этим отложениям террасовый уровень в верховьях рек не выражен в связи с перекрыванием его чехлом делювиальных — солифлюкционных суглинков, спускающихся местами на поверхность III надпойменной террасы. По долинам рек, впадающих в р. Бию, удалось проследить, что древний аллювий, залегающий под

http://jurassic.ru/

бурыми покровными глинами, связывается с уступом четвертичной надпойменной террасы. В пределах большинства районов Кузнецкого Алатау и Горной Шории (с резко врезанными долинами рек) эта терраса выражена лишь обрывками эрозионного уступа. Полные разрезы отложений, связанных с уступом этой террасы, прослеживаются за пределами Алатау по долине р. Томи (отложения III надпойменной (45—50 *м*) террасы — по Е. В. Шумиловой, 1934 г.) и по р. Кии в Мариинской тайге, где террасовая площадка располагается на высоте 30—35 *м* над рекой (Монич, 1937 г.).

Со временем накопления более древних раннечетвертичных красноцветных делювиальных и аллювиальных пород, развитых в верховьях правых притоков р. Лебеди и ошибочно принятых А. М. Кузьминым (1929 г.) за древнейшие морены, по-видимому, следует увязывать террасовидный эрозионный уступ, отмечавшийся В. К. Моничем (1937 г.) на высоте 150—200, а местами и до 300 *м* над уровнем рек — резко врезанных долин в ряде районов Кузнецкого Алатау.

Средне- и верхнечетвертичные отложения в пределах Горной Шории и Кузнецкого Алатау представлены аллювиальными и делювиальными породами, слагающими локально развитую II надпойменную (18—25 *м*) террасу. Их среднечетвертичный горизонт представлен несортированным галечником, залегающим на цоколе палеозойских пород. На отлогих склонах в верхней части долин галечники перекрыты делювиальными лёссовидными суглинками и глинами, переходящими вверх по склонам в покровные глины водоразделов.

В горных участках рек (рр. Средняя Терсь, Уса) на том же террасовом уступе встречаются громадные валуны до 4—5 $м^3$.

Более широко по долинам рек Кузнецкого Алатау и Горной Шории распространены верхнечетвертичные аллювиальные отложения, слагающие I надпойменную (12—18 *м*) террасу. Аллювий этой террасы сложен хорошо окатанным, некрупным галечником с большой примесью суглинистого цемента, супесями и глинами. В центральных частях Алатау нижние слои аллювия обогащены неокатанными крупными гальками. В районах Мариинской тайги высота той же террасы снижается до 6 *м* и в ней, кроме песков и галек, участвуют иловатые синечерные глины. Из горизонта аллювия первой надпоймы в долине р. Кондомы К. Г. Тюменцевым (1932 г.) были собраны кости *Elephas primigenius* Blum., *Bos priscus* H. von Meyer, что подтверждает позднечетвертичный возраст отложений первой надпойменной террасы.

Современные образования слагают пойменные аккумулятивные террасы. Среди них выделяются: отложения высокой (до 6 *м*) и низкой (0,5—1,5 *м*) пойм, сложенные крупным валунником в горных участках рек, песками, супесями и суглинками по юго-западному склону Кузнецкого Алатау. Мощность современного аллювия составляет 5—7 *м*.

В верхних отрезках долин рек современный и верхнечетвертичный аллювий обогащен бурыми делювиальными глинами с примесью обломков пород палеозоя. Аналогичные аллювиально-делювиальные слои суглинков с линзами песков и грубообломочного материала выполняют лога. Основное накопление в последних происходило, видимо, одновременно с отложениями аллювия первых надпойм. В ту же эпоху (по В. К. Моничу, 1937 г.) и происходило формирование в гольцах Кузнецкого Алатау каров и каровых озер. Иногда такие озера подпружены моренным валом до 50 *м* относительной высоты (р. Каныгол) и даже до 72 *м* (р. Бол. Кадыр). В основании склонов у современных летующих снежников наблюдаются глыбовые развалы или, как их иногда называют, псевдоморены, формирующиеся и ныне.

http://jurassic.ru/

## САЛАИР

Общие сведения о четвертичных отложениях ряда районов Салаира приведены в работах К. В. Радугина (1928), А. А. Зенковой и А. Л. Матвеевской (1937), Н. Н. Соколова (1935), В. Д. Фомичева (1961) и других исследователей, занимающихся изучением геологии и геоморфологии кряжа.

Четвертичные отложения покрывают чехлом почти весь Салаир, за исключением крутых склонов Тыргана, узких долин и останцовых вершин. В пределах пологоволнистых слабо расчлененных поверхностей на междуречьях четвертичные породы состоят из покровных суглинков делювиального и элювиально-делювиального происхождения. Мощность их колеблется от 6 до 10 *м*, увеличиваясь в направлении к Бийско-Барнаульской впадине, где среди них значительную роль играют лёссовидные разности, в образовании которых участвовали и эоловые процессы. В районах более расчлененного рельефа покровные породы представлены щебенчатыми суглинками. В пределах пенепленизированных площадей распространены тяжелые бурые глины и суглинки, переходящие кверху в лёссовидные.

Вторую группу четвертичных пород Салаира составляют аллювиальные отложения речных долин. Стратиграфические взаимоотношения их выяснены Н. С. Ильиной (1939) и М. А. Гаррис (1947).

### НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К наиболее древним четвертичным отложениям Салаира относятся (как и в Северо-Восточном Алтае) красноцветные аллювиальные и делювиальные глины и глинистые галечники, залегающие в пологих ложбинах и на склонах. Мощность их колеблется от 10 до 15 *м*, иногда достигает 20—25 *м*. Слой галечника мощностью до 3 *м* состоит из угловатых обломков местных пород с примесью хорошо окатанных галек кварца, кварцита и бурого железняка. Вмещающей породой для них служат песчанистые красные, красно-бурые и желто-бурые глины. Красноцветные породы лежат то на размытой поверхности палеозоя, то на образованиях древней коры выветривания пород палеозоя, то на пестроцветных третичных глинах. На основании отсутствия прямой связи в распространении красноцветных ($Q_1$) пород с современной гидрографической сетью Салаира М. А. Гаррис относила их условно к неогену*. Для смежных районов Алтая Е. Н. Щукиной было выяснено, что связь расположения сохранившихся участков красноцветных пород с современной сетью речных долин была замаскирована более поздними процессами денудации и делювиообразованиями.

Ко второму горизонту нижнечетвертичных отложений, согласно Н. И. Парвицкой (1949 г.), следует относить плотные суглинки и глины, широко развитые на междуречьях в Салаире, составляющие нижние слои покровных образований и характеризующиеся красновато-коричневой и темно-коричневой окраской, наличием марганцовистых и сажистых примазок с включением обломков пород палеозоя. Они ложатся то на красно-бурые глины, то на породы коры выветривания. Мощность их местами достигает 10 *м*. От перекрывающих их лёссовидных суглинков древние делювиальные суглинки и глины нередко отделены горизонтом погребенной почвы. Найденные во вторичном залегании в пределах Салаира кости *Elasmoterium* sp. позволяют относить вышеуказанные породы к нижнечетвертичным отложениям.

* Не исключено, что мы имеем здесь дело с красными породами коры выветривания, может быть, несколько смещенными (делювий) и переотложенными. (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

## СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К среднечетвертичным отложениям в районе Причумышской полосы Салаира относятся сине-серые уплотненные илы и пески озерно-аллювиального и аллювиального генезиса. Они слагают толщу 20—30 *м* мощности в пределах степного плато (свита «С») и принадлежат к горизонтам, формировавшимся перед и в эпоху максимального развития ледников в Алтае. Последнее подтверждено находками в Бийско-Барнаульской впадине костей млекопитающих (Щукина, 1958). Верхнюю часть разрезов Причумышского плато составляют толщи лёссовидных суглинков с горизонтами погребенных почв, относящиеся к верхним горизонтам среднечетвертичных отложений (верхние их слои возможно являются позднечетвертичными).

Толщи степного плато в направлении от Причумышской полосы к осевой части Салаирского кряжа выклиниваются. Более молодыми здесь являются аллювиальные отложения эрозионно-аккумулятивных III и IV надпойменных террас, местами прослеживающихся в средних и нижних отрезках долин р. Чумыша и его крупных притоков. Аллювиальные отложения IV надпойменной террасы сложены в основном мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками с отсортированными и хорошо окатанными зернами, иногда включающими прослои и линзы гравия, галечника и суглинка. Отложения III надпойменной террасы в нижнем течении указанных рек состоят из галечников и сине-зеленовато-серых глин, прислоненных к аллювиальным слоям IV надпойменной террасы. Слои аллювия III и IV террас перекрыты чехлом лёссовидных суглинков, в которых в ряде пунктов наблюдались прослои погребенных почв. В среднем и верхнем отрезках долин притоков р. Чумыша III и IV террасы морфологически не выражены. В настоящее время степень изученности отложений аллювия III и IV надпойменных Салаирских террас еще недостаточна для установления возраста отдельных слагающих их горизонтов и выяснения их соотношения с породами Причумышского степного плато.

## ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К верхнечетвертичным отложениям в пределах Салаира относятся аллювиальные породы II надпойменной террасы, имеющей региональное развитие в долинах рек всех геоморфологических районов Салаира — от верховьев до нижних течений рек. Представлены они ржавыми галечниками, залегающими ниже уреза рек и с размывом перекрытыми синевато-темно-серыми иловатыми глинами, иногда замещающимися внизу линзами песков и галечников. Из этих пород собраны кости *Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros antiquitatis* Blum., отнесенные В. И. Громовым (1940 г.) к началу позднечетвертичного времени. Сине-серые иловатые глины кверху переходят в серо-желтые, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. Мощность всей аллювиальной серии II надпойменной террасы колеблется от 11—12 до 18 *м*. Венчаются разрезы аллювия этой террасы слоем делювиальных лёссовидных суглинков 1—1,5 *м* мощности. В указанных иловатых глинах аллювия встречаются включения вивианита и зерна пыльцы водных и таежных растений. Это указывает на формирование аллювия в условиях слабо текущих и застойных вод среди болотно-таежного ландшафта.

Ко второму горизонту верхнечетвертичных отложений относятся аллювий I надпойменной террасы, состоящий из палево-зеленовато-бурых и коричневатых суглинков, лежащих местами на цокольном

http://jurassic.ru/

основании из иловатых глин II надпойменной террасы, местами же сменяющихся фацией супесчаного и песчаного руслового аллювия. В отложениях аллювия I надпойменной террасы встречено много зерен *Alnus* (ольха) и *Nymphaeaceae* (водных растений), свидетельствующих о накоплении пород в более благоприятных условиях климата сравнительно со временем накопления аллювия II надпойменной террасы*.

## СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Современные отложения слабо развиты в Салаире и только в Причумышском районе его представлены несколько полнее. Здесь современный аллювий слагает высокую и низкую поймы, в строении которых участвуют галечники, пески, коричневатые суглинки и супеси с линзами илов. Нередко в них находятся раковины моллюсков гидрофильных луговых форм.

Весь комплекс аллювиальных четвертичных пород развит в долинах рек юго-западного склона Салаира. Для осевой части кряжа типично развитие тяжелых покровных суглинков, налегающих на образования коры выветривания, и в широких плоских, сливающихся в плато долинах — сине-серых и иловатых глин. Морфологическая выраженность и высота террас в долинах рек меняется для разных геоморфологических районов и подрайонов Салаира, в зависимости от неравномерности молодых поднятий, испытанных отдельными блоками кряжа. Границы геоморфологических районов, возможно, совпадают здесь с основными разрывами в палеозойских породах фундамента.

История развития Салаирского кряжа за четвертичный период представляется в виде смены эпох размыва, следовавшего за поднятиями, и аккумуляции во время замедления движений. В эпоху формирования аллювия II надпойменной террасы неравномерность поднятий отдельных блоков с более интенсивным вздыманием осевой части кряжа оказала подпруживающее действие на верховья речек северо-восточного его склона, где благодаря этому сформировались широкие долины, почти сливающиеся с пологоволнистым рельефом третичного пенеплена и выполненные иловатыми осадками. Для участков более интенсивных молодых поднятий характерно полное отсутствие рыхлого покрова и развитие денудационных форм рельефа.

## *ГОРНЫЙ АЛТАЙ*

Нижняя граница четвертичных отложений Горного Алтая (вдоль северного борта Чуйской впадины) проводится в основании пролювиальных пород, несогласно залегающих на аллювиальных отложениях с фауной моллюсков левантинского типа (верхний плиоцен). В предгорьях Алтая граница эта проходит в основании красноцветных делювиальных и аллювиальных галечников и глин**, слагающих рыхлый покров и залегающих то на палеозойских, то на плиоценовых и других третичных породах.

Большую часть Горного Алтая образуют высокогорные хребты. Основную площадь восточных, юго-восточных, южных и центральных районов составляют хребты, поверхность которых характеризуется волнисто-равнинным рельефом высокогорного плато. Над плоским рельефом этого плато резко выступают районы более высоких хребтов

* Основания I надпойменных террас местами находятся в 5—10 *м* ниже уреза воды (переуглубление долин). (*Ред.*)

** См. примечание на стр. 418.



http://jurassic.ru/

с типичным альпийским рельефом узких гребней, разделенных глубокими трогами и карами. У подножий хребтов с альпийским типом рельефа на высокогорном плато прослеживаются трогообразные ложбины с характерными для них аккумулятивными и экзарационными формами ледникового рельефа (озов, зандровых полей, камов, озер подпруживания и выпахивания, «бараньих лбов»). Такие ложбины, глубокие долины рек и эрозионно-тектонические впадины (Чуйская, Курайская, Самахинская, Уйменская, Улаганская), расчленяющие плато, являются основными участками распространения в Алтае мощных толщ четвертичных отложений.

В северо-западных и крайних северо-восточных районах высокогорные хребты сменяются среднегорьем, где четвертичные отложения, достигающие десятков метров мощности, также сосредоточены в широких ложбинах и долинах рек, протягиваясь по ним в пределы зоны горно-холмистых предгорий. На междуречьях и склонах широких ложбин в предгорьях распространены покровные суглинки, достигающие нескольких метров мощности.

## НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К наиболее древним четвертичным отложениям высокогорных районов Алтая относится мощная толща пролювиальных бурых брекчий и конгломератов, включающих линзы уплотненных суглинков и супесей с раковинками небольших пресноводных моллюсков. Более полно и мощно толща нижнечетвертичного пролювия выражена в Чуйской впадине, где она протягивается вдоль подножья Курайского хребта, достигая мощности 200—250 *м*. За последнее время ее выделяют под наименованием бекенской * свиты (Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец, 1957, 1961 гг.). Слои этой свиты дислоцированы. В зоне надвигания на них пород палеозоя они падают под углами от 25 до 40° и местами до 60° в сторону Курайского хребта. Раннечетвертичный возраст этой толщи определяется несогласным ее залеганием на аллювиальных отложениях с фауной среднего — позднего плиоцена (Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец, 1957 г.; Е. Н. Щукина, 1957 г.) и перекрыванием их ледниковыми среднечетвертичными породами.

Синхронные Чуйским нижнечетвертичные пролювиальные брекчии с прослоями красных глин наблюдались на террасовидном уступе (350 *м* над р. Катунью) у основания Теректинского хребта по северному борту Уйменской впадины (Е. Н. Щукина, 1938 г.; В. В. Шарков, 1947 г.) и на склоне Курайского хребта к ущелью р. Чибитки между оз. Чибек-Куль и скалами «Красные ворота» (Е. Н. Щукина, 1953 г.). Видимо, к тому же нижнечетвертичному горизонту относятся пролювиальные конгломераты, залегающие в основании серии четвертичных пород в районе курорта Белокурихи, где они приурочены к основанию крутых тектонических склонов, проходящих здесь вдоль северо-западного фаса гор Алтая. Повсюду грубообломочный материал, участвующий в строении нижнечетвертичных пролювиальных пород, местный, т. е. происходит за счет пород, слагающих склоны прилегающих хребтов. Размеры обломочного материала меняются от крупных глыб у склонов хребтов, до щебня и плоской плохоокатанной гальки (размером в 5—10 *см*) с удалением от гор. Цементирующим материалом являются сильно карбонатные пески и супеси. В западной и восточной

* Большую часть этой свиты указанные авторы (и другие) относят к верхам плиоцена (*Ред.*).

http://jurassic.ru/

частях Чуйской впадины в участках плавных переходов от впадин к хребтам кое-где прослежены остатки древнеаллювиальных галечников, судя по характеру выветривания гальки, синхронных свите нижнечетвертичного пролювия.

В районах среднегорья, низкогорья и горно-холмистых предгорий Алтая к тому же доледниковому нижнечетвертичному горизонту относятся красные делювиальные глины, достигающие мощности 8—10 *м*. В долине р. Катуни, они встречены в обрывах высоких эрозионных террас и у с. Майма, где они залегают на известняках и отделены от них охристыми глинами и галечниками. Над слоями красных глин лежат бурые суглинки, подстилающие серые уплотненные илы нижнего (соусканихинского) горизонта среднечетвертичных отложений. В северо-западном районе Алтая те же красные глины обнаружены в основании четвертичных пород, перекрывающих наиболее высокую (90—100 *м*) цокольную террасу рр. Песчаной и Ануя и по ключу Светлому в бассейне р. Баранчи.

Более широкое распространение нижнечетвертичного горизонта красноцветных пород прослежено в северо-восточных районах предгорий Алтая. Их развитие здесь установлено в пределах широких ложбин, прорезанных верховьями рр. Ушпы (правого притока р. Бии), Антропа и по р. р. Сии, Каишкану, Ушпереку и другим. Те же красные глины со щебенчато-галечным слоем в основании наблюдались в верховьях плоской и широкой долины р. Калычак.

Повсюду на северо-востоке Алтая красноцветные глины вскрываются в уступах высоких надпойменных (IV и V) террас и в понижениях перевалов между логами.

В большинстве случаев красные глины расположены на площадях развития известняков или по их контактам с другими породами палеозоя. Наиболее полный разрез красноцветных нижнечетвертичных пород установлен шурфами и штольней на перевале между логами Майским и Семеновским. Здесь на обохренных выветрелых порфиритах лежат охристо-бурые глинистые галечники от 0,5 до 1 *м* мощности, состоящие из сильно глинистых разнозернистых песков, наполненных угловатой выветрелой галькой разнообразных пород палеозоя: порфиритов, сланцев, диоритов, имеющих черную поверхность от окрашивания окислами железа и марганца. Галечники по вертикали незаметно сменяются охристо-бурой песчанистой глиной с выветрелыми гальками и линзами уплотненных светлых каолинизированных глин; выше их сменяют красные глины с мелкими железистыми бобовинками. Общая мощность пород 18—20 *м*. Состав пород и их вытянутость узкими полосами указывает на их принадлежность к древнему аллювию и делювию. Среди светлых прослоев в горизонте нижнечетвертичных красноцветов обнаружены единичные зерна пыльцы сосны, березы, травянистых. По условиям залегания и литолого-минералогической характеристике красноцветные породы северо-восточных районов Алтая являются возрастным аналогом тех же пород Салаира (Гаррис, 1947).

Кроме того, красноцветные породы предгорий по приуроченности их к эрозионному уровню увязываются с нижнечетвертичным пролювием Уйменской и Чуйской впадин.

К следующему — башкаусскому горизонту ($Q_1^б$) нижнечетвертичных отложений в высокогорных районах Алтая относятся охристо-бурые ледниковые породы. Они представлены то супесчаной и суглинистой мореной, наполненной гальками и валунами (до 0,5—0,8 *м* в диаметре), то крупнослоистыми флювиогляциальными галечниками. Гальки из этих пород характеризуются наличием шероховатой поверхности. В морене вместе с плотными, невыветрелыми валунами имеются



http://jurassic.ru/

валуны нацело каолинизированных и рассыпающихся пород палеозоя. В нижнем слое башкаусской морены, при налегании ее на породы палеозоя, заметно резкое обогащение щебнем (в разрезах по Қысхыштубеку).

В большом обнажении по р. Чаган в основании башкаусских флювиогляциальных галечников, в подстилающих их аллювиальных породах плиоцена наблюдались мелкие смятия слоев, возникшие в результате воздействия древней мерзлоты. Этот факт и наличие в породах башкаусского горизонта выветрелых и незатронутых выветриванием валунов из разнообразных пород палеозоя свидетельствует о накоплении башкаусских отложений в суровых условиях климата с развитием вечной мерзлоты и ледников. Поэтому нельзя согласиться с мнением некоторых геологов (Раковец, Девяткин, 1957 г.) об отсутствии ледниковых пород в башкаусском горизонте*. Каковы были масштабы раннечетвертичного оледенения — еще не ясно. Судя по петрографическому составу валунов из башкаусских отложений, в раннечетвертичное время, как и позднее, было несколько центров, откуда спускались ледники. Прослеженное распространение морены башкаусского горизонта позволяет предполагать, что наиболее крупные ледники этого времени спускались с северных склонов Курайского хребта. Перенос валунов водноледниковыми потоками достигал района г. Бийска. Единичные валуны, сохранившиеся кое-где на высокогорном плато плоских хребтов центральных, восточных и юго-восточных районов Алтая, частично, возможно, отложены раннечетвертичными льдами, хотя основная масса их, вероятно, относится уже к эпохе среднечетвертичного, наиболее обширного оледенения.

Соотношения бекенской свиты пролювия с породами башкаусского горизонта точно не выяснены. Раннечетвертичный возраст тех и других установлен по их налеганию на слои среднего — верхнего плиоцена и перекрыванию мореной максимального оледенения (Е. И. Щукина, 1957 г.). Породы обоих нижнечетвертичных горизонтов близки по типу выветривания и по характеру нарушенного залегания слоев, вызванного неотектоникой.

В среднегорье по долине р. Катуни к раннечетвертичным отложениям, возможно, относятся флювиогляциальные галечники, слагающие уступы наиболее высоких террасовых уровней (220—240 *м*) и располагающиеся в древних каровых воронках в бортах долины. К тому же нижнечетвертичному горизонту Е. Н. Щукина относит галечники с валунами, вскрытые разрезом буровой скважины в переуглубленной долине р. Бии у пос. Артыбаш под толщами бурых суглинков с прослоями серых глин и мореной ($gl\ Q_{II}^{к}$).

В районах среднегорья (вне области оледенения) к нижнечетвертичным отложениям относятся аллювиальные галечники и бурые слоистые супеси и суглинки с мелкими моллюсками. Они лежат на размытой поверхности красных глин и составляют вместе с ними покров в 25 *м* мощности на 90—100-метровом террасовом уступе в долинах рр. Ануя и Песчаной. После перерыва в накоплении отложений более древнего горизонта нижнечетвертичных отложений и до начала отложения второго горизонта, видимо, происходили тектонические поднятия, приведшие к формированию более высоких террасовых уровней (180—200 *м* над уровнем рек).

* Возраст выветривания, захватившего гальки и валуны башкаусских галечников, скорее поздненеогеновый, а сами эти породы естественнее трактовать как переотложенные в начале квартера, а затем поднятые и размытые. От размыва они сохранились лишь в отдельных понижениях рельефа. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

В районах низкогорья и горно-холмистых предгорий второй (башкаусский) горизонт нижнечетвертичных отложений представлен на междуречьях темно-бурыми делювиальными и элювиальными глинами (Б. Ф. Петров, 1939 г.), а по речным долинам во внеледниковых районах — бурыми аллювиальными галечниками, залегающими на цоколе IV надпойменной террасы в нижних отрезках долин притоков рр. Катуни, Бии и Лебеди. В верховьях тех же долин эти галечники перекрыты аллювиальными и солифлюкционными среднечетвертичными отложениями. Раннечетвертичный аллювий обладает бурой, иногда красноватой окраской за счет примесей перемытых нижнечетвертичных красных глин и ожелезнения, вызванного выветриванием. Охристо-бурые нижнечетвертичные галечники наблюдались по рр. Ушпе, Антропу, Албасу, Базле и в логах рр. Чаныша и Магалака. Мощность их колеблется в пределах нескольких метров.

## СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Среднечетвертичные отложения во всех районах Горного Алтая занимают бо́льшие площади по сравнению с более древними и более молодыми четвертичными породами. Особенно широко среди них распространены ледниковые отложения. Залегают они резко несогласно на дислоцированных породах палеозоя, неогена и местами нижнечетвертичных, вскрываясь в больших обрывах плато, уступах бортов трогообразных ложбин и высоких террас речных долин.

В Чуйской впадине под моренными среднечетвертичными суглинками залегает древне-озерная толща свиты чагалды-кобу мощностью 50—60 *м*, представленная желто-бурыми грубыми песками и гравием с линзами гальки (Лунгерсгаузен Г. Ф. и Раковец О. А., 1957 г.). Эта свита отложений Чуйского озера, вероятно, составляет наиболее древний * горизонт среднечетвертичных отложений, так как налегает несогласно на размытую поверхность дислоцированного раннечетвертичного пролювия и подстилает морену максимального оледенения.

Среднечетвертичные ледниковые отложения четко отличаются от нижнечетвертичных по цвету, характеру форм выветривания в обнажениях, по широте распространения и плащеобразному залеганию.

В ложбинах и долинах высокогорной области среднечетвертичные отложения представлены двумя горизонтами морен палевого цвета (катунским — $gl\,Q_{II}^{к}$ и майминским — $gl\,Q_{II}^{м}$) и разделяющим их горизонтом более темно-серых флювиогляциальных крупных галечников, озерно-ледниковых песков и гравия, крупно-горизонтально-слоистого сложения с прослоями и линзами (от 0,5—5 до 40 *м*) озерно-ледниковых горизонтально-ленточно-слоистых светло-серых алевритов (с плоскими послойно расположенными лепешковидными конкрециями).

Нижний катунский горизонт среднечетвертичных морен (эштыкгольский Б. Ф. Сперанского, 1937 г.; майминский В. В. Шаркова, 1947 г. или покровный В. А. Обручева, 1914 г. и В. П. Нехорошева, 1932 г.) представлен суглинками и супесями с неравномерным и грубо-послойным распределением крупных часто округлых валунов. Мощность этого горизонта меняется от нескольких десятков метров до полного выклинивания.

Второй майминский горизонт среднечетвертичных морен (чуйский Б. Ф. Сперанского и С. Ф. Дубинкина — 1941 г.; катунский В. В. Шаркова — 1947 г.) состоит из пылеватых супесей, неравномерно наполнен-

* Вопрос этот еще окончательно не решен. Возможен и более молодой возраст свиты чагалды-кобу. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

ных валунами пород различного петрографического состава до нескольких метров в диаметре. В южных, юго-восточных, восточных и центральных районах Горного Алтая с продвижением от долин и ложбин к междуречным плато оба горизонта сливаются в единую толщу морен, достигающую местами 100—150 *м* и более мощности. Эта морена залегает плащеобразно, выполняя все понижения древнего рельефа. На более возвышенных участках плато среди морены выступают скальные палеозойские породы, несущие следы ледниковой обработки («бараньи лбы») и другие следы былого перекрывания их льдами в виде встречающихся местами единичных валунов и моренных присыпок.

В северных районах (более расчлененных долинами рек) высоко-, средне- и низкогорных областей Алтая ледниковые породы среднечетвертичного возраста прослеживаются только по долинам главных рек: р. Катуни и ее более крупным притокам — рр. Чуи, Кадрина, Бол. Ильгумена, нижнего отрезка р. Урсула, рр. Сумульты и Кубы, по берегам Телецкого озера, долинам рек Бии и ее притоков — рр. Уйменя, Пыжи, Байгола, Садры, Клыка и по некоторым долинам притоков р. Верх. Чарыша (р. Бащелаку и другим).

Ледники, оставившие катунский горизонт морены, опускались по долинам рр. Катуни и Бии до предгорных Бийско-Барнаульской и Ненинско-Чумышской впадин. В концевых частях они распадались на отдельные блоки льда, переносившегося водно-ледниковыми потоками. Потоки откладывали валунно-галечный материал, содержащий лишь отдельные крупные валуны до 2—3 *м* в поперечнике. В виде морены катунский горизонт выражен в долине рр. Катуни — только выше г. Горно-Алтайска, а в долине р. Бии — выше с. Турочак. Не сопровождаясь конечными моренами, граница распространения ледников катунской эпохи устанавливается лишь примерно.

Майминский горизонт прослеживается по долине р. Катуни до с. Маймы, а на востоке — вдоль Телецкого озера ( до истоков р. Бии); граница его распространения хорошо устанавливается по мощным конечно-моренным образованиям у с. Маймы и Артыбаша. По притокам р. Катуни майминский горизонт морены не спускается до ее долины, замещаясь аллювиальными галечниками и песками, вскрывающимися в разрезах высоких террас, где они залегают на серых аллювиальных глинах и щебенчатых пролювиальных суглинках, подстилающихся катунской мореной.

В толще межморенных среднечетвертичных галечников, песков, алевритов и пролювиальных суглинков из разреза у пос. Беле (Телецкое озеро), и в одной из долин притока р. Башкауса, О. В. Матвеевой (1957 г.) и В. П. Гричук (1943 г.) установлено наличие спор и пыльцы, дающих спектры лесостепной растительности, однотипные со спектрами растительности ненинского горизонта Бийского района. На этом основании межморенные среднечетвертичные толщи отнесены к межледниковым породам (М. С. Калецкая, 1940 г.; О. В. Матвеева, 1957 г.).

В юго-восточных районах Алтая с сухим, монгольского типа климатом ледники кончались при выходе в Чуйскую межгорную впадину, оставив конечные морены в долинах рр. Чаган-Узуна, Елангаша, Кок-Узека, Бар-Бургазы и Юстыда. В этих долинах перед конечными моренами располагаются флювиогляциальные галечниковые зандры, соприкасающиеся с озерными породами Чуйской впадины (Е. Н. Щукина, 1938 г.; Е. В. Девяткин, 1957 г.). На юго-западе той же впадины, среди озерных среднечетвертичных осадков встречены отложения крупных валунов, оставленных льдами, стекавшими в древнее озеро. Во время сокращения ледников катунской эпохи озеро увеличивалось в размерах, на что указывает налегание озерных слоев на катунскую

http://jurassic.ru/

морену (С. Ф. Дубинкин, 1941 г.; Е. В. Девяткин, 1955 г.). Озерные отложения того же возраста распространены в пределах Курайской впадины, а также в ряде ложбин на поверхности высокогорного плато (Е. В. Девяткин, 1955 — 1957 гг.).

В районах высокогорного плато Алтая, в участках крутых тектонических склонов и отдельных отрезков долин рек у их основания прослеживаются накопления среднечетвертичного суглинисто-щебенчатого пролювия, щебенчатых и глыбовых осыпей. Местами видно налегание этих образований на морену, а в других — их перекрывание мореной, что указывает на их формирование в межледниковую эпоху или в начале майминской ледниковой эпохи.

Во внеледниковых северо-западных районах среднегорья Алтая среднечетвертичные горизонты представлены аллювиальными галечниками, слагающими рыхлые покровы (до 8—12 *м* мощности) на террасах рр. Чарыша, Ануя и Песчаной с высотами 45 и 60 *м*.

В области низкогорья и горно-холмистых предгорий, по долинам рр. Бии и Катуни и их некоторым притокам, среднечетвертичная морена (катунского горизонта) замещается галечниками и слоями тяжелых темно-бурых суглинков, перекрытых толщей палевых лёссовидных супесей и суглинков, на которые налегают аллювиальные пески майминского горизонта. По другим притокам рр. Катуни и Бии (в той же зоне), подпруженным ледниками главных долин, отложились аллювиальные галечники, черно-синевато-серые илы и солифлюкционные щебенчато-бурые суглинки, участвующие в строении третьих надпойменных террас рек. Галечники и часть иловатых глин были отложены реками еще до выполнения долин рр. Бии и Катуни льдами; в одном из разрезов в таких глинах обнаружены зерна пыльцы и споры с характерным преобладанием в спектре древесной растительности (влаголюбивой ели). Значительно более мощные слои серых илов (до 8—10 *м*), частью характеризующиеся наличием горизонтальной слоистости и смятием слоев, возникших при воздействии древней мерзлоты (Е. Н. Щукина, 1953 г.), содержат пыльцу и споры сухих холодных степей. Эти илы нередко выполняют озерные расширения в низовьях долин притоков р. Бии (рр. Тулой, Тандошка и другие), и их накопление синхронно времени отложения морен в главных долинах. Солифлюкционные суглинки, перекрывая третьи террасы, переходят с их поверхности на склоны и в понижения междуречий. Местами в вершинах оврагов и логов у подножий более высоких хребтов их замещают крупноглыбовые накопления, погребенные под слоями верхнечетвертичных делювиальных суглинков, а иногда и под аллювием.

## ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В районах высокогорья, в эпоху формирования уступов высоких террас, кое-где в долинах рек откладывались «строматолитовые известняки» (местами до 6 *м* мощности), относящиеся к нижнему горизонту ($Q_{III}^{e}$) верхнечетвертичных отложений (В. П. Маслов и Е. Н. Щукина, 1951 г.). Такие известняки перекрывают среднечетвертичные флювиогляциальные отложения на поверхности и склонах высоких террас по берегам рр. Чаган-Узуна, Чуи и Чулышмана. Все выходы таких известняков приурочены к зонам молодых разломов.

Второй горизонт верхнечетвертичных отложений представлен палево-серыми валунными супесями; это чибитский и менский горизонты морен, синхронные кок-узекской морене Б. Ф. Сперанского (1937 г.) и С. Ф. Дубинкина (1941 г.) и аккемской морене В. В. Шаркова (1947 г.). Верхнечетвертичная морена четко отделяется от более древних залега-

http://jurassic.ru/

нием в глубоких трогах, местами прорезающих средне- и нижнечетвертичные ледниковые породы. Мощность ее колеблется от единиц до 2—3 десятков метров. Границы эпохи максимального развития верхнечетвертичных ледников картируются по четко выраженным конечным моренам и сопровождающим их галечниковым зандрам, озерам подпруживания и выпахивания. Более рельефно верхнечетвертичные конечные морены максимальной стадии их развития выражены у пос. Чибит и в устье р. Аккема. На расстоянии нескольких километров от них располагаются вторые гряды конечных морен конца позднечетвертичного времени: менская стадия Е. Н. Щукиной (1958 г.), или мультинская — Л. Н. Ивановского (1956 г.). Между грядами чибитской и менской конечных морен в аллювии низкой террасы в разрезе взбугренного торфяника из торфянистых глин, погребенных под метровым слоем аллювиальных песков, О. В. Матвеевой выделены спорово-пыльцевые спектры растительности, представленные пыльцой кедра с примесью березы, ели и единичных находок пихты.

Вне районов развития ледников верхнечетвертичные отложения этого времени представлены аллювиальными галечниками, песками и озерными илами, слагающими комплекс аккумулятивных низких террас, увязывающихся со стадиальными конечными моренами через поля зандровых галечников и песков (В. Е. Попов, 1954 г.; З. А. Титова; 1956 г.; Е. В. Девяткин, 1957 г.).

На северо-западе Алтая, в долинах рр. Ануя, Песчаной и других, не имевших стока ледниковых вод, верхнечетвертичные отложения представлены аллювиальными галечниками и делювиальными суглинками двадцатиметровой террасы и песчано-галечным и иловатым аллювием 6—8-метровой террасы, т. е. отложениями I и II надпойменных террас. Теми же осадками представлены верхнечетвертичные отложения в районах низкогорья и горнохолмистых предгорий. В ряде мест в иловатых глинах II надпойменной террасы были найдены зубы *Elephas primigenius* Blum. На одном из притоков р. Лебеди (притока р. Бии) на глинах II террасы лежит погребенный под 1,5-метровым слоем делювиального суглинка торфяник. Спорово-пыльцевой спектр указывает на отложение торфа в позднечетвертичную эпоху в условиях развития лесостепной растительности с преобладанием в древостое берез.

## СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К современным отложениям Алтая в районах альпийского рельефа относятся породы боковых и конечных морен современных ледников. Отдельные исследователи Алтая различают от трех до пяти стадиальных конечных морен, состоящих из валунных и глыбовых нагромождений пород палеозоя (конечные морены поздневюрмской, мультинской, аккемской, кочурлинской и исторической стадий). Они были выделены для ледников, спускавшихся с горы Белухи (И. М. Мягков, 1936 г.), ледников по долинам р. Ак-Туру и другим для Северо- и Южно-Чуйских белков (Е. Н. Щукина, 1937 г.; Л. Н. Ивановский, 1957 г.). Л. Н. Ивановский выделяет уступы каровых лестниц по стадиям отступания современных ледников. Л. А. Варданянц (1938 г.) по депрессии снеговой линии сопоставляет стадии развития ледников Катунских белков со стадиями развития ледников Кавказа.

Вне районов развития ледников к современным отложениям относится аллювий пойменных террас. Наиболее широкое распространение современного аллювия приурочено к днищам внутригорных впадин: Чуйской, Уйменской, Усть-Канской и других. Здесь в их строении, кроме песков и галечников, участвуют супеси и мергелистые илы. По долинам

http://jurassic.ru/

рек и речек всех горных районов Алтая современный аллювий составляет незначительные участки поймы, сложенные песками, галечниками в несколько метров мощности и пылеватыми илами (по рекам, имеющим ледниковое питание).

Более точно возраст всех вышеописанных стратиграфических горизонтов четвертичных отложений Горного Алтая устанавливается на основании соотношения их с теми же горизонтами Бийско-Барнаульской впадины, которые достаточно полно охарактеризованы палеонтологическими данными в Бийском районе.

## *ОБЩАЯ СВОДКА*

Четвертичные отложения Западной Сибири изучены недостаточно. Особенно это касается их стратиграфии. Слабым остается палеонтологическое обоснование опорных разрезов, так как находки фауны млекопитающих пока остаются единичными, а спорово-пыльцевой анализ в целях стратиграфии и корреляции разрезов начал применяться в Западной Сибири только в самые последние годы.

При расчленении четвертичных отложений исследователи широко применяли палеоклиматический принцип.

Особенность описываемой территории Западно-Сибирской низменности заключается в том, что она как бы зажата между двумя ледниковыми областями — Алтаем на юге и ледниковой зоной Западно-Сибирской низменности на севере. Таким образом она являлась областью водноледниковой и аллювиально-озерной аккумуляции, где субаэральные процессы играли не последнюю роль, особенно в накоплении мощных толщ покровных лёссовидных образований.

Геологическая история Западно-Сибирской низменности и Алтая в четвертичное время тесно связана с покровными (материковыми) и горными оледенениями.

К раннечетвертичным здесь отнесены древнейшие доледниковые и ледниковые отложения с фауной *Elephas wüsti* M. P a v l.

К началу четвертичного периода в Западно-Сибирской низменности существовала древняя речная сеть, конфигурация которой остается не совсем ясной. Следы этой древней речной сети улавливаются в виде погребенных нешироких речных долин, вложенных в третичные отложения.

В предалтайской части Западно-Сибирской низменности, возможно, к этому времени относится верхняя часть барнаульских слоев. Нижнечетвертичные отложения здесь представлены осадками кочковской свиты по В. А. Мартынову, отвечающей отложениям свиты «С» П. А. Православлева или свиты «окаменелых илов» по А. И. Москвитину.

Верхняя часть отложений кочковской свиты связывается до временем древнейшего оледенения, проявившегося на Алтае и оставившего после себя слои бурой морены (башкаусское оледенение по Е. Н. Щукиной). Отложения кочковской свиты имеют субаэральное, а возможно и озерно-аллювиальное происхождение. С осадками этой свиты связаны находки фауны наземных моллюсков и позвоночных *Elephas wüsti* M. P a v l. Среди обнаруженной в «окаменелых илах» пыльцы громадное преобладание имеет пыльца травяных.

В северной части Обь-Иртышского междуречья к раннечетвертичным отложениям относятся слои глин и суглинков явно озерного происхождения, с тонкой слоистостью или без нее, содержащие холодолюбивую флору типа флоры «сизых суглинков» с *Betula nana* L., *Potentilla nivea* L., *Juncus arcticus* W i l d. и другими.

http://jurassic.ru/

Среднечетвертичные отложения, к которым отнесены осадки тобольского, самаровского, мессовско-ширтинского и тазовско-санчуговского горизонтов, слагают мощные толщи междуречий Западно-Сибирской низменности, широко распространены на Алтае и Салаире. Повсюду они представлены мощными покровными отложениями самого разнообразного генезиса. Можно сказать, что это было время наиболее интенсивного осадконакопления в четвертичное время в центральной и южной частях Западно-Сибирской низменности, на Алтае, Салаире и Кузнецкой котловине.

Доледниковые отложения тобольского горизонта особенно широко развиты в центральных и восточных районах Западно-Сибирской низменности, где они представлены мощной толщей аллювиально-озерных осадков, подстилающих в ледниковой области морены максимального оледенения, в приледниковой зоне — водноледниковые осадки и во внеледниковой области — мощные слои погребенных почв. На основании фактического материала палеогеография этого времени рисуется следующим образом: в центральной и восточной частях Западно-Сибирской низменности располагались обширные аллювиальные равнины с низкими междуречьями, поросшими таежной растительностью; в южной части низменности располагались лесостепи, покрытые болотами и озерами.

С отложениями этого горизонта связаны находки фауны млекопитающих хазарского типа с *Elephas trogontherii* Pohl. и флоры типа флоры «диагональных песков», еще содержащей некоторые полностью вымершие ныне виды. По М. П. Гричук, отложения тобольского горизонта содержат спорово-пыльцевые спектры наиболее ярко выраженного межледниковья, названного ею вороновским.

В горной части Алтая с этим временем связывается углубление речных долин; слои темно-серых уплотненных илов с фауной хазарского комплекса накапливались в предгорьях Алтая.

Наступившее вслед за временем тобольского межледниковья время максимального самаровского оледенения Западно-Сибирской низменности совпало с крупным оледенением Алтая, названным Е. Н. Щукиной катунским.

Во время максимального оледенения уральский и сибирский ледниковый покров на какое-то время сомкнулись в районе бассейнов рр. Лямина и Тыма. У ледникового края (очевидно, в момент начала таяния ледниковых покровов) образовалось громадное приледниковое озеро, следы которого наблюдаются в виде толщи ленточных глин и глинисто-песчаных осадков, фиксируемой в разрезах по р. Оби от широты г. Колпашево до с. Верхне-Вартовского и по р. Иртышу — от г. Тобольска до с. Горнофилинского, а также в разрезах междуречий — по рр. Югану, Демьянке, Васюгану и Туртасу.

В южной части низменности, ограниченной с юга и востока склонами горных гряд Алтая, Салаира и Кузнецкого Алатау и таким образом являющейся основной областью аккумуляции осадков, сносимых с окружающих горных массивов, шли процессы интенсивного осадконакопления. В силу своего географического положения Бийско-Барнаульская впадина и территория Барабинской и Кулундинской степей являлись обширной аллювиальной равниной с покровным типом накопления озерно-речного (флювиогляциального, в частности) материала.

Максимальное и тазовское оледенения в Западно-Сибирской низменности и катунское и майминское оледенения на Алтае были разделены, очевидно, весьма незначительным по времени интерстадиалом, так что физико-географическая обстановка тазовско-майминского лед-

http://jurassic.ru/

никовья, очевидно, мало чем отличалась от обстановки самаровско-катунского ледниковья. Судя по разрезам краснодубровской свиты степного плато, к этому времени относятся уже значительно менее мощные толщи лёссовидных суглинков, а в центральной части низменности — покровы весьма незначительной мощности. В районах Обь-Пуровского и Обь-Тазовского междуречий распространены обширные зандровые равнины времени тазовского оледенения, наложенные на пространствах междуречий на отложения эпохи максимального оледенения и вложенные в эти осадки в виде III надпойменной террасы, распространенной на некоторых участках широтного течения р. Оби и в долине р. Ваха.

Если во время максимального оледенения уральский и сибирский ледниковые покровы смыкались и доходили на юге до бассейна рр. Тыма и Югана, то во время тазовского оледенения подобного соединения не было. Этим и объясняется отсутствие мощных покровных отложений тазовского времени на обширных междуречьях приледниковой зоны низменности. Покровный тип озерно-аллювиальной аккумуляции сменился здесь долинным типом аллювиальной аккумуляции: начали оформляться речные долины.

На Алтае к среднечетвертичным отложениям относятся морены максимального распространения ледниковых покровов катунского оледенения, доходившего до низовий рр. Бии и Катуни, озерно-ледниковые, флювиогляциальные и озерно-аллювиальные отложения ненинского межстадиала и палево-серые морены майминского ледниковья с конечными моренами у с. Маймы *. В холмисто-низкогорных частях Алтая, в предгорной равнине Алтая, в Кузнецкой котловине и на Салаире в течение среднечетвертичного времени шло формирование толщ лёссов и лёссовидных пород, изредка перемежающихся с озерно-аллювиальными и болотно-озерными отложениями, развитыми в основном в древних депрессиях.

Особое место в истории развития Западно-Сибирской низменности занимает время, в течение которого образовались прямолинейные параллельные ложбины стока юго-западного — северо-восточного направления — древние долины, пересекающие Обь-Иртышское междуречье — некоторыми исследователями протягивающиеся далеко на северо-восток от р. Оби. Первоначально их происхождение объяснялось, по И. П. Герасимову (1941 г.), следующим образом: «В эпоху максимального оледенения воды р. Оби оказались вновь подпертыми, повысили свой уровень и значительные массы воды и наносов по системе приобских ложбин были направлены в центральную часть Иртышского залива — в область Кулундинской степи и слились с водами Иртыша. Это обширное среднечетвертичное обводнение поверхности Иртышского залива обусловило развитие во всей Кулундинской степи и Прииртышье покрова слоистых песчано-галечных и суглинистых отложений, налегающих на более древние отложения».

Поскольку в настоящее время считается доказанным, что упомянутые выше ложбины стока вложены (и частично наложены) в осадки краснодубровской свиты, формирование которой, по В. А. Мартынову и другим исследователям, происходило в среднечетвертичное время, отложения ложбин стока можно увязывать или с концом среднечетвертичного, или же с началом позднечетвертичного времени. Само собой

* Ледниковое происхождение песков с валунами у с. Маймы оспаривается рядом исследователей (С. Ф. Дубинкин, 1961 г. и др.), полагающих, что это аллювий одной из высоких террас.

http://jurassic.ru/

разумеется, что в таком случае для объяснения строго северо-восточной — юго-западной ориентировки ложбин необходимо привлекать и тектонический фактор. На территории всей Западно-Сибирской низменности ясно прослеживается речная сеть, секущая по параллельным направлениям современные водоразделы с северо-востока на юго-запад.

Дальнейшая история развития Западно-Сибирской низменности связана с резкой перестройкой этой речной сети и формированием современной сети. Подобная кардинальная перестройка гидрографической сети должна быть связана с тектоническими движениями, проявившимися на грани средне- и позднечетвертичного времени.

Последующие оледенения — зырянское и сартанское — уже не оказали существенного влияния на рельеф центральных и южных районов Западно-Сибирской низменности. На юге эти оледенения сопоставляются с алтайскими: чибитским горно-долинным ледниковьем, образовавшим конечные морены у с. Чибита, устья рр. Аккема и Кок-Узека, и менским горно-долинным ледниковьем, давшим конечные морены в долинах рр. Мены, Кыс-Хыш, Кара-Кудюр и др.

Как в Западно-Сибирской низменности, так и в предгорных равнинах Алтая в позднечетвертичное время шло формирование террасового аллювия надпойменных террас. Со временем межледниковий здесь связываются размывы и формирование террасовых уступов. С ледниковыми эпохами — накопление террасового аллювия в долинах рек и лёсса и лёссовидных суглинков на водоразделах.

К отложениям зырянско-каргинского или верхнемайминского времени относят отложения вторых надпойменных террас рек центральной и частично южной части Западно-Сибирской низменности. В отложениях этих террас часты находки фауны с *Elephas primigenius* Blum. позднего типа, подтверждающие позднечетвертичный возраст описываемых отложений.

Формированием аллювия первой надпойменной террасы заканчиваются события конца позднечетвертичного времени.

К современному времени отнесены отложения пойменных террас и незначительные торфяно-болотные осадки современных междуречий. На Горном Алтае в это время развиваются современные горно-долинные ледники, сменяющиеся аллювием низкой поймы. Аллювию высокой поймы отвечают стадиальные гряды конечных морен.

Такова в общих чертах схема последовательности событий четвертичного периода в Западно-Сибирской низменности и на Алтае. Она далеко не полна и достаточно условна, так как накопленный материал все еще в значительной мере фрагментарен и, что самое главное, недостаточно палеонтологически охарактеризован.

В четвертичном периоде в Западной Сибири проявились значительные восходящие движения в пределах Алтае-Саянской области и меньшего размаха колебательные движения в Западно-Сибирской низменности (неотектоника).

Движения эти происходили на Алтае по новому плану: образовалось высокое сводовое поднятие широтного простирания, формирование которого сопровождалось крупными широтными разломами. Старые северо-западные простирания разломов и складок, господствовавшие здесь до неогена, уступили место широтным.

В Алтае-Саянской области в это время оформился современный горный рельеф и связанные с ним оледенения и современная речная сеть.

http://jurassic.ru/

Для территории Западной Сибири характерно резкое похолодание, начавшееся на грани плиоцена — раннечетвертичного времени, которое продолжалось и в дальнейшем, причем в средне- и позднечетвертичное время (ледниковый период) здесь господствовала климатическая обстановка более суровая, чем в настоящее время. Только в $Q_4$ установились температуры, характерные и для нашего времени.

http://jurassic.ru/

## *Глава 5*

# МАГМАТИЗМ И ЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА

### *ВВЕДЕНИЕ*

Магматические и метаморфические комплексы широко распространены на территории Алтае-Саянской области, описываемой в данном томе Геологии СССР. К сожалению, степень изученности их весьма невелика. Можно назвать очень небольшое число работ, специально посвященых вопросам петрологии и петрохимии тех или иных комплексов. Среди них заслуживают упоминания не утратившая до сих пор значения капитальная работа Н. А. Елисеева (1938) по Рудному Алтаю, ряд работ В. К. Монича (1937, 1938, 1945) по Кузнецкому Алатау и Горной Шории, Е. П. Зайченко (1952, 1953), Г. Д. Афанасьева (1949), А. И. Александрова (1947) по Горному Алтаю и, особенно, работа Ю. В. Пинуса, В. А. Кузнецова и И. М. Волохова по гипербазитам Алтае-Саянской складчатой области (1958). Большая часть сведений по геологии и петрографии тех или иных магматических комплексов рассматриваемой территории рассеяна в многочисленных геологических отчетах. Несколько лучше обстоит дело с выделением магматических комплексов как геологических образований, занимающих определенное положение в истории развития той или иной структуры. Например, весьма интересные попытки дать историю развития магматизма на фоне тектонического районирования содержатся в работах В. А. Кузнецова (1954), А. Л. Додина (1958), Т. Н. Ивановой (1958), В. А. Унксова (1958), К. Н. Вифанского (1958) и других.

В результате работы многочисленных геологов к настоящему времени в пределах Алтае-Саянской области более или менее единодушно выделяются не менее шести разновозрастных гранитоидных, две гипербазитовых, до пяти габброидных и семь-восемь эффузивных магматических комплексов, причем для каждого из них намечаются особенности состава, возраст и положение во вмещающей их геологической структуре. Конечно, разногласий по всем этим вопросам много. Например, большинство исследователей склонны к чрезмерному укрупнению объема магматического комплекса и часто объединяют в единый комплекс такие генетически разнородные породы, как явные производные базальтовой магмы и гранитоидные интрузии. Гораздо реже обнаруживается обратная тенденция. Особенно много разногласий существует по вопросу о стратиграфическом положении и геологической позиции ряда интрузивных комплексов, и надо сказать, что многие из них выделяются в значительной степени условно.

Как известно, освещенная в данном томе часть Алтае-Саянской складчатой области обладает весьма сложной геологией. В ее строении принимают участие отложения всех систем, начиная с нижнего протерозоя, и только архей здесь, видимо, отсутствует. Соответственно и магматические комплексы имеют возраст от нижнего протерозоя до триаса или, может быть, даже до нижней юры.

В истории развития магматизма намечается известная цикличность. При этом четко выделяется прежде всего нижнепротерозойский

http://jurassic.ru/

тектоно-магматический цикл со своими ранними эффузивными толщами и основными интрузиями и более поздним (протерозойским же) гранитным магматизмом, в связи с которым продукты раннего магматизма превращены, часто вместе с вмещающими породами, в различные кристаллические сланцы.

Следующий цикл охватывает время от начала верхнего протерозоя (синия) до конца ордовика или даже силура. История развития магматизма в это время была очень сложной, причем наиболее характерной особенностью было многократное (трех- или четырехкратное) появление гранитоидных батолитовых интрузий в складчатых структурах, последовательно причленявшихся к Сибирской платформе.

Третий тектоно-магматический цикл связан с дальнейшим развитием геосинклинальных структур и начинается с девона, завершаясь в перми. Девонский эффузивный и интрузивный магматизм проявляется при этом весьма различно в зависимости от степени консолидации тех более ранних структур, на фоне которых он развивается.

Четвертый цикл, начавшийся с начала мезозоя, резко отличается чисто платформенным характером магматизма, выразившемся в образовании эффузивно-интрузивной трапповой формации.

Метаморфизм в пределах описываемой территории проявлен не особенно сильно и имеет в основном контактовый или регионально-контактовый характер. В одних случаях он выразился в образовании контактовых кристаллических сланцев и инъекционных гнейсов, в других (и чаще) — различных контактовых роговиков, в третьих — скарнов и других метасоматических образований. Продуктом регионального (динамотермального) метаморфизма могут быть кристаллические сланцы Теректинского выступа докембрия на Алтае. Местами, в зонах смятия, прекрасно проявлен катакластический метаморфизм. Нижнепалеозойские отложения (особенно кембрийские) в пределах Алтае-Саянской области обычно превращены в зеленые сланцы.

## *КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ И ГОРНАЯ ШОРИЯ*

Магматические породы занимают около 40% территории Кузнецкого Алатау, и естественно, что сведения о них мы находим уже в первых работах, посвященных геологическому строению данного региона. Из работ дореволюционного периода геология магматических пород западного склона Кузнецкого Алатау наиболее обстоятельно разобрана в труде И. П. Толмачева (1909 г.).

В первое десятилетие после Октябрьской социалистической революции особое значение в познании геологии магматических пород имели работы М. А. Усова (1927) и А. М. Кузьмина (1928).

Тридцатые годы текущего столетия были весьма плодотворными в отношении изучения магматических образований региона.

Из работ данного периода особо следует отметить труды Г. Д. Афанасьева, М. А. Кашкай, П. И. Лебедева и Г. М. Саранчиной по Горной Шории; В. К. Монича, В. А. Кузнецова по исследованиям в ряде районов и сводные работы М. А. Усова, К. В. Радугина, Ю. А. Кузнецова, Д. В. Никитина, А. Н. Чуракова и В. К. Монича.

В этот период М. А. Усовым (1936 г.) было предложено дробное тектоно-стратиграфическое расчленение магматических образований Западной Сибири. К концу рассматриваемого периода выделялось большое количество докембрийских и палеозойских интрузий, число которых доходило до двадцати.

В следующем десятилетии (1941—1950 гг.) общая характеристика магматических комплексов Кузнецкого Алатау приведена в сводных

http://jurassic.ru/

работах А. Я. Булынникова (1948) и А. Л. Додина (1948). Из специальных петрографических исследований особо следует отметить работы С. С. Ильенка, М. Г. Маркиной по характеристике габброидных интрузий Горной Шории.

Большое значение для выделения магматических комплексов и формаций региона имели работы В. К. Монича по характеристике офиолитового пояса Кузнецкого Алатау (1941) и петрохимической характеристике магматических формаций Кузнецкого Алатау (1945).

Из исследований после 1950 г. особо следует выделить монографии Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова и И. М. Волохова по гипербазитам Алтае-Саянской области; И. М. Волохова, В. Н. Довгаля и В. М. Иванова по габброидным массивам Горной Шории, а также коллектива авторов под редакцией И. К. Баженова и Ю. Д. Скобелева по нефелиновым породам Кузнецкого Алатау; работы В. Г. Корель по петрографии Ольгинского плутона и железорудных районов Горной Шории и С. С. Ильенка по петрологии габброидных массивов гор Патын и Куль-Тайга.

С иных позиций излагается история развития магматизма Алтае-Саянской области и Кузнецкого Алатау Ю. А. Кузнецовым (1960, 1961). Магматические проявления им объединены в формационные ряды и формации, отражающие определенные этапы геотектонического развития области.

В дальнейшем изложении принят за основу предложенный им принцип формационного расчленения магматических образований, дополненный понятиями о магматических комплексах и типах интрузивов (или интрузивных массивов). Под магматическими комплексами понимается конкретное проявление той или иной магматической формации в определенной структурно-фациальной (формационной) зоне*. По принятой схеме тектонического районирования, Кузнецкий Алатау делится на три структурно-формационные зоны: Мартайгинскую (северная), Центрально-Алатаускую и Шорскую (Горная Шория).

Отдельные интрузивные массивы или интрузивные тела сложных плутонов, входящие в тот или иной комплекс, по особенностям внутреннего строения и петрографического состава дополнительно группируются в типы интрузивов.

В истории развития магматизма Кузнецкого Алатау, различаются следующие основные этапы: досинийский, синийско-кембрийский, верхнекембрийско-ордовикско-силурийский и нижне-среднедевонский.

## ДОСИНИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Досинийские эпохи магматизма проявились в Кузнецком Алатау еще в догеосинклинальную стадию развития региона. Связанные с ними магматические комплексы слагают значительную часть выступов докембрийского фундамента массивов (рис. 37). В этот весьма длительный отрезок времени магматические процессы проявлялись неоднократно и весьма интенсивно.

Возможно, что имел место не один тектоно-магматический цикл, а по крайней мере два: один в верхнем архее (?), другой в протерозое (Ю. А. Кузнецов, 1960 г.). Оба цикла начались, по-видимому, с излияния основных эффузивов и образования интрузивных тел основного состава и завершались гранитоидными интрузиями.

О возрасте этих образований нет единодушного мнения. За досинийский возраст типичного для этого комплекса Томского плутона говорят следующие данные:

* Это «конкретные формации» Ю. А. Кузнецова (1960, 1961).

http://jurassic.ru/

Рис. 37. Карта распространения магматических комплексов Кузнецкого Алатау (Составили Ю. Д. Скобелев и Н. И. Зенков)

*1* — срединные массивы салаирид; *2* — выступы докембрийского фундамента (Мартайгинский — I, Терсинский — V, Томско-Порожинский — VIII; *3* — подвижные зоны; *4* — девонские глыбовые ступени и впадины; *5* — межгорные прогибы (*а* — Минусинский, *б* — Уйменско-Лебедской); *6* — краевой прогиб — Кузнецкая котловина; *7* — докембрийские гнейсограниты, гнейсовидные порфиробластические гранитоиды, мигматиты и кембрийские аплитовидные граниты, нерасчлененные; *8* — докембрийские гнейсовидные диориты, габбро-диориты, гнейсовидные граниты и банатиты; *9* — раннекембрийские габбро-диабазы, микродиориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, роговообманковые габбро; *10* — раннесреднекембрийские плагиограниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, аляскитовые граниты; *11* — среднекембрийские серпентиниты, перидотиты; *12* — среднекембрийские габбро-порфириты, габбро-диориты, габбро, оливиновое габбро, габбро-нориты, диориты; *13* — средне-позднекембрийские гранодиориты, адемеллиты, граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты; *14* — позднекембрийско-ордовикские гранодиориты, плагиограниты, порфировидные лейкократовые граниты, гранит-аплиты, аляскиты, кварцевые сиениты, монцониты; *15* — среднедевонские щелочные порфировидные и мелкозернистые граниты, слюдяные порфировидные граниты, субвулканические кварцевые альбитофиры; *16* — среднедевонские щелочные сиениты, граносиениты, нефелиновые сиениты, миаскиты, фойяиты, канкринит-содалитовые сиениты; *17* — среднедевонские габбро, сиениты; *18* — среднедевонские кварцевые диориты, гранодиориты и диориты; *19*—позднедевонские гранит-порфиры, альбитофиры, фельзиты; *20* — нефелиновые породы

**Интрузивные массивы Кузнецкого Алатау** (цифры на карте): *1*—Тыштымский, *2* — Ургадатский, *3* — Ольгинский, *4* — Чебулинский, *5—7* — Кожуховский, *8* — шток горы Палатной, *9* — шток кл. Соболинки, *10* — Кайдаловский, *11* — Комсомольский участок, *13* — Берикульский, *14* — Гавриловский, *15 — 17* — Дудетский, *18* — Богородский, *19* — Ново-Берикульский, *20* — Яковлевский, *21* — Яковлевский, *21* — Сингуюльский, *22* — Горячегорский, *23* — участок Андрюшкиной речки, *24* — горы Сосновой, *25* — горы Каменной, *26* — Барбаган, *27* — горы Северной, *28—34* — Федотовский, *35—36* — Центральнинский, *37* — участок горы Пестрой, *38* — Центральнинский, *38а* — Федоровский, *39—40* — Кундатский, *41* — Тихвинский, *42* — горы М. Таскыл, *43* — Баянзасский, *44* — горы Соболиной, *45* — горы Комариной, *46* — Тыдынский, *47* — Кундусуюльский, *48* — участок кл. Веселого, *49* — Тулуюльский, *50* — Ударнинский, *51* — Петропавловский, *52—53* — Ударнинский, *54* — участок рудника Ударного, *55* — горы Б. Таскыл, *56* — Бархатный, *57* — горы Зеленой, *58* — Громотухинский, *59* — горы Медвежьей, *60* — Акчелбакский, *61* — горы Заячьей, *62* — горы Чемодан, *63* — Верхне-Тулуюльский, *64—66* — Салангинский, *67* — Кургусульский, *68* — Берешский, *69* — участок Кийские выходы, *70*—Кия-Шалтырский, *71* — горы Дедовой, *72* — Агаскырский, *73* — горы Пестрой, *74—75* — горы Церковной, *76* — Безымянский, *77* — Тунказ-Бобровский, *78* — горы Арарат, *79* — Васильевский, *80* — Южный, *81* — Ивановский. *82* — Щегловский, *83* — Крестовский, *84* — Воскресенский, *85* — Терсинский, *86* — Шатский, *87* — гольца Рыбного, *88* — Полтавский, *89* — Канымский, *90* — Сентябрьский, *91* — рч. Чек-су, *92* — Гольцовой, *93* — Кибрасский, *94* — Верхне-Кибрасский, *95* — Никольский, *96—97* — Черноусинский, *98* — Шатайский, *99—100* — Базанский, *101* — Куржулатский, *102* — Тумуясский, *103* — Тайгаразгольский, *104* — горы Сундук, *105* — Лосиная, *106* — Чистайгинский, *107* — Маломайзасский, *108* — Майзасский, *109* — горы Кончик, *110* — Колтасский, *111* — Томский, *112* — Белосаланский, *113* — Заслонский, *114* — Светловский, *115* — Большеортонский, *116* — Тыгертышский, *117* — Уйбатский, *118* — Турундукский, *119* — Калтайский, *120* — Тельбесский, *121* — Чернотазский, *122* — Мостокольский, *123* — Тамбовский, *124* — Веселая грива, *125* — Казский, *126* — Верхне-Казский, *127* — Анзайский, *128* — Кедровский, *129* — Большетазский, *130* — Табасский, *131* — Кистальский, *132* — Кобарзинский, *133* — Кочуринский, *134* — Соколушинский, *135* — Таштагольский, *136* — Шалымский, *137* — Учташский, *138* — Мустагский, *139* — Кубесский, *140* — Сарлыкский, *141* — горы Черной, *142* — Викторьевский, *143* — хр. Пыхтун. *144* — Большереченский, *145* — Унзасский, *146* — Ташелгинский, *147* — Красные граниты порога, *148* — Порожинский, *149* — Куйлюм-Суракский, *150—151* — Азасский, *152* — горы Байзан, *153* — горы Большой, *154* — Учасовский, *155* — Канасский, *156* — Ортотагский, *157* — Базасский, *158* — Чезимский, *159* — Ортонский, *160* — Малоортонский, *161* — Патынский, *162* — Пызасский, *163* — Мало-Суетинский, *164* — Нандринский, *165* — Мрасс-Камысский, *166* — Козасский, *167* — Трантагский, *168* — Каратагский, *169* — участок Матыр, *170* — Сынзасский, *171* — Асырский, *172—173* — Куль-Тайгинский, *174* — Аскызский, *175* — Майринский, *176* — Усть-Мунжинский, *177* — Колташский, *178* — Черчумышский, *179* — Индербинский, *180—181* — Сеглебирский, *182* — Мало-Кондомский, *183* — кл. Истомина, *184* — Ульменский, *185* — Турочакский, *185а* — рч. Горе, *186* — Чубинский, *187* — Садринский, *188—190* — Верхне-Кондомский, *191* — Улутатский, *192* — Узасский, *193* — Северо-Бискамжинский, *194* — горы Шорба, *195* — Чанышский, *196* — кл. Западного и Последнего, *197* — горы М. Аталык, *198* — горы Б. Аталык, 199 — Талонский, *200* — Тебичекский, *201* — Верхне-Мрасский, *202* — горы Кобес, *203* — Казасский.

Копирование запрещено

а) пространственная приуроченность к древнейшим тектоническим элементам региона — докембрийскому выступу фундамента;

б) региональное проявление ориентированных текстур и структур пород (гнейсовая, полосчатая текстура, кристаллизационная сланцеватость, нематобластические структуры), характер микроструктур толщ (складки течения, волочения и т. д).;

в) региональное развитие мигматитов и инъекционитов;

г) парагенетические минеральные ассоциации древних магматических и метаморфических образований, соответствующие амфиболовой фации для всей площади Томского кристаллического массива;

д) в верховьях р. Майзаса К. В. Радугин наблюдал гальку гранита (гнейсограниты) в зеленых сланцах кондомской свиты (Монич, 1940 г.).

Широко проявившиеся диафторические явления, а также наличие в пределах докембрийских плутонов палеозойских интрузий более молодого облика приводили к представлению о сравнительно молодом возрасте комплексов в целом.

В других районах распространения досинийских магматических образований — Порожинском и Терсинском выступах докембрийского фундамента имеется в общем аналогичная картина. Гранитоиды Томского плутона не слагают единого тела. Он состоит из серии мелких линейновытянутых тел с полями мигматитов и крупными останцами вмещающих гнейсовых толщ. Возраст гранитоидов по отношению к вмещающим толщам определяется как синорогенный или позднесинорогенный — тела гранитоидов не обладают собственной структурой, а унаследуют структурный план гнейсовых толщ. В пределах плутона широко развиты также тела лейкократовых порфировидных гранитоидов, имеющие независимые от структуры гнейсовых толщ формы проявления. Возраст последних, по-видимому, палеозойский.

Досинийские гранитоиды Кузнецкого Алатау объединяются в следующие группы (в возрастной последовательности): гранито-гнейсы и гранулиты, гнейсо-граниты, порфиробластические гранитоиды и анатектиты.

Все они, за исключением анатектитов, отличаются значительным непостоянством минералогического состава. Минералогический состав указанных групп пород приведен в табл. 27. Для пород данной группы характерны мелкозернистые структуры при ярко выраженных гнейсовидных, сланцеватых и полосчатых текстурах.

Порфиробластические гранитоидные породы развиты преимущественно среди гранитогнейсовых пород.

Группа анатектитов представлена светлыми лейкократовыми массивными, иногда гнейсовидными аплитовидными гранитами. Для них характерны аплитовые и гипидиоморфнозернистые структуры.

Для среднеосновных и основных пород досинийского возраста (Гольцового и Коксинского плутонов и группы гнейсовидных диоритов Томского плутона) характерны гнейсовидные текстуры, обилие вторичных минералов (эпидот, цоизит, хлорит) и преимущественное развитие роговой обманки в качестве темноцветного компонента.

На сводной диаграмме гранитоидов Кузнецкого Алатау (рис. 38) видно, что в досинийских гранитоидах (использовано 30 анализов) состав щелочных алюмосиликатов меняется в широком интервале, от II по VI ряд включительно. Для вариационных линий двух крайних левых рядов (вариационные линии 2а и 3а) характерна резкая пересыщенность глиноземом. Аналогов среди средних типов по Дэли породы этих двух рядов не имеют. Не имеют аналогов также породы крайнего пра-



http://jurassic.ru/

Таблица 27

**Количественно-минералогический состав пород некоторых массивов досинийских магматических комплексов Кузнецкого Алатау**

| Наименование плутона | Автор работ, год опубликования | Название породы по данным автора исследований | Количественно-минералогический состав | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | плагиоклаз | щелочной полевой шпат | кварц | пирабол ы | слюда | второстепенные акцессорные и вторичные |
| Томский | В. П. Исаев (1960) | Гранитогнейсы (среднее из 6) | 53,4 | 16,6 | 21,2 | 7,5 | | 1,3 |
| | | Гнейсограниты (среднее из 10) | 45,7 | 18,8 | 29,9 | 4,5 | | 1,1 |
| | | Порфиробластические гранитоиды (среднее из 6) | 40,4 | 27,1 | 27,4 | 4,3 | | 0,8 |
| | | Анатектиты (среднее из 8) | 33,8 | 32,7 | 31,3 | 1,5 | | 0,6 |
| Тыдынский | В. А. Кузнецов (1939) | Гранулит | 29,5 | 28,9 | 35,9 | 4,0 | | — |
| Терсинский | В. К. Монич (1941) | Гнейсогранит | 25,3 | 52,8 | 13,8 | 3 | | ед. зерна сфена |
| | А. Л. Додин (1955) | Гнейсовидный двуслюдяной гранит | 50—60 | 0—10 | 25—30 | — | 10—15 | — |

вого ряда (вариационная линия 6а). Они относятся к классу слабо пересыщенных кремнеземом и группе богатых щелочами.

Все остальные анализы, группирующиеся в вариационные ряды IV и V, близки средним типам докембрийских гранитов Швеции, щелочным гранитам и акеритам (по Дэли).

Для досинийских гранитоидов Кузнецкого Алатау в целом характерны либо равные содержания калия и натрия, либо некоторое преобладание последнего над первым. Все они относительно богаты полевошпатовой известью ($c=1{,}5—4{,}5$) и бедны темноцветами ($b=2{,}4—8{,}3$).

Петрохимические особенности (наличие разностей, не имеющих аналогов среди типовых интрузивных пород), наряду с особенностями петрографического состава и строения, а также характер взаимоотношений с вмещающими толщами убедительно подтверждают вывод В. К. Монича (1941) и В. П. Исаева (1960) о значительной роли процессов метасоматической гранитизации и щелочного метасоматоза в формировании досинийских гранитоидов, а также древний возраст этих пород.

## СИНИЙСКО-КЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Собственно геосинклинальной стадии развития региона отвечают эпохи магматизма, проявившиеся в синии и кембрии. С данными эпохами связано формирование эффузивных и пространственно и генетически связанных с ними разнообразных интрузивных комплексов. Как эффузивные, так и интрузивные комплексы преимущественно приуро-

http://jurassic.ru/

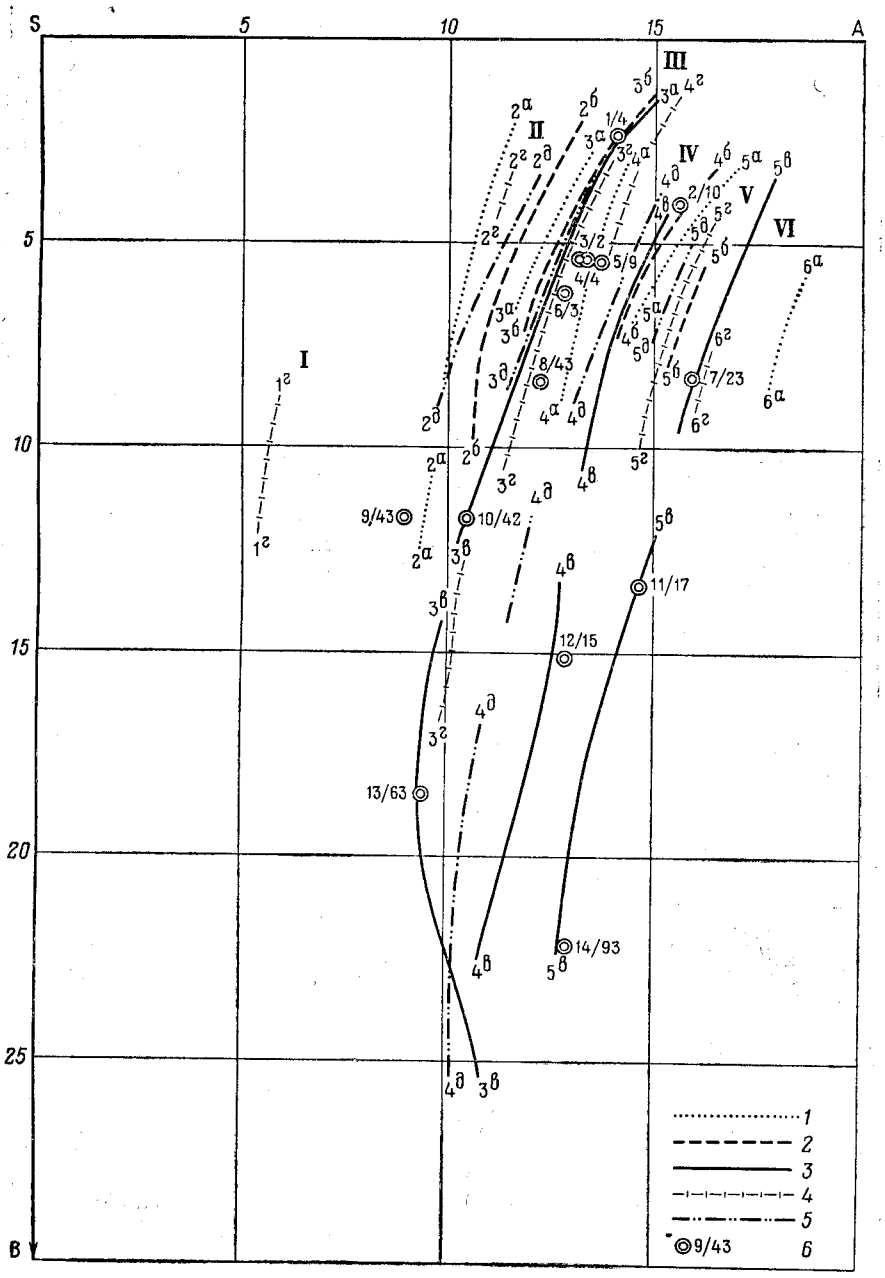



Рис. 38. Диаграмма рядов вариационных линий гранитоидных формаций Кузнецкого Алатау (по А. Н. Заварицкому)

Вариационные линии химанализов: *1* — гранитоидов досинийских формаций; *2* — существенно плагиогранитной формации кембрия; *3* — диорит-гранитоидной формации кембрия; *4* — ордовикско-силурийских формаций, *5* — субщелочной гранитной формации девона, *6* — средние темпы пород по Дэли (1/4 — аляскит, 2/10 — щелочной гранит, 3/2 — докембрийский гранит Швеции, 4/4 — граниты всех периодов, 5/9 — щелочноземельный гранит, 6/3 — послекембрийский гранит, 7/23 — акерит, 8/43 — гранодиорит, 9/43 — тоналит, 10/42 — кварцевый диорит, 11/17 — щелочноземельные сиениты, всех типов, 12/15 — щелочноземельный слюдяной сиенит, 13/63 — кварцевое габбро, 14/93 — эссексит). От 1г—1г до 6г—6г — номера вариационных линий. I—VI — номера рядов вариационных линий



http://jurassic.ru/

чены к подвижным зонам региона (краевым и межмассивным). В отличие от досинийских, данные комплексы имеют нормальный интрузивный облик.

Гнейсовидные текстуры появляются лишь в апикальных частях интрузий. В довольно широких масштабах проявляется инъекционно-контактовый метаморфизм. Четко выражены зоны разнообразных контактовых и контактово-метаморфических преобразований. Для эффузивных пород характерны зеленокаменные стадии изменения. Интрузивные породы также обычно интенсивно автометаморфизованы. В соответствии с классификацией магматических формаций Ю. А. Кузнецова синийско-кембрийские магматические комплексы Кузнецкого Алатау относятся к основному эвгеосинклинальному формационному ряду.

### *Эффузивные формации*

Для всего региона выделяются три эпохи проявления эффузивного магматизма, разделенные периодами относительного вулканического покоя, в течение которых формировались осадочные, преимущественно карбонатные толщи.

Вулканизм наиболее древней пызасской эпохи (синий) проявился на ограниченных площадях, преимущественно вдоль зон разломов, ограничивающих выступы докембрийского фундамента. Эффузивные толщи этой эпохи интенсивно рассланцованы, зеленокаменно изменены и принадлежат к основному ряду спилито-кератофировой и андезито-базальтовой формации.

Вулканогенные толщи второй нижнекембрийской (кондомской) эпохи занимают более обширные площади, особенно вдоль восточных окраин Кузнецкого Алатау, локально приурочиваясь к зонам разломов. По составу они близки толщам пызасской эпохи, отличаясь более ограниченным распространением пород спилито-кератофирового ряда и преимущественным развитием кислых эффузивов на некоторых участках.

Наиболее интенсивно вулканизм проявился в третью среднекембрийскую — мундыбашскую эпоху. Здесь преимущественно распространены породы основного ряда андезито-базальтовой формации; менее распространены представители спилито-кератофировой формации. С этой эпохой связано также формирование ряда обширных полей преимущественного развития кислых эффузивов, которые И. М. Волохов (1962 г.) предлагает выделить в самостоятельную кварц-кератофировую формацию.

В Горной Шории отдельные потоки спилитовых лав появляются в низах енисейской свиты синия; выше по разрезу количество их постепенно увеличивается и в некоторых участках (устье р. Бахаревки, впадающей в р. Кондому) спилитовые лавы почти полностью вытесняют карбонатно-кремнистые толщи этой свиты.

Спилитовые лавы кондомской эпохи ($Cm_1^1$) представлены в Горной Шории спилитовыми порфиритами. Развиты они, например, по р. Бахаревке, где без перерыва налегают на отложения енисейской свиты. В нижнем и затем в среднем кембрии широкая полоса спилито-кератофировых лав формировалась вдоль Ташелгино-Кондомской зоны разломов, являющейся частью мощной Кузнецко-Алатауской эвгеосинклинальной подвижной зоны.

В Мариинской тайге спилиты встречаются в енисейской свите, в нижнем кембрии, а также в среднем кембрии в составе мундыбашской свиты. Верхняя часть последней сложена преимущественно вулканогенными породами — диабазы, спилиты, порфириты (в том числе кварцевые порфириты) и их туфы.

http://jurassic.ru/

Андезито-базальтовая формация в Горной Шории начинает формироваться в нижнем кембрии (усинская свита), но наиболее активно она проявилась в среднем кембрии (мундыбашская свита).

В Мариинской тайге андезито-базальтовая формация получила широкое развитие во все этапы вулканизма. В разрезе енисейской свиты она известна по рр. Яе, Золотому Китату, Кондоме, Поперечной и другим. Эффузивные породы в этих толщах представлены метадиабазовыми порфиритами, миндалекаменными порфиритами и их туфами, местами интенсивно рассланцованными, альбитизированными, хлоритизированными и карбонатизированными. В нижнем кембрии в северо-западной и центральной частях Мартайги, особенно в бассейнах рек Золотого Китата и Яи, она сложена диабазовыми пироксен-плагиоклазовыми, уралитовыми порфиритами и их пирокластами. В верхних частях разрезов нижнего кембрия появляются спилитовые порфириты.

В среднем кембрии толщи, отвечающие по составу андезито-базальтовой формации, известны в Мартайге в составе мундыбашской свиты.

На водоразделе рек Урюпа и Кургусуля отложения мундыбашской свиты сложены покровами плагиоклаз-пироксеновых порфиритов и их туфами. Для порфиритов характерны глубокие зеленокаменные изменения. В истоках р. Кии и Нижней Терси и правобережья р. Бол. Ростая в составе мундыбашской свиты известны диабазы, диабазовые порфириты, реже авгитовые порфириты, переслаивающиеся с туфами. Метаморфизм выражен в альбитизации, эпидотизации и актинолитизации. В виде отдельных горизонтов мощностью от 1 до 10 *м* встречаются кислые эффузивы и их туфы.

### *Интрузивные формации*

На схеме расчленения интрузивных комплексов основного эвгеосинклинального формационного ряда, приведенной в табл. 28, показано, что наиболее древней является габбро-диабазовая формация, проявившаяся главным образом в пределах Мартайгинской и Центрально-Алатауской зон соответственно в виде Кундусуюльского и Бюйского интрузивных комплексов.

Интрузивные массивы Кундусуюльского комплекса были впервые выделены и описаны Е. И. Горевановым (1934 г.) под названием «древней интрузии авгитовых диоритов» верхнепротерозойского возраста. М. А. Усов (1936) выделял ее как древнюю авгит-диорит-монцонитовую интрузию протерозойского возраста. А. Л. Додиным (1955, 1959 гг.) большинство интрузий данного типа присоединены к июсскому, а затем к мартайгинскому комплексу ордовикско-силурийского возраста. Характерной формой интрузивных тел являются силлы, дайки, реже акмолитообразные тела и штоки. Размер тел обычно невелик.

Возраст формации определяется тем, что ее интрузивные массивы нигде не встречаются в отложениях моложе нижнего кембрия, а также пространственной приуроченностью и генетической связью с эффузивными толщами нижнего кембрия.

А. Л. Додин (1946 г.) отмечал наличие гальки подобных диабазов в базальных конгломератах канымской свиты на горе Каным. К. В. Радугин указывает на наличие этой «интрузии эпидиоритов» альгонка (по В. К. Моничу) в гальке нижнекембрийских отложений, А. А. Зенкова (1938 г.) породы массивов данного типа встречала в конгломератах верхнего кембрия.

Наиболее крупным интрузивным массивом габбро-диоритов и роговообманковых габбро Кундусуюльского комплекса этой формации

http://jurassic.ru/

Таблица 28

**Схема расчленения кембрийских интрузивных комплексов Кузнецкого Алатау**

| Формация, возраст | Структурно-формационная зона | Интрузивный комплекс | Тип интрузивных тел | Синонимы комплексов и типов интрузивных тел |
|---|---|---|---|---|
| Диорит-гранодиоритовая (средний — верхний кембрий) | Мартайгинская | Мартайгинский | Гранодиориты и адамеллиты, диориты и габбродиориты, граносиениты и кварцевые сиениты | Мартайгинский, июсский комплексы (А. Л. Додин, 1955, 1958 г.), теренсиды (В. К. Монич, 1941 г.), лебедская интрузия (В. А. Кузнецов, 1940 г.) |
| | Центрально-Алатауская | Базасский | То же | |
| | Шорская | Лебедской | То же | |
| Габбро-пироксенит-перидотитовая (средний кембрий) | Мартайгинская | Таскыльский | Габбро-диориты и габбро, оливиновое габбро и габбро-нориты | Габбро-пироксенит-перидотитовая интрузия (В. А. Кузнецов, 1939 г.), офиолитовая формация габбро (В. К. Монич, 1941 г.) |
| | Центрально-Алатауская | Базасский | Габбро-диориты и габбро | Габбро-пироксенит-дунитовая формация (И. М. Волохов и др., 1962 г.) |
| | Шорская | Аталыкский | Оливиновые габбро и габбро-нориты, габбро-диориты и габбро | |
| Гипербазитовая (средний кембрий) | Мартайгинская | Терсинский | Гипербазиты (гарцбургиты, дуниты, серпентиниты) | Саланский комплекс (А. Л. Додин, 1948 г.) |
| Существенно плагиогранитовая (нижний — средний кембрий) | Мартайгинская | Кожуховский | Плагиограниты, лейкократовые аляскитовые граниты | |
| | Центрально-Алатауская | Аляскитов подножия | Плагиограниты, лейкократовые аляскитовые граниты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры | Интрузия аляскитов подножия (В. К. Монич, 1941 г.) |
| | Шорская | Садринский | Плагиограниты, лейкократовые аляскитовые граниты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры | Садринские плагиограниты (В. А. Кузнецов, 1940 г.) |
| Габбро-диабазовая (нижний кембрий) | Центрально-Алатауская | Бюйский | Габбро-диабазы | Балыксиды (В. К. Монич, 1941 г.). Муртинские диабазы |
| | | | Микродиориты, кварцевые диориты | Муртинские диориты (Э. А. Дмитриев, 1958 г.) |
| | Мартайгинская | Кундусуюльский | Габбро-диориты и роговообманковые габбро | Базиты (В. К. Монич, 1941 г.) |

http://jurassic.ru/

является (см. рис. 37) Кундусуюльский массив (47), впервые довольно детально описанный Е. И. Горевановым (1934 г.). Кроме Кундусуюльского к интрузиям того же типа относится Васильевский (79), Щегловский (82) и ряд мелких массивов, не получивших специального названия.

Для Бюйского комплекса характерны два типа интрузивных массивов: интрузии микродиоритов и кварцевых диоритов и интрузии габбро-диабазов. Интрузия микродиоритов и кварцевых диоритов представлена серией мелких тел, согласных со структурами вмещающих толщ, которые, по данным Э. А. Дмитриева (1958 г.), слагаются кварцевыми диоритами, эвгитовыми диоритами и диоритами.

Представителем интрузии габбро-диабазов этой формации является относительно крупный Ортонский массив (159) и ряд более мелких. Аналогичный состав имеет рядом расположенный Мало-Ортонский массив (160), ряд мелких интрузивных тел хребта Саргая и муртинские диабазы Коммунаровского рудника.

На сводной диаграмме химических составов габбровых интрузий Кузнецкого Алатау (рис. 39) вариационные линии данной формации располагаются в трех рядах с II по IV включительно (использовано 30 анализов). Породы II ряда по составу ближе всего к кварцевым диоритам, диоритам и габбро; породы III ряда соответствуют ряду мелафир-трахидолерит-нефелиновый базальт средних типов по Дэли. Породы IV ряда относятся к классу ненасыщенных кремнеземом, группе щелочных, подгруппе лейкократовых пород. Эти породы по химическому составу близки малиньитам средних типов по Дэли.

В целом для пород формации характерны несколько повышенная щелочность, лейкократовый характер, относительное богатство магнием и бедность полевошпатовой известью ($c=4—8$).

**Существенно плагиогранитная формация** нижнего — среднего кембрия имеет сравнительно немногочисленных представителей среди интрузивных массивов Кузнецкого Алатау. Более или менее уверенно она выделяется в Шорской структурно-формационной зоне в полосе, примыкающей к северному фасу Западного Саяна. Ее возрастная самостоятельность доказана регионально-геологическими исследованиями последнего десятилетия и в первую очередь работами В. И. Фоминского (1961 г.), В. П. Студеникина (1960 г.) и Ю. Г. Щербакова (1959 г.), которые отличали ее от более молодой (средне-верхнекембрийской) гранодиоритовой интрузии.

В более ранних схемах магматизма Кузнецкого Алатау А. М. Кузьмина (1928 г.) и Ю. А. Кузнецова (1932 г.) массивы данной формации включались в единый сложно раздифференцированный комплекс салаирских гранитоидных интрузий. А. Л. Додин большинство массивов данной формации включал в ордовикский мартайгинский комплекс ($O_1—D_1$).

Впервые салаирские гранитоидные интрузии Горной Шории предложил разделить на два разновозрастных типа В. А. Кузнецов (1940 г.), назвав более древний — садринскими гранитами докембрия и более молодой (кембрийский) — лебедскими гранодиоритами. В. К. Монич (1941) в центральной части Кузнецкого Алатау интрузии, аналогичные садринским, выделял под названием «Тыгертышского комплекса аляскитов подножия», также придавая им докембрийский возраст. Характерной особенностью массивов данной формации является то, что они преимущественно слагаются гранитами, чаще всего лейкократовыми нередко ультракислыми и существенно плагиоклазовыми. Состав массивов более или менее однообразен. Более основные разности проявляются лишь в зонах гибридизации. По структурно-текстурным особен-

http://jurassic.ru/

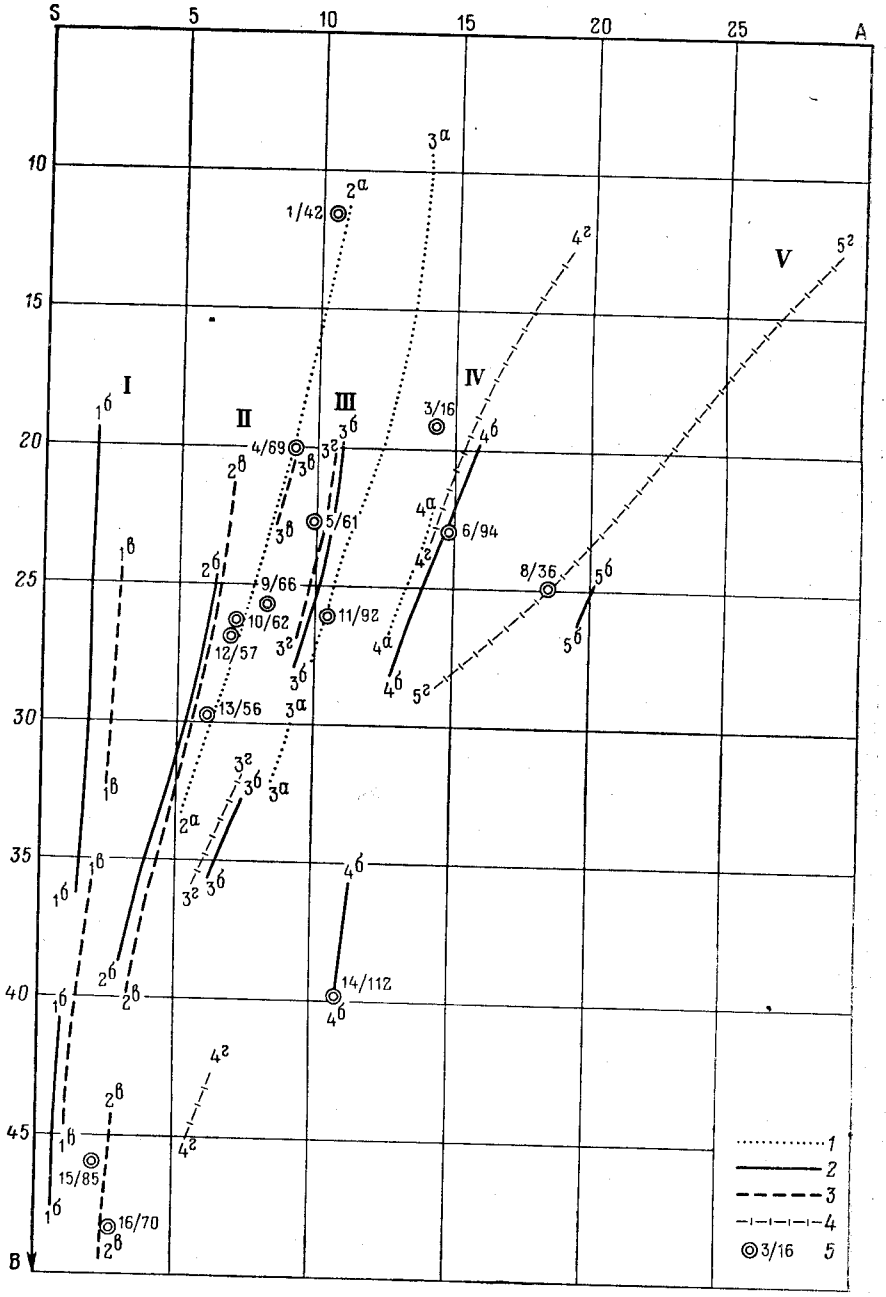



Рис. 39. Диаграмма рядов вариационных линий габбровых пород Кузнецкого Алатау (по А. Н. Заварицкому)

Вариационные линии химанализов пород: *1* — габбро-диабазовой формации нижнего кембрия; *2* — габбро-перидотит-пироксенитовой формации среднего кембрия; *3* — габбро-сиенитовой формации девона; *4* — щелочно-габброидной формации девона; *5* — средние типы пород по Дэли (1/42 — кварцевый диорит — средний тип, 3/16 — щелочноземельный — авгитовый сиенит, 4/69 — кварцевый базальт, 5/61 — мелафир, 6/94 — трахидолерит, 8/36 — малиньит, 9/66 — диабаз, 10/62 — оливиновый норит, 11/92 — эссекситовое габбро, 12/57 — габбро, 13/56 — оливиновое габбро, 14/112 — нефелиновый базальт, 15/85 — диаллагит, 16/70 — пикрит). От 1б—1б до 5г—5г — номера вариационных линий. I—V — номера рядов вариационных линий

http://jurassic.ru/

ностям и особенностям петрографического состава пород, слагающих массивы, выделяются следующие типы последних: а) плагиогранитный, б) лейкократовых и аляскитовых гранитов, в) гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Интрузии данной формации известны во всех трех структурно-формационных зонах Кузнецкого Алатау: Мартайгинской, Центрально-Алатауской и Шорской, где они объединяются соответственно в комплексы: Кожуховский, Аляскитов подножия и Садринский (см. табл. 28).

Возраст их определяется тем, что они в пределах Кузнецкого Алатау располагаются в толщах нижне-среднекембрийского возраста, имеют полусогласные формы со структурой вмещающих толщ, нередко приобретают гнейсовидные текстуры и зачастую довольно интенсивно метасоматически изменены.

Вблизи устья р. Садра (П. Н. Ноздрин, 1954 г.), притока р. Лебеди, массив Садринских гранитов прорывается небольшим выходом габбро и трансгрессивно перекрыт красноцветной толщей верхнего силура.

Садринская интрузия плагиогранитов метаморфизует породы каимской свиты, а галька пород этого интрузива (галька плагиогранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов) в изобилии присутствует в конгломератах еландинской свиты ($Cm_2$), обнажающихся в верховьях р. Лебеди, в районе прииска Чаныш (И. М. Волохов, В. Н. Довголь, В. М. Иванов, 1962 г.) и в других местах.

В районе горы Большого Аталыка садринский интрузив трансгрессивно перекрывается среднекембрийскими осадочными образованиями (В. И. Кузнецов, 1940 г.).

Плагиогранитный тип интрузивов садринского комплекса представлен массивами (см. рис. 37): Садринским (187), Тебичекским (200), Чанышским (195), массивом ключей Западного и Последнего (196) и некоторыми другими.

Таблица 29

**Количественно-минералогический состав пород некоторых массивов существенно плагиогранитной формации нижнего-среднего кембрия**

| Название массива | Автор исследований | Название пород | Минералы | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | плагиоклаз | щелочной полевой шпат | кварц | пироксен | амфиболы | слюда |
| Кожуховский | Л. В. Алабин, 1959 г. | Граниты | 30—60 | 15—50 | 20—40 | — | — | 2—8 |
| г. Соболиной | В. А. Кузнецов, 1939 г. | „ | 46 | 17 | 29 | — | 3 | 3 |
| Лавреновский | А. Л. Додин и другие 1954 г. | Трондъемит | 50—55 | — | 35—40 | 0—13 | | — |
| Садринский | В. А. Кузнецов и Г. П. Нагорский, 1940 г. | Плагиограниты | 37 | 17 | 41 | — | 3 | — |
| | | Гранодиориты | 30—70 | 10—20 | 10—25 | — | Ед. зерна | 5—15 |
| Чанышский | В. Н. Коновалов, 1961 г. | Плагиограниты | 50 | 0—10 | 30 | — | 0—10 | |

Количественная минералогическая характеристика пород некоторых массивов данного типа интрузий приведена в табл. 29. Интрузии типа гранит-порфиров и кварцевых порфиров данной формации также немногочисленны. К ним относится массив гольца Рыбного (87) и неко-

http://jurassic.ru/

торые другие. Массив гольца Рыбного представляет собой ряд линейно вытянутых тел гранит-порфиров, кварцевых порфиров и трондъемитов.

Представителями массивов типа аляскитовых гранитов является массив аляскитов подножия (Монич, 1941) и Куржулатский массив (101).

Химический состав гранитоидов данной формации иллюстрируется на сводной диаграмме (см. рис. 38) четырьмя вариационными линиями, располагающимися в четырех рядах — с II по V включительно (использовано 28 анализов). По щелочности состав их колеблется от группы бедных щелочами до группы богатых щелочами. Для всех гранитоидных пород формации характерно резкое преобладание натрия над калием, бедность темноцветами ($b=1{,}12—9{,}7$) при относительном богатстве полевошпатовой известью ($c=2{,}6—7$).

Химические анализы крайней левой вариационной линии (2б) характеризуются резкой пересыщенностью глиноземом (как и у досинийских гранитоидов) и не имеют аналогов среди средних типов интрузивных пород по Дэли.

Сходство химического состава пород вариационной линии II ряда с составом пород соответствующей вариационной линии досинийских гранитоидов, подмеченное в свое время еще В. А. Кузнецовым (1939 г.), позволяет предполагать, что в формировании гранитоидов данной формации важную роль играли процессы метасоматической гранитизации.

**К гипербазитовой формации** отнесены наиболее крупные массивы Кузнецкого Алатау, расположенные в пределах Мартайгинской структурно-формационной зоны, и несколько относительно мелких, принадлежность которых к габбро-пироксенит-перидотитовой формации недостаточно установлена. К числу указанных относятся (см. рис. 37) массивы: Зеленый (57), Северный, Западный, Чемодан (62), Заячий (61), Бархатный (56), Южный (80), Ивановский (81) и Семеновский. Подавляющее большинство перечисленных крупных массивов ультраосновных пород, отнесенных к данной формации (см. табл. 28), сконцентрировано в бассейнах рр. Средней и Нижней Терси, Тайдона и Кии, где они, приурочиваясь к разломам, с трех сторон окаймляют блоки отдельных массивов.

Авторами монографии по гипербазитам Алтае-Саянской области (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958) установлены следующие закономерности пространственного размещения гипербазитовых массивов в Алтае-Саянской области:

1) приуроченность к нижне-среднекембрийской спилито-кератофировой формации, к образованиям глубоких геосинклинальных прогибов; они редко проявляются в более древних толщах и толщах карбонатного состава;

2) пространственная связь с полосами амфиболитов, возникающих за счет пород кембрийской зеленокаменной спилито-кератофировой формации;

3) пространственная связь с близкими к ним по возрасту интрузиями основного состава.

В геологической обстановке Кузнецкого Алатау глубоким геосинклинальным прогибам соответствуют межмассивные и краевые подвижные зоны эвгеосинклинального типа.

Возраст ультраосновных массивов гипербазитовой формации Кузнецкого Алатау определяется указанными выше особенностями структурно-геологического положения их, а также следующими данными:

а) гипербазиты в бассейне р. Средней Терси прорывают толщи мундыбашской свиты среднего кембрия, а галька серпентинитов встре-

http://jurassic.ru/

чается в конгломератах верхнего кембрия или низов ордовика (Додин, 1959);

б) на Бархатном массиве гипербазитов (р. Терсь) залегают отложения ордовика с базальным конгломератом в основании (А. З. Конников и Р. В. Колбанцев, 1956 г.).

В сложении массивов важнейшую роль играют гарцбургиты, часто встречаются дуниты, но они обычно слагают небольшие тела. Некоторые массивы стратифицированы: центральная часть массива слагается гарцбургитами, которые сменяются дунитами, а периферическая часть сложена серпентинитами (массив г. Чемодан).

Почти во всех массивах присутствуют пироксениты, играющие, однако, подчиненную роль. Возможными исключениями являются массивы Ивановский и Южный (Мартайга). Перечисленные выше породы повсеместно, с разной степенью интенсивности, серпентинизированы.

Интрузивные массивы **габбро-пироксенит-перидотитовой формации** известны в Мартайгинской, Центрально-Алатауской и Шорской структурно-формационных зонах, где соответственно объединяются в Таскыльский, Базасский и Аталыкский комплексы (см. табл. 28). А. Л. Додин часть массивов данной формации относил к Мартайгинскому (ордовик — силур), а часть к Патынскому (верхний силур — нижний девон) комплексам. Как правило, массивы этого комплекса имеют небольшие размеры, образуют либо согласные удлиненно-линзообразные тела, либо дискордантные лакколито- или воронкообразные интрузивы и штоки.

По особенностям состава различаются следующие типы интрузивов данной формации: габбро-порфиритовые, габбро-диоритов и габбро, оливиновых габбро и габбро-норитов, ультрабазитов, сиенитов. Они залегают в толщах не древнее среднего кембрия, ассоциируются со среднекембрийскими вулканогенными толщами. Иногда слагающие их породы рассланцованы, соссюритизированы и хлоритизированы (чем отличаются от близких по составу интрузий габбро-сиенитовой формации девона). Кембрийский возраст этих интрузий доказывается следующими данными:

а. Интрузии оливиновых габбро и габбро-норитов Аталыкского комплекса прорывают эффузивы мундыбашской (суярыкской, по В. И. Фоминскому) свиты, а в устье рч. Яман-Садра и в районе горы Кобес прорываются среднекембрийской интрузией гранитоидов (В. И. Фоминский, 1961 г.).

б. Габбро-диабазовые и габбро-порфиритовые массивы Аталыкского комплекса залегают в виде согласных пластовых тел в осадочно-вулканогенных толщах среднего кембрия, а галька габбро-порфиритов встречена в базальном конгломерате нижнего ордовика в районе ст. Амзаса (А. И. Скоморохов и другие, 1961 г.).

в. В районе Викторьевского массива в нижнесилурийских конгломератах содержится галька серпентинитов (данные М. Г. Маркина, 1949 г.).

Интрузии оливиновых габбро и габбро-норитов играют второстепенную роль в Таскыльском, почти отсутствуют в Базасском комплексах и широко распространены в Аталыкском комплексе.

В массивах данного типа довольно часто проявляется стратификация. Наиболее распространенными являются породы группы габбро (авгит-оливиновые габбро, эвкритовые габбро, эвкриты, анортозиты, нориты), постоянно присутствуют ультраосновные породы (пироксениты, гарцбургиты, лерцолиты), сравнительно редко встречаются диоритовые породы (в том числе кварцсодержащие).

http://jurassic.ru/

Типичным представителем подобных интрузий Таскыльского комплекса является массив горы (см. рис. 37) Большой Таскыл (55), а Аталыкского комплекса — горы Большой Аталык (198).

Интрузии габбро-диоритового состава широко представлены как в Таскыльском, Базасском, так и Аталыкском комплексах. К первому относятся Федоровский, Акчелбакский массив (60), массив горы Медвежьей (59) и большое количество других.

К числу многочисленных представителей этих интрузий Базасского комплекса относятся Заслонский массив (113), массив горы Байзан (152), Учасовская габбровая интрузия (154); из аталыкского комплекса — горы Кобес (202) и Сеглебирский (181).

Для интрузий габбро-диоритового типа характерно, что они в основном слагаются габбровыми породами и диоритами, причем в Таскыльском комплексе габбро-диориты и диориты играют существенную роль в сложении массивов, тогда как в массивах Базасского и Аталыкского комплексов преобладают собственно габбровые породы. Почти всегда в этих массивах присутствуют ультраосновные породы в виде шлир, гнезд, линзообразных секущих тел и даек.

Ультрабазитовый (гипербазитовый) тип интрузий данной формации широко развит в Кузнецком Алатау. В. К. Монич (1941) выделяет эти массивы в группу гипербазитов, тесно ассоциирующих с базальтами и совместно с последними составляющих среднекембрийскую офиолитовую формацию. М. Г. Маркина (1949 г.) считает гипербазитовые массивы Горной Шории — Сеглебирский (180) и Викторьевский (142) производными габбро-перидотитовой магмы. А. Л. Додин объединяет все гипербазитовые массивы Кузнецкого Алатау в Саланский комплекс верхнего кембрия. Подавляющее большинство относительно крупных гипербазитовых массивов Кузнецкого Алатау признаются Г. В. Пинусом и другими (1958) производными гипербазитовой магмы.

П. Н. Слынько (1960 г.), опираясь на детальное изучение Белосаланского (р. Томь) и близрасположенных гипербазитовых массивов, приходит к выводу, что они в основном были сложены пироксенитами и перидотитами, петрохимическая характеристика которых указывает скорее на принадлежность их к габбро-перидотитовой формации. Широко распространенные гарцбургитовые породы, по его данным, являются результатом аллометаморфической оливинизации ультраосновных пород.

Сопоставляя характеристику Сеглебирского и Викторьевского интрузивных массивов, по данным С. Г. Маркиной (1949 г.) и Белосаланской интрузий, по данным П. Н. Слынько (1960 г.), нетрудно видеть много общего в составе и строении не только гипербазитовых тел, но и габбровых, которые в Сеглебирском массиве резко преобладают, а в Викторьевском массиве играют подчиненную роль. Таким образом следует признать, что по крайней мере в Шорской и Центрально-Алатауской структурно-формационных зонах (Аталыкский и Базасский комплексы) подавляющее большинство гипербазитовых массивов и тел являются производными габбро-перидотитовой магмы. Из наиболее крупных к ним относятся (см. рис. 37): Белосаланский (112), горы Кончик (109), Колтасский (110), Викторьевский (142), горы Малый Аталык (197) и ряд других.

Для ультраосновных массивов габбро-пироксенит-перидотитовой формации характерно, что они ассоциируют с микродиоритами диабазового типа, кварцевыми габбро-диоритами, кварцевыми габбро, габбро-амфиболитами и амфиболитами. Ультраосновные породы представлены в большинстве случаев серпентинитами и серпентинизирован-

http://jurassic.ru/

ными пироксенитами, перидотитами, гарцбургитами и дунитами, реже верлитами (массив горы М. Аталык).

Габбро-диабазовый и габбро-порфиритовый типы интрузии являются ультрагипабиссальной, субэффузивной фацией и жерловой фацией эффузивных формаций среднего кембрия.

В составе Таскыльского комплекса известен ряд подобного типа массивов. По данным А. А. Массаковского (1957 г.), они сложены мелкозернистыми пироксен-роговообманковыми габбродиоритами, переходящими в краевых частях в габбро-порфириты. Другая часть массивов сложена габбро, габбро-пироксенитами, пироксенитами и габбро-диоритами.

В составе Аталыкского комплекса к этому типу интрузий следует отнести Улутагский (191), Шорбинский массивы (194) и некоторые другие. Улутагский массив, например, слагается плагиоклазовыми и авгитовыми порфиритами, габбро-диабазами, габбро-диоритами и габбро-анортозитами. Он имеет форму пластового тела мощностью до 100 *м* (П. И. Ковалев, 1957 г.).

Химический состав габбровых пород габбро-перидотит-пироксенитовой формации среднего кембрия иллюстрируется на сводной диаграмме (см. рис. 39) вариационными линиями пяти рядов (использовано 30 анализов). По щелочности они делятся на две группы: группы бедных щелочами (породы вариационных линий I, II и III рядов) и группу щелочных и богатых щелочами пород (породы вариационных линий IV и V рядов).

Вариационная линия I ряда характеризует габбровые породы массивов гор Бол. и Мал. Аталык и горы Кобес. Они отличаются относительно высоким содержанием магния ($m \leqslant 66$—67), полевошпатовой извести ($c = 14$—22) и практическим отсутствием калия. Аналогов среди средних типов по Дэли данные породы не имеют. Породы вариационной линии II ряда близки по химическому составу средним типам габбро по Дэли, вариационной линии III ряда — эссекситовым габбро, вариационной линии IV ряда — трахидолеритам и V ряда — малиньитам.

При рассмотрении сводной диаграммы вариационных линий химических анализов гипербазитовых пород Кузнецкого Алатау (использовано 30 анализов) устанавливается (рис. 40), что для большинства из них характерна пересыщенность щелочами. Особенно это характерно для гарцбургитов и дунитов. Для пород нормального ряда отношение магния к железу чаще всего меньше шести, а в породах, пересыщенных щелочами, это отношение больше шести.

Кембрийская **диорит-гранодиоритовая формация** представлена в Кузнецком Алатау многочисленными массивами, отличающимися большой пестротой состава. Приближенно, с учетом преобладающей разновидности пород, их можно объединить в следующие типы: массивы гранодиоритов и адамеллитов, массивы диоритов и габбро-диоритов и массивы граносиенитов и кварцевых сиенитов. Нередко крупные плутоны, такие, как Центральнинский (35—36), Ольгинский — Ампалыкский (3), Лебедской, Черноусинский (96—97), Базанский (99—100) имеют сложное строение и слагаются из интрузивных массивов всех трех типов. Наиболее многочисленны массивы гранодиоритов и адамеллитов.

Ю. А. Кузнецов (1932 г.) выделял эти интрузии под названием древней верхнесилурийской банатитовой или гранодиоритовой интрузии; М. А. Усов (1936 г.) и ряд других исследователей считали их верхнекембрийскими.

http://jurassic.ru/

А. Л. Додин большинство интрузий данного комплекса отнес к своему Мартайгинскому комплексу (нижний ордовик — силур). К Мартайгинскому комплексу нами отнесены интрузии данной формации, расположенные в Мартайгинской, к Базанскому — расположенные в Центрально-Алатауской и Лебедскому — в Шорской структурно-формационных зонах.

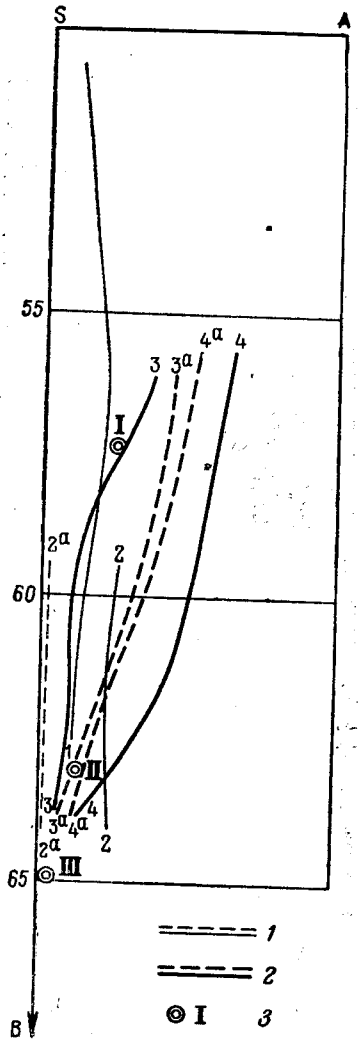



Рис. 40. Диаграмма вариационных линий гипербазитовых массивов Кузнецкого Алатау (по А. Н. Заварицкому)

*1* — гипербазиты нормального ряда; *2* — гипербазиты, пересыщенные щелочами; *3* — средние типы пород по Дэли (I — лерцолит, II — гарцбургит (саксонит), III — дунит). От 1—1 до 4а—4а — номера вариационных линий

Размеры массивов данной формации самые различные — от крупных сложно построенных плутонов, насчитывающих многие сотни квадратных километров в плане, до сравнительно мелких массивов, площади которых имеют первые единицы квадратных километров.

Возраст этих массивов определяется следующими данными:

а. Возраст Ургадатского массива определяется тем, что «он сечет и контактово метаморфизует все отделы кембрия и не затрагивает осадки базального ордовиция» (А. С. Егоров и А. А. Зенкова, 1936 г.).

б. В среднем течении р. Лебеди гранодиориты и диориты перекрываются фаунистически охарактеризованными толщами нижнего ордовика. В бассейне р. Коурчака (Горная Шория) наблюдается отчетливое прорывание гранодиоритами пород среднего кембрия (В. И. Фоминский, 1961 г.).

в. Гранодиориты данной формации прорывают и метаморфизуют образования нижнего и среднего кембрия и перекрываются отложениями нижнего и среднего ордовика, а галька их, по данным В. П. Студеникина (1960 г.) и Ю. Г. Щербакова (1959 г.), заключена в тремадокских конгломератах (Тазский район).

К многочисленным массивам гранодиоритов и адамеллитов Мартайгинского комплекса относятся: Ургадатский (2), Ольгинский (3), Комсомольский (Воскресенский) (11); Базанского комплекса: Черноусинский (96—97), Базанский (99—100), Азасский (150—151); Лебедского комплекса: Мало-Суетинский (163), Верхне-Кондомский (188—190), Лебедской, Верхне-Мрасский (201). Преобладающими породами для данного типа интрузий являются тоналиты, адамеллиты и гранодиориты; кварцевые диориты и диориты обычны для апикальных частей интрузий; габбровые породы проявляются в виде шлирообразных обособлений.

Также многочисленны интрузии типа диоритов и габбро-диоритов данной формаци, лишь немного уступая в этом отношении гранодиоритовым интрузиям.

http://jurassic.ru/

В Мартайгинском комплексе они входят в состав сложных плутонов или образуют обособленные массивы — Шатский (86), Полтавский (88), Канымский (89), Верхнекибрасский (94) и ряд других. В составе Базанского комплекса они известны в Черноусинском (96—97), Шатайском (98), Базанском (99—100), Тайгаразгольском (103). Кроме того, ими сложены массивы: Кибрасский (93), горы Сундук (104), Майзасский (108) и ряд других.

В составе Лебедского комплекса диоритовые интрузии имеют незначительное распространение: это Соколушинский (134), Азасский (150—151), Чезимский (158), Майринский (175) массивы и некоторые другие. Диоритовые массивы отличаются довольно пестрым петрографическим составом. Наряду с диоритами или габбро-диоритами, наиболее широко распространенными, в сложении этих массивов принимают участие кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. В краевых и апикальных частях массивов появляются габбро, пироксениты. В составе Базанского и Лебедского комплексов эти интрузии довольно четко делятся на две подгруппы: а) массивы, сложенные диоритами, габбро-диоритами, габбро, пироксенитами без участия более кислых разностей, б) массивы, в которых довольно широко распространены более кислые кварцсодержащие разности. Здесь же встречаются крупные массивы в основном сложенные диабазами, диабазовыми порфиритами, микродиоритами и только во внутренних частях их появляются среднезернистые разности.

Интрузии кварцевых сиенитов и граносиенитов данной формации почти не образуют обособленных массивов, а чаще всего являются составной частью глубоко дифференцированных плутонов. Они, несомненно, генетически связаны с гранодиоритовыми интрузиями данной формации и являются наиболее поздней фазой становления сложных плутонов, что доказано регионально-геологическими исследованиями последнего десятилетия (Л. В. Алабин, 1959 г.; Ю. Г. Щербаков, 1959 г.; В. И. Фоминский, 1961 г. и другие).

Данные интрузии слагаются сиенитами, кварцевыми сиенитами, сиенит-порфирами и граносиенитами. В некоторых массивах присутствуют, кроме того, кварцевые монцониты, гранодиориты, граниты и гибридные породы (гибридные диориты, габбро-диориты и габбро).

Химический состав гранодиоритов диорит-гранодиоритовой формации кембрия иллюстрируется на сводной диаграмме (см. рис. 38) тремя вариационными линиями III, IV и V рядов (использовано 57 анализов). Эти вариационные линии объединяют собственно гранитные породы с породами семейства монцонитов, диоритов и габбро.

Собственно гранитоидные породы формации относятся к группам умеренно богатых и богатых щелочами — линии III и IV рядов; граносиенитовые породы (вариационная линия V ряда) — к группе богатых щелочами. Содержание натрия в породах равно либо несколько больше калия. От анализов соответствующих рядов досинийских гранитоидов и гранитоидов собственно плагиогранитной формации кембрия они отличаются также повышенной железистостью ($f' = 47—79$ против 5—54 в последних).

## ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Характерной особенностью верхнекембрийско-ордовикско-силурийского магматизма является то, что проявился он лишь в образовании интрузивных комплексов. Вулканогенные комплексы соответствующего возраста отсутствуют. Следуя классификации Ю. А. Кузнецова,

http://jurassic.ru/

данные интрузивные комплексы объединены в ряд батолитовых гранитоидных формаций орогенного этапа формирования структурно-формационных зон. В его состав входят гранодиоритовая и собственно гранитная формация.

Интрузивные массивы гранодиоритовой формации А. Н. Чураковым и затем М. А. Усовым объединялись с верхнекембрийскими салаирскими интрузивными комплексами в Уленьский и Берикульский комплексы. Д. В. Никитиным, Я. С. Эдельштейном и А. Л. Додиным всем этим интрузиям приписывался каледонский возраст. Ю. А. Кузнецов (1960 г.) выделяет их как Улень-Туимский тип гранитоидных батолитовых интрузий. Они нередко являются существенной составной частью крупнейших плутонов. Интрузивы Мартайгинской структурно-формационной зоны объединяются в Дудетский, Центрально-Алатауский и Бело-Июсский комплексы. Гранодиоритовая формация в данных комплексах представлена тремя типами интрузии: 1) габбро-диоритов, 2) гранодиоритов и плагиогранитов, 3) кварцевых сиенитов и монцонитов.

Возраст интрузий гранодиоритовой формации определяется тем, что они прорывают и метаморфизуют кембрийские отложения и нижний отдел ордовика. Вместе с тем галька их встречается в базальных конгломератах нижнего девона. Так, например, по данным Г. М. Купсик (1961 г.) массив горы Воскресенки прорывает метаморфизованные эффузивные образования верхней подсвиты кондомской свиты и частично перекрывается девонскими темно-зелеными порфиритами. Породы массива носят ясные следы дислокационного метаморфизма (катаклаз, дробленность, в отдельных случаях перекристаллизация).

В состав Дудетского комплекса входят все три типа интрузий. Наиболее широко распространены интрузии гранодиоритов и плагиогранитов. К ним относятся (см. рис. 37) Дудетский (15—17), Сингуюльский (21), Салангинский (64—66), Араратский (78) и ряд других массивов. В составе Бело-Июсского комплекса гранодиоритовые интрузии развиты в пределах Красноярского края, где они слагают крупные плутоны Кузнецкого Алатау: Бело-Июсский, Уйбатский (117) и Аскызский (174).

Наиболее характерной составной частью большинства массивов данного типа являются гранодиориты и плагиограниты. Реже встречаются граниты, граносиениты, монцониты. Обычно в эндоконтактовых и апикальных зонах появляются породы основного ряда. Для крупных плутонов характерны широкие зоны гибридных пород. В пределах этих массивов много ксенолитов вмещающих пород (особенно эффузивных).

Количественно-минералогическая характеристика пород некоторых массивов данного типа приведена в табл. 30. Все породы данного типа интрузии лейкократовые и относительно богаты кварцем.

Интрузии кварцевых сиенитов и монцонитов в большинстве случаев участвуют в сложении плутонов и крупных массивов наряду с гранодиоритовыми массивами, например, в составе Дудетского массива и горы Церковной.

Интрузии габбро-диоритов, так же как и интрузии сиенитов и монцонитов, чаще вего участвуют в составе крупных плутонов данного комплекса. Например, габбро-диоритовое тело Салангинского массива (64—66) сложено габбро, габбро-диоритами и диоритами. Наиболее широко интрузии данного типа распространены в крупных плутонах, расположенных в Красноярском крае.

**Комплекс собственно гранитной формации** в качестве самостоятельного интрузивного комплекса впервые выделен А. Л. Додиным под названием Крестовского, а затем Тыгертышского комплекса.

http://jurassic.ru/

Таблица 30

**Количественно-минералогический состав пород некоторых массивов ордовикской гранодиоритовой формации**

| Наименование массива | Автор исследований | Название пород | Минералы | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | плагиоклаз | щелочной полевой шпат | кварц | пироксены | амфиболы | слюда |
| Дудетский | В. А. Врублевский, 1957 г. | Граниты | 31 | 39 | 25 | — | ед. зерна | 5 |
| | | Гранодиориты | 34 | 21 | 27 | | 17 | |
| | А. Е. Курмей, 1961 г. | Граниты | 25 | 25 | 35 | — | 10 | 5 |
| | | Гранодиориты | 60 | 20 | 10—15 | — | 8 | — |
| | | Сиенито-диориты | 50—60 | 25 | 1— 2 | 5—25 | | — |
| | | Диорит | 50—70 | до 5 | 10 | 30—50 | | — |
| Салангинский | П. А. Пономарев, 1961 г. | Гранодиорит | 40—50 | 15—25 | 23—25 | — | 0,5 | — |
| | | Сиенито-диорит | 42—52 | 20—32 | 0— 5 | — | 14—20 | 2—4 |
| | | Кв. диориты | 32—35 | 8 | 4— 5 | — | 20—30 | |
| Безыменский | Г. М. Купсик, 1961 г. | Плагиограниты | 50—53 | — | 35 | — | ед. зерна | ед. зерна |
| Горы Церковной | А. З. Конников, Г. В. Колбанцев, 1955 г. | Гранодиориты | 50—60 | 15—20 | 20 | — | 10 | |

М. А. Усов и ряд других исследователей рассматривали интрузии данного комплекса как одну из фаз (поздн[illegible]ую — $Cm_3$) проявления салаирского тектоно-магматического цикла. Д. В. Никитин объединил их с каледонскими интрузиями. А. М. Кузнецов (1961 г.), Л. В. Алабин (1959 г.), П. А. Пономарев (1961 г.) включали большинство интрузий данной формации в додевонский комплекс. Ю. А. Кузнецов рассматривает интрузии данной формации как «дополнительную инъекцию лейкократовых гранитов гранитоидных батолитовых интрузий».

По данным А. Л. Додина, возраст массивов Тыгертышского комплекса определяется тем, что они прорывают породы нижнего и среднего кембрия и породы ордовикско-силурийского (Мартайгинского) интрузивного комплекса. В районе р. Бол. Июс граниты Тыгертышского комплекса перекрыты отложениями нижнего девона. Таким образом, возраст данных интрузий укладывается в интервале между верхним кембрием и верхним силуром.

По особенностям петрографического состава интрузии комплекса могут быть объединены в два типа: а) массивы лейкократовых порфировидных гранитов, гранит-аплитов и аляскитов; б) массивы лейкократовых сиенитов и нордмаркитов. Эти интрузии в Мартайгинской структурно-формационной зоне объединяются в Крестовский, а в Центрально-Алатауской зоне — в Тыгертышский комплексы.

К числу массивов лейкократовых порфировидных гранитов и аляскитов относятся (см. рис. 37): Крестовский (83) и Кибрасский (93), Тыгертышский (116), Чистайгинский (106), Светловский (114).

Массивы лейкократовых порфировидных гранитов и аляскитов слагаются мелкозернистыми, порфировидными, иногда крупно- и грубозернистыми микроклиновыми двуслюдяными, аляскитовыми и аплитовыми гранитами. Это в большинстве своем ультракислые лейкокра-



http://jurassic.ru/

товые породы. В породах данного типа иногда появляются гнейсовидные текстуры. Довольно обильны вторичные минералы.

Массивы типа лейкократовых кварцевых сиенитов и нордмаркитов наиболее широко распространены по восточным склонам Кузнецкого Алатау в пределах Красноярского края.

Химический состав ордовикско-силурийских собственно гранитной и гранодиоритовой формаций характеризуется на сводной диаграмме (см. рис. 38) пятью вариационными линиями (использовано 46 анализов). Большинство анализов указывает на принадлежность пород к группе бедных щелочами и ряду сильно пересыщенных глиноземом. Особенно резко последнее свойство выражено в породах, объединенных вариационными линиями с I по III ряд включительно (около 50% всех анализов). По сравнению с досинийскими гранитоидами и гранитоидами собственно плагиогранитной формации кембрия гранитоиды данной формации отличаются бедностью полевошпатовой извести ($c=0{,}1—4$) и повышенной железистостью ($f'=25—84$). Но наряду с этим резкая пересыщенность глиноземом, а иногда и кремнеземом, отсутствие для некоторых групп аналогов среди средних типов интрузивных пород по Дэли и ряд других особенностей сближают гранитоиды данной формации с досинийскими гранитоидами, для которых можно считать доказанной существенную роль метасоматической гранитизации. Отсюда напрашивается вывод, что и при образовании гранитоидов данной формации эти процессы сыграли существенную роль. Данный вывод находит подтверждение в особенностях геотектонического размещения гранитоидных плутонов и в отсутствии близких по возрасту вулканогенных формаций.

## НИЖНЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Проявление нижне-среднедевонского тектоно-магматического цикла (тельбесского цикла тектогенеза М. А. Усова, 1936 г.) соответствует посторогенному — переходному этапу развития структурно-формационных зон Кузнецкого Алатау. Как и в синийско-кембрийский этап, в данный тектоно-магматический цикл сформировались разнообразные по составу вулканогенные и интрузивные комплексы. Пространственное размещение и тех и других контролируется зонами разломов, с заложением и развитием которых также связано формирование межгорных впадин и котловин переходного этапа. Существенным отличием данных комплексов от вулканогенных и интрузивных комплексов синийско-кембрийских циклов является ясно выраженный щелочной характер большинства из них.

### *Вулканогенные формации*

Вулканогенные формации нижне-среднедевонского тектоно-магматического цикла формировались в Кузнецком Алатау в наложенных структурах типа межгорных впадин и краевых ступеней. Они представлены тремя типами формаций: базальто-трахитовой, андезито-базальтовой и порфирово-кератофировой.

Комплексы **базальто-трахитовой формации** распространены в пределах Мартайгинской и Центрально-Алатауской структурно-формационных зон. Они ассоциируют с красноцветными осадочными формациями, формировались в континентальных условиях и имеют сложное многоцикличное строение, что наблюдается в бассейне р. Урюпа (Ю. Д. Скобелев, 1961 г.) и Июсо-Печищенском районе (И. К. Баженов, 1961 г.).

http://jurassic.ru/

Для базальто-трахитовой формации указанных районов характерно:

а) трахибазальтовый состав толщ — на долю трахибазальтов и трахидолеритов приходится не менее 78—80% объема всех потоков и покровов;

б) многократность вулканических извержений;

в) направленность дифференции с образованием щелочных разностей, в том числе нефелиновых, а также пород кислого ряда (кварцевые кератофиры).

Нефелиновые и нефелинсодержащие породы обычно приурочены к верхним частям макроритмов, ассоциируя с трахиандезитами. Они отличаются значительным разнообразием минералогического состава, структурных и текстурных особенностей. Среди них различаются: нефелинсодержащие трахиандезиты, фонолиты, берешиты, трахибазальты, трахидолериты, тералито-диабазы, нефелиниты, тералит-порфиры, тералит-эссекситы, тешениты.

В Центрально-Алатауской зоне базальто-трахитовая формация делится на два вулканогенно-осадочных комплекса. В северной части зоны развит комплекс, характеризующийся тем, что в его сложении участвуют представители глубоко дифференцированного ряда от долеритов до трахитов и в этом отношении он близок базальто-трахитовой формации Мартайгинской зоны.

Другой комплекс характеризуется слабой дифференциацией трахибазальтовой магмы, и в строении его толщ участвуют породы основного и среднего состава.

Комплексы **андезито-базальтовой формации** наиболее широко распространены вдоль западного склона Кузнецкого Алатау. Они сложены оливиновыми базальтами, оливиновыми и пироксеновыми порфиритами, плагиоклазовыми (лабрадоровыми) порфиритами и реже их пирокластическими производными. Известны в составе толщ комплексов и кислые разности — преимущественно пирокласты (туфы, туфо- и лавобрекчии), а также породы спилитового ряда.

Ассоциируют толщи данной формации с пестроцветными терригенными толщами, что может указывать на лагунно-континентальные условия формирования. В Центрально-Алатауской зоне наиболее типичные и полные разрезы толщ данных комплексов находятся в бассейнах рр. Томи и Усы. Здесь вулканогенные толщи нижнего и среднего девона делятся на три свиты. Нижний девон (учуленская свита) сложен оливиновыми диабазовыми порфиритами, пироксеновыми, плагиоклаз-пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами. Нижний — средний девон (тельбесская свита) сложен также эффузивными породами преимущественно среднеосновного и основного состава. Они представлены оливиновыми базальтами, пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами, переслаивающимися с терригенными породами.

В составе среднего девона (антроповская свита $D_2^e$) существенную роль играют порфириты, базальты и кристалло-кластические туфы.

В бассейне р. Томи эффузивные породы нормального ряда в отдельных участках вытесняются спилитовыми породами.

В Шорской зоне (в западной ее части) породы вулканогенного комплекса слагают нижнюю и верхнюю части разреза тельбесской серии девона. Нижняя часть разреза (учуленская свита нижнего девона) сложена базальтовыми порфиритами и андезиновыми порфиритами. Верхняя часть разреза (антроповская свита среднего девона) сложена оливиновыми и безоливиновыми базальтовыми порфиритами и их туфами и реже, кварцевыми альбитофирами, залегающими преимущественно в виде даек. Андезито-базальтовая формация участвует



http://jurassic.ru/

во всех частях разреза вулканогенного девона также в восточной части Шорской и в западной части Мартайгинской зон.

**Порфирово-кератофировая формация** развита только в западной части Шорской зоны. По В. Н. Блюману, данная формация образовалась в два этапа. В первый этап сформировалась мощная толща эффузивно-пирокластического состава, сложенная фельзитами, фельзит-порфирами и их туфами (кабурчакская свита). Начало эффузивной деятельности второго этапа выразилось в наземных излияниях плагиопорфиритов и порфиров дацитового и андезитового состава. В последующее время вулканизм выразился в основном в эксплозионной деятельности вулканов центрального типа, продукты которой представлены туфами и игнимбритами состава кварцевых порфиров.

## *Интрузивные формации*

Комплексы **формаций субщелочных гранитов.** Наличие молодых для Кузнецкого Алатау девонских гранитоидных интрузий устанавливается всеми исследователями, начиная с А. М. Кузьмина (1928 г.), М. А. Усова (1930 г.), Ю. А. Кузнецова (1932 г.), А. Н. Чуракова (1932 г.) и других. В Горной Шории они впервые были выделены в самостоятельный Тельбесский комплекс М. А. Усовым (1930 г.). А. М. Кузьмин (1928 г.) считал, что среднедевонские интрузии гранитов и монцонитов пространственно и генетически тесно связаны с вулканогенными толщами соответствующего возраста.

По В. К. Моничу (1938 г.), эти интрузии характеризуются отчетливой приуроченностью к тектоническим направлениям, сложностью массивов и многообразием дифференциатов, их слагающих, значительным автометасоматозом и интенсивным и сложным контактовым метаморфизмом с образованием скарнов и обилием дайковых пород. Интрузии по его данным формировались на относительно небольшой глубине. Мощность кровли определяется им около 1300—1500 *м*.

А. Л. Додин (1956 г.) указанные девонские интрузии Мартайги и тельбесские интрузии Горной Шории объединил в единый Тельбесский интрузивный комплекс юнокаледонского возраста (верхний силур — нижний девон).

В отмеченные выше особенности состава и строения интрузивных комплексов данной формации исследованиями последнего десятилетия был внесен ряд уточнений. В составе комплексов формации субщелочных гранитов теперь различаются следующие типы: массивы диоритов и габбродиоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов, субщелочных порфировидных и мелкозернистых гранитов; субвулканических кварцевых альбитофиров, плагиоклазовых и диоритовых порфиритов, сиенит-порфиров и альбитофиров; щелочных сиенитов и граносиенитов, нефелиновых сиенитов и канкринит-содалитовых сиенитов (табл. 31), а также значительное количество тел фельдшпатидовых пород Мартайги и Горной Шории.

Большинство исследователей считают интрузии данной формации нижне-среднедевонскими (М. А. Усов, Ю. А. Кузнецов, К. В. Радугин, Ю. Г. Щербаков). В. М. Кляровский Тельбесскую интрузию Горной Шории считает каледонской (верхнесилурийской), а В. М. Сенников и А. И. Скоморохов некоторым массивам данной формации придают герцинский возраст.

Формация субщелочных гранитов довольно широко распространена в пределах как Мартайгинской, так и Шорской структурно-формационных зон и сравнительно редко встречается в Центрально-Алатауской зоне. Интрузии формации в соответствии с принадлежностью

http://jurassic.ru/

Таблица 31

**Схема расчленения нижне-среднедевонских интрузивных комплексов Кузнецкого Алатау**

| Формационный ряд | Формация | Структурно-формационные зоны | Интрузивный комплекс | Типы интрузивных тел |
|---|---|---|---|---|
| Вулканогенных эффузивно-интрузивных пород | Субщелочных гранитов | Мартайгинская | Чебулинский | Субщелочные порфировидные и мелкозернистые граниты; щелочные сиениты и граносиениты; фельдшпатидовые сиениты, миаскиты и фойяиты |
| | | Центрально-Алатауская | Лосинский | |
| | | Шорская | Тельбесский | Диориты и габбро-диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, субщелочные порфировидные и мелкозернистые граниты; субвулканические кварцевые альбитофиры; плагиоклазовые и дацитовые порфириты; сиениты, сиенит-порфиры и альбититы; щелочные сиениты и граносиениты; фельдшпатидовые сиениты, фойяиты, ювиты и псевдолейцититы |
| | Габбро-сиенитов | Мартайгинская | Верхне-Тулуюльский | Сиениты, габбро |
| | | Шорская | Патынский | Сиениты, габбро |
| | Щелочных габбро-диоритов | Мартайгинская | Кия-Шалтырский | Тералиты и уртиты, трахидолериты и тералито-диабазы, нефелиновые базальты и берешиты |

к той или иной зоне объединяются в Чебулинский (Мартайгинский), Лосинский (Центрально-Алатауский) и Тельбесский (Шорская зона) комплексы.

Возраст интрузий определяется следующими данными:

Кистальская интрузия Тельбесского комплекса прорывает кислые и основные эффузивы среднего девона, а галька анортит-порфиров данной интрузии найдена в составе конгломератов $D_3^2$ (А. С. Егоров, 1932 г.);

Маломайзасская интрузия Лосинского комплекса, по данным А. Л. Додина, метаморфизует порфириты и кварцевые порфиры нижнего девона, а обломки гранитов интрузии встречены в верхних горизонтах толщи фиолетовых конгломератов среднего девона;

галька гранитов Лосинской интрузии установлена на границе эффузивной толщи с эффузивно-осадочной предположительно отнесенной к среднему девону;

http://jurassic.ru/

Чебулинская интрузия комплекса того же названия прорывает и контактово метаморфизует фаунистически охарактеризованные отложения антроповской свиты среднего девона (Алабин, 1959);

дайки ортофиров, генетически связанные с Малокаратагским массивом щелочных сиенитов и граносиенитов тельбесского комплекса, прорывают у пос. Кабырзы толщу красноцветных песчаников и сланцев среднего девона, а обломки этих пород входят в состав лавобрекчий, относимых к верхнему девону и перекрывающих сиенитовый массив (Ю. Г. Щербаков, 1959 г.);

на северной окраине Мартайги галька нефелиновых сиенитов отмечалась в конгломератах среднего девона (Моссаковский, 1957 г.).

Массивы диоритов и габбро-диоритов в большинстве случаев являются составной частью крупных плутонов. Встречаются также более или менее обособленные массивы. Состав таких массивов отличается большим разнообразием: наряду с диоритами и габбродиоритами в них встречаются гранодиориты и граниты. К данному типу интрузий относятся (см. рис. 37): Тельбесский (120), Мустагский (138) и Большереченский (144).

Массивы кварцевых диоритов и гранодиоритов известны в единичном числе. К ним относятся Турундукский (118), Мостокольский (122) и Сынзасский (Ассырский) (170) массивы. В центральных частях они обычно слагаются кварцевыми диоритами и гранодиоритами, а в периферических — диоритами, габбро-диоритами, кварцевыми габбро.

Массивы субвулканических кварцевых альбитофиров встречаются сравнительно редко и только в пределах Тельбесского комплекса. Это обычно небольшие гипабиссальные тела, состоящие из кварцевых и безкварцевых альбитофиров, кварцевых порфиров, альбититов, палеодацитов и плагиогранитов. Представителями указанных массивов являются Индербинский (179), Веселая Грива (124) и Табасский (130).

Интрузии субщелочных порфировидных и мелкозернистых гранитов Чебулинского комплекса преимущественно слагаются щелочными порфировидными средне- и мелкозернистыми, иногда пегматоидными гранитами. В краевых зонах появляются тонкозернистые и микрофельзитовые разности. Кроме гранитов, в массивах данного типа встречаются сиениты, граносиениты, нордмаркиты и пуласкиты, гранодиориты и гибридные породы диоритового ряда. К этому типу интрузий относятся Тыштымский (1), Чебулинский (4), горы Каменной (25), горы Барбаган (26), Федотовский (28—34) и другие.

В аналогичных интрузиях Тельбесского комплекса резко выражена неоднородность структур пород, слагающих центральные и периферические части их — массивы Тельбесский (120), Анзайский (127), Кистальский (131), Мустагский (138), Сарлыкский (140), Унзасский (145) и ряд других. В составе Лосинского комплекса известно около десятка подобного типа массивов, в том числе: Лосинский (105) и Маломайзасский (107).

Количественно-минералогическая характеристика пород данного типа массивов приведена в табл. 32.

Массивы сиенитов и граносиенитов Чебулинского комплекса столь же широко распространены, как и интрузивы гранитов. Они сложены преимущественно щелочными сиенитами, граносиенитами, нордмаркитами и пуласкитами. Нередко в их сложении принимают участие щелочные граниты и нефелиновые сиениты, а также гибридные породы состава монцонитов, диоритов, габбро и их щелочные разности. К этому типу относятся массивы: Кайдаловский (Татьяновский) (10), Ново-Берикульский (Николкинский) (19), Кундатский (39—40), Ударнинский (52—53) и другие.

http://jurassic.ru/

Таблица 32

**Количественно-минералогический состав пород некоторых гранитоидных массивов формации субщелочных гранитов девона Кузнецкого Алатау**

| Наименование массива | Автор исследований | Название пород | Минералы | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | плагиоклаз | щелочной полевой шпат | кварц | пироксен | амфиболы | слюда |
| Анзайский | Зазноба и Яшин, 1959 г. | Граниты | 10—15 | 40—45 | 35—40 | — | — | 5 |
| | | Гранодиориты | 45 | 22 | 20 | — | 13 | |
| Тамбовский | В. Г. Руткевич, 1961 г. | Граниты | Ед. зерна | 60—65 | 20—35 | — | 5 | |
| Кистальский | В. П. Студеникин, 1960 г. | „ | 20 | 46 | 30 | — | — | 1—5 |
| Тельбесский | В. Г. Руткевич, 1961 г. | „ | 10 | 60 | 25 | — | — | 5 |
| | | Гранодиориты | 44 | 21—27 | 21 | — | 5—11 | 3 |
| | | Диориты | 68—70 | 3 | 5 | — | 18—20 | 5 |
| Тыштымский | Л. В. Алабин, 1959 г. | Граниты | Ед. зерна до 40 | 30—60 | 20—50 | Ед. зерна | — | Ед. зерна |
| | | Сиениты | 5— 8 | 70—80 | — | — | 8—12 | „ |
| Чебулинский | Л. В. Алабин, 1959 г. | Граниты | 15—25 | 20—75 | 25—35 | — | — | — |
| | | Граносиениты | 5—15 | 60—70 | 18—20 | — | — | — |
| | | Сиениты | — | до 90 | до 5 | — | 5— 8 | Ед. зерна |

Аналогичные интрузии Тельбесского комплекса представляют собой небольшие по размерам самостоятельные тела, либо участвуют в сложении сложнодифференцированных плутонов — Кочуринский (133), Каратагский (168), Сынзасский (170) и некоторые другие.

Тела фельшпатидовых пород в Чебулинском комплексе известны в пределах участков: Берикульского (13), горы Пестрой (73), рудника Ударного (54) и некоторых других. В Тельбесском комплексе они известны на участках горы Матыр (169), Сынзасском (170) и Кабырзинском (132).

В отдельных участках тела фельдшпатидовых пород имеют значительные размеры, но нередко образуют небольшие штокообразные, линзообразные тела и дайки. Они пространственно и генетически связаны с крупными массивами граносиенитов и сиенитов комплекса, залегающими в карбонатных толщах, и обычно приурочены к эндоконтактовым частям последних.

В Чебулинском комплексе известны тела нефелиновых сиенитов и относительно незначительна роль канкринитовых сиенитов. Они обычно слагаются собственно нефелиновыми сиенитами, миаскитами, мариуполитами, лаурдалитами, фойяитами, ювитами и пуласкитами. Встречаются также ийолиты. Наиболее широко распространены фойяиты и миаскиты. Лаурдалиты, мариуполиты, ийолит-уртиты встречаются редко, слагая шлиры и линзообразные тела.

Тела канкринит-содалитовых сиенитов выявлены в составе Тельбесского комплекса. Для них характерно также распространение псевдолейцититов. В девонской вулканогенной толще вблизи одного из участков развития этих пород найдены эффузивные аналоги их — псевдолейцитофиры (В. А. Курепин, 1962 г.).

http://jurassic.ru/

Количественно-минералогическая характеристика нефелиновых пород некоторых участков приведена в табл. 33.

Таблица 33

**Количественно-минералогический состав пород некоторых тел фельдшпатидовых пород формации субщелочных гранитов девона Кузнецкого Алатау**

| Наименование участка | Автор исследования | Наименование пород | Минералы | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | плагиоклаз | щелочной полевой шпат | нефелин | пироксен | амфиболы | слюда |
| Берикульский | | Миаскит | 20—25 | 45 | 25 | — | — | 5—10 |
| | | Роговообманковый миаскит | 47 | 12 | 20 | — | 7 | 6 |
| | | Эгириновый фойяит | 21 | 20 | 45 | 13 | — | — |
| | | Мариуполит | 43 | 5 | 39 | 12 | — | — |
| | | Эгирин-лепидомелановый фойяит | 13 | 31 | 41 | 12 | — | — |
| Ручья Ударного | М. П. Кортусов, 1961 г. | Ийолит | — | — | 45 | 51 | — | — |
| | | Нефелиновый сиенит | — | 57 | 25 | 2 | 15 | — |
| Горы Пестрой | М. П. Кортусов, 1961 г. | Миаскит | 14 | 41 | 30 | — | — | 7 |
| | | Фойяит | 10 | 50 | 25 | — | 6 | |
| Горы Матыр | Янишевская, 1961 г. | Нефелиновый пуласкит | — | 80—87 | 5—11 | — | 4—8 | — |
| | | Фойяит | — | 58—74 | 18—31 | — | 4—11 | — |
| | | Альбитовый ювит | — | 92—56 | 37—41 | — | 6—7 | — |

Химический состав массивов щелочных гранитов и кварцевых диоритов формации субщелочных гранитов на сводной диаграмме (см. рис. 38) иллюстрируется четырьмя вариационными линиями со II по V ряд (использовано 43 анализа).

Для большинства гранитоидных пород данной формации характерны резкая пересыщенность глиноземом, относительно высокое содержание железа ($f'=36—44$) при почти полном отсутствии извести в цветных силикатах, равное или небольшое преобладание натрия над калием. Перечисленные особенности отличают данные гранитоиды от гранитоидов других формаций Кузнецкого Алатау. По классификации А. Н. Заварицкого (1941 г.), они относятся к классу пересыщенных кремнеземом, группе богатых щелочами.

Химизм щелочных и нефелиновых сиенитов субщелочной гранитоидной формации девона на сводной диаграмме (рис. 41) иллюстрируется пятью вариационными линиями, размещающимися в группах со II по VI включительно (использовано 98 анализов). По классификации А. Н. Заварицкого (1941 г.) химические анализы вариационных линий II, III и IV групп относятся к классам слегка пересыщенных и насыщенных кремнеземом, группам богатых и умеренно богатых щелочами.

Анализы вариационных линий V ряда относятся к классу ненасыщенных кремнеземом и группе богатых щелочами. Содержание щелочных алюмосиликатов в этих породах значительно больше, чем в предыдущих группах ($a=22—26$), цветных силикатов — меньше ($b=5—12$). Они отличаются от предыдущих также сравнительно невысоким содержанием полевошпатовой извести ($c=1—3$) и высокой железистостью ($f'=76—96$).

http://jurassic.ru/

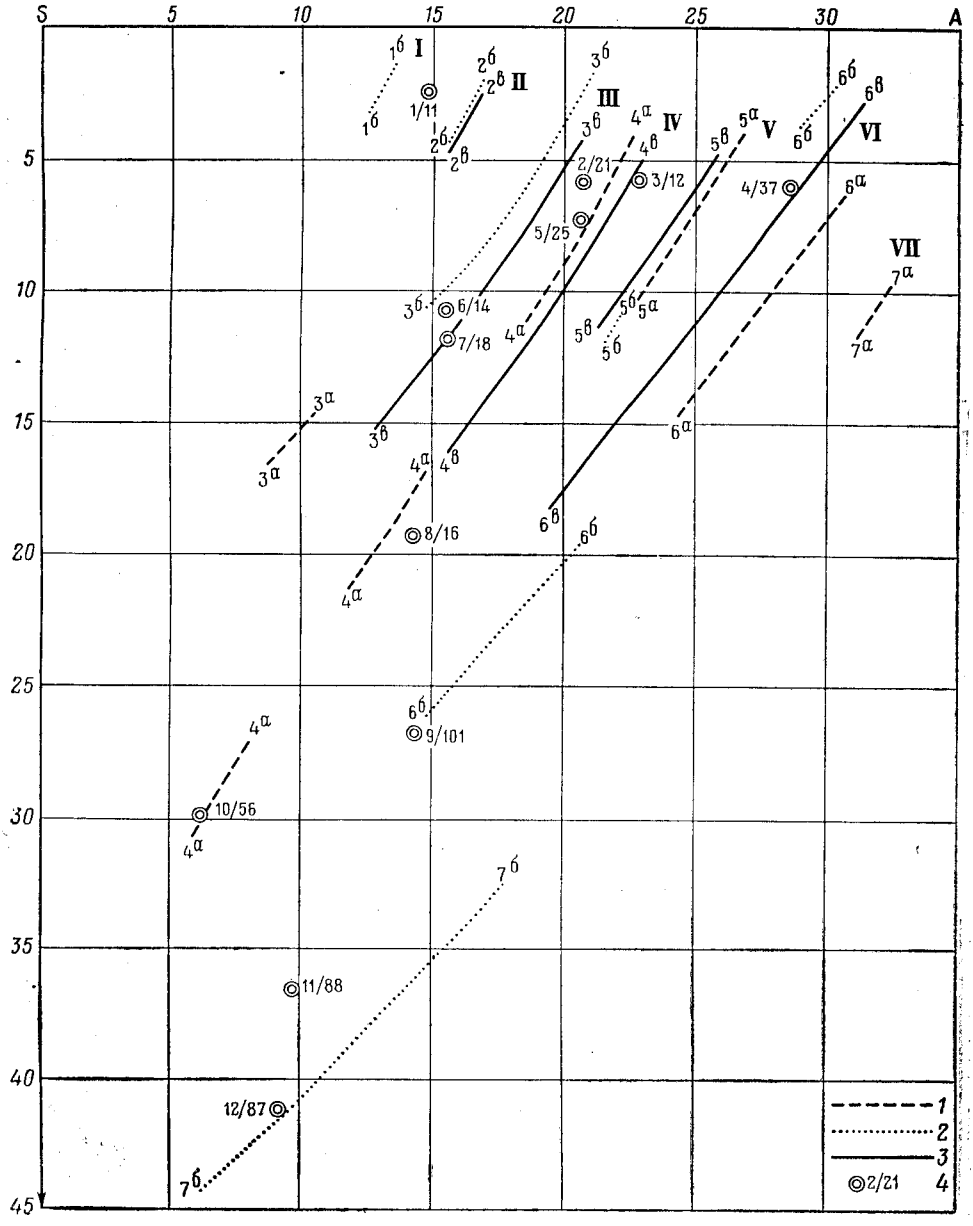



Рис. 41. Диаграмма рядов вариационных линий пород щелочно-сиенитовых и нефелино-сиенитовых массивов девона Кузнецкого Алатау (по А. Н. Заварицкому)

Вариационные линии химанализов: *1* — щелочноидных формаций; *2* — габбро-сиенитовой формации; *3* — субщелочной гранитной формации; *4* — средние типы пород по Дэли (1/11 — комендит, 2/21 — нордмаркит, 3/12 — пуласкит, 4/37 — фойяит, 5/25 — щелочный сиенит, 6/14 — щелочноземельный роговообманковый сиенит, 7/18 — сиениты, 8/16 — щелочноземельный авгитовый сиенит, 9/101 — нефелиновый тефрит, 10/56 — оливиновое габбро, 11/88 — бенкинкинит, 12/87 — лимбургит). От 1б—1б до 7б—7б — номера вариационных линий. I+VII — номера рядов вариационных линий

**Габбро-сиенитовая формация.** На существование габбро-сиенитовой интрузии в Горной Шории указывал еще в начале 30-х годов Г. П. Болгов (1931, 1933 гг.). Позднее она признана всеми исследователями, занимавшимися изучением габбровых массивов Горной Шории. В Мартайге П. М. Филимонов (1938 г.) выделил габбро-пироксенито-

http://jurassic.ru/

фойяитовую интрузию, а А. Я. Булынников (1941 г.) — комплекс щелочных сиенитов, эссекситов, монцонитов, нефелиновых сиенитов, габбро и перидотитов. Оба эти типа интрузий А. Л. Додин объединил в Патынский габброидный комплекс (1958 г.), а Ю. А. Кузнецов — в Патынский тип сильно дифференцированных габброидных интрузий (1960 г.). М. А. Усов, А. Я. Булынников, В. К. Монич и А. Л. Додин считали их типичными каледонскими (силурийскими) интрузиями. В настоящее время большинство исследователей считают их девонскими.

В монографии, посвященной характеристике габброидных массивов Горной Шории, В. Н. Довгаль (Волохов, Довгаль, Иванов, 1962) указанные интрузии относит к габбро-сиенитовой формации (согласно классификации магматических формаций Ю. А. Кузнецова), объединяя их в Патынский комплекс. Характерными чертами этого комплекса он считает:

а) приуроченность к дизъюнктивным зонам, поражающим древние антиклинорные структуры;

б) формирование в посторогенный, переходный к платформенному период развития подвижных зон;

в) глубокую дифференцированность и связанную с ней стратификацию плутонов; пироксениты и перидотиты при этом образуются не как продукт глубинной дифференциации, а за счет местных гибридных расплавов;

г) щелочно-сиенитовое направление дифференциации;

д) несколько повышенный щелочной характер пород, выразившийся в появлении титан-авгита, баркевикита и биотита почти во всех дифференциатах плутонов при нормально-щелочноземельном химическом составе исходной базальтовой магмы;

е) относительную свежесть пород;

ж) петрохимическое родство с базальтовыми излияниями нижне-среднедевонского возраста Минусинского межгорного прогиба (по В. И. Лучицкому — андезито-базальтовая формация девона).

В принятой схеме расчленения магматических комплексов девона Кузнецкого Алатау, приведенной в табл. 31, габбро-сиенитовая формация делится на Верхне-Тулуюльский и Патынский комплексы, проявившиеся соответственно в Мартайгинской и Шорской структурно-формационных зонах. В составе этих комплексов выделяются два типа интрузий: габбровый и сиенитовый.

В Верхне-Тулуюльском комплексе формация представлена массивами (см. рис. 37) горы Пестрой (37), Федоровским (38а), Ударнинским (52) и некоторыми другими. Интрузии состоят из габбро, оливинового габбро, габбро-норитов, габбро-сиенитов. Меньшую роль в сложении массивов играют габбро-пироксениты, пироксениты и перидотиты. Иногда появляются габбро-диориты и диориты, а также монцониты.

Габбровые интрузии Патынского комплекса также немногочисленны. К числу наиболее хорошо изученных относятся Патынский (161), Куль-Тайгинский (172—173) и Узасский (192) массивы.

Все они являются многофазными сложнодифференцированными плутонами, состоящими из резко различных частей: собственно габбровой и сиенитовой. Собственно габбровая часть хорошо стратифицирована и состоит из оливинового, титан-авгитового, пегматоидного габбро, габбро-норитов и норитов, габбро-пироксенитов и пироксенитов, диоритов и габбро-порфиритов.

Вторая — сиенитовая часть, особенно хорошо выраженная в Узасском и Куль-Тайгинском плутонах, сложена сиенитами, нордмаркитами, кварцевыми и щелочными сиенитами. С сиенитовыми телами

http://jurassic.ru/

плутонов связаны нефелиновые породы. Они образуют небольшие линзочки и жилки в экзо- и эндоконтактовых зонах и представлены нефелиновыми сиенитами, нефелин-содалитовыми и нефелин-мелилитовыми породами, мельтейгитами и якупирангитами. Все они несут признаки гибридных пород.

Химический состав габброидных массивов габбро-сиенитовой формации на сводной диаграмме (см. рис. 39) иллюстрируется в основном двумя вариационными линиями I и II рядов (всего использовано 28 анализов). Химические анализы вариационной линии I ряда аналогов среди средних типов по Дэли не имеют. Они близки по составу породам вариационной линии того же ряда габбро-перидотит-пироксенитовой формации среднего кембрия, отличаясь от последних значительно меньшим содержанием полевошпатовой извести ($c=6$—$8$ против 14—22), магния ($m'=44$—$56$ против 66—67) и большим или равным содержанием калия по отношению к натрию.

Породы вариационной линии II ряда характеризуются большим содержанием щелочных алюмосиликатов ($a=3$—$7$), полевошпатовой извести ($c=3$—$11$) и более широкими колебаниями в количественном составе цветных силикатов ($b=21$—$49$). Из средних типов по Дэли указанная группа стоит ближе всего к оливиновым норитам, оливиновым габбро, диаллагитам и пикритам. От пород габбро-перидотит-пироксенитовой формации кембрия, представленных аналогичной вариационной кривой, отличаются меньшим содержанием магния ($m'=26$—$53$) в цветных силикатах.

Щелочные породы габбро-сиенитовой формации на сводной диаграмме химических составов (см. рис. 41) располагаются в двух крайних участках (использовано 18 анализов): левом верхнем (вариационные линии I, II и III рядов) и нижнем правом (вариационные линии V, VI и VII рядов).

Вариационные линии I и II рядов от той же группы вариационных линий субщелочной гранитоидной формации отличаются относительно меньшей ролью магния и железа и большей ролью кальция в цветных силикатах, а также резким преобладанием натрия над калием.

Анализы вариационной линии III ряда от вариационной линии того же ряда формации субщелочных гранитов (пуласкитов и щелочных сиенитов) отличаются несколько меньшим содержанием щелочных алюмосиликатов, меньшей пересыщенностью глиноземом, значительно большей ролью магния в цветных силикатах.

Породы вариационных линий V, VI и VII рядов отличаются от пород вариационных линий тех же рядов формации субщелочных гранитов резко повышенным содержанием цветных силикатов.

**Формация щелочных габброидов** выделяется как самостоятельная впервые. Ранее известные участки нефелиновых пород Мартайги, в которых значительная роль принадлежала щелочным габброидам, рассматривались либо как производные габбро-пироксенит-фойяитовой интрузии (М. П. Филимонов), либо габбро-сиенитового Патынского комплекса (А. Я. Булынников, М. П. Кортусов, и другие), либо как составная часть щелочно-базальтовой вулканогенной формации Минусинского межгорного прогиба (И. К. Баженов, И. В. Лучицкий). Представители данной формации известны пока что только в пределах Мартайгинской зоны, где они объединяются в Кийский комплекс. По особенностям состава и условиям залегания среди них выделяются следующие типы интрузивных тел: а) тералитов и уртитов, б) трахиодолеритов и тералито-диабазов, в) нефелиновых базальтов и берешитов (см. табл. 31). Все интрузивные тела данной формации приурочены к разрывным структурам, сопровождающим формирование девон-

http://jurassic.ru/

**Количественно-минералогический состав некоторых массивов**

| Название пород, участка | Нефелин и продукты его разрушения | Плагиоклаз | Калишпат | Оливин |
|---|---|---|---|---|
| Тералит (Петропавловский) | 15,0 | 41,0 | — | 7,0 |
| Тералит (Кургусуль) | 25,0 | 56,0 | — | — |
| Эссексит (Кия-Шалтырь) | 3—11 | 78,0 | 1,0 | Ед. зерна |
| Малиньит (Кургусуль) | 22,0 | 4,0 | 26,0 | — |
| Мельтейгит (Кия-Шалтырь) | 31,0 | — | — | — |
| Полевошпатовый ийолит (Петропавловский) | 58,0 | 8,0 | 5,0 | — |
| Сиенит-ийолит (Петропавловский) | 47—48,0 | 3,0—8,0 | 33,0<br>16,0 | — |
| Ийолит (Кия-Шалтырь) | 40—61 | — | — | — |
| Ийолит (Кия-Шалтырь) | 40—61 | — | — | — |
| Ийолит-уртит (Кия-Шалтырь) | 66—76 | — | — | — |
| Уртит (Кия-Шалтырь) | 80—94 | — | — | — |
| Сиенит-уртит (Петропавловск) | 72,0 | — | 12,0 | — |
| Нефелиновый сиенит (Кургусуль) | 25 | — | 38,0 | — |

ских межгорных впадин и котловин. Пространственно они тяготеют к вулканогенным толщам девона, эффузивные образования которых принадлежат базальто-трахитовой формации. Генетическая связь с базальто-трахитовой формацией доказывается также особенностями минералогического и петрохимического состава пород той и другой формации (И. К. Баженов, Ю. Д. Скобелев и другие, 1963 г.). Генетической связью с базальто-трахитовой формацией девона определяется девонский возраст данной формации. Нижний возрастной предел комплекса доказывается также непосредственно наблюдаемыми фактами прорыва и контактового метаморфизма отложений тельбесской серии девона. Определение абсолютного возраста уртитов Кия-Шалтырского участка калий-аргоновым методом дало цифру в 388 млн. лет. Следует отметить, что в свое время еще Ю. А. Кузнецов (1932 г.) и совсем недавно Д. И. Мусатов (1961 г.) нефелиновые породы некоторых участков данной формации генетически связывали с долеритами трапповой формации верхней перми, с чем нельзя согласиться.

Из перечисленных выше типов интрузивных тел, свойственных данной формации, наиболее полно изучены первый тип — интрузии тералитов и уртитов. К ним относятся участки (см. рис. 37) Кия-Шалтырский (70), Кургусуль-Лиственный (67), Петропавловский (51), горы Горячей (22), Тулуюльский (49), горы Дедовой (71), Кийские выходы (69) и некоторые другие. Тела щелочных габброидов данных участков представляют небольшие, почти изометричной формы штоки, реже дайкообразные тела. Средний состав тел отвечает эссекситам. Для массивов характерна дифференцированность. Формирование их в основном протекало в три фазы: в первую фазу образовались тела преимущественно тералит-эссекситового состава, во вторую фазу — тела, сложенные породами типа полевошпатовых уртитов, сиенит-ийолитов; в третью, заключительную фазу, формируются нефелиновые сиениты и фойяиты. Сложность петрографического состава дополнительно усугубляется также активным проявлением процессов взаимодействия отдельных порций магмы с породами вмещающих толщ, в результате чего образуются зоны гибридных пород состава мельтейгитов, якупирангитов, щелочных пироксенитов и т. д.

http://jurassic.ru/

Таблица 34

**формаций щелочных габброидов девона Кузнецкого Алатау**

| Пироксен | Амфиболы | Биотит | Рудные | Акцессории | Вторичные по светлым | Вторичные по темноцветным |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 21,0 | 7,0 | 5,0 | 3,0 | Ед. зерна | — | — |
| 8,0 | 7,0 | Ед. зерна | 2,0 | 2,0 | — | — |
| 12,0 | Ед. зерна | 1,0 | Ед. зерна | Ед. зерна | 1,0 | 40 |
| 25,0 | 22,0 | — | — | 1,0 | — | — |
| 68,0 | — | — | — | Ед. зерна | — | — |
| 25,0 | 5 | Ед. зерна | 2,0 | 1,0 | Ед. зерна | — |
| 10,0 | 1,0 | 2,0 | 1,0 | Ед. зерна | — | — |
| 20,0 | 5,0 | — | 2,0 | „ „ | — | — |
| 37—60 | — | — | Ед. зерна | Ед. зерна | Ед. зерна | — |
| 37—60 | — | | 6,0 | — | — | — |
| 20—33 | — | — | — | Ед. зерна | 1,0 | 10,0 |
| 4—17 | — | — | — | „ „ | 6,0 | — |
| 6,0 | 5,0 | 3,0 | 1,0 | — | — | — |
| 7,0 | 7,0 | — | 19,0 | 4,0 | — | — |

Таким образом, в сложении массивов щелочных габброидов принимают участие весьма разнообразные группы пород.

Пуласкиты, нефелиновые сиениты, фойяиты, ювиты играют незначительную роль в строении массивов щелочных габброидов и образуют либо небольшие жилки в заключительные фазы становления массивов, либо слагают краевые зоны тел сиенит-ийолитового или ийолитового состава.

Уртиты, ийолит-уртиты, сиенит-ийолиты и тералито-сиениты образуют обособленные тела в массивах щелочных габброидов, иногда проявляются как гибридные образования.

Эссекситы и тералиты слагают обычно крупные тела и являются существенной составной частью массивов. Ийолиты, малиньиты, мельтейгиты и якупирангиты обычно присутствуют в приконтактовых, реже центральных частях более или менее крупных тел. Известны также дайковые фации этих пород.

Количественно-минералогический состав нефелиновых пород приведен в табл. 34.

Химический состав габброидных массивов формации щелочных габброидов на сводной диаграмме (см. рис. 39) иллюстрируется тремя вариационными линиями III, IV и V рядов (всего использовано 29 анализов).

По сравнению с химическим составом габброидных массивов габбро-диабазовой и габбро-перидотит-пироксенитовой формации кембрия и габбро-сиенитовой формацией девона габброиды данной формации отличаются повышенной щелочностью — содержание щелочных алюмосиликатов в них колеблется от 7 до 30 включительно. И только породы, наиболее бедные щелочными алюмосиликатами (вариационная линия III ряда), находят аналогов по химическому составу среди пород габбро-диабазовой и габбро-перидотит-пироксенитовой формации.

Фельдшпатидовые и щелочно-сиенитовые породы формации щелочных габброидов на сводной диаграмме химических составов (см. рис. 41) представлены четырьмя вариационными линиями, размещающимися с IV по VII ряд включительно (использовано 32 анализа).

http://jurassic.ru/

От аналогичных пород формации субщелочных гранитов и габбро-сиенитовой формации они отличаются отсутствием вариационных линий с относительно малым содержанием цветных алюмосиликатов и богатых кремнеземом (вариационные линии I, II и III рядов) а также наличием вариационных линий с особенно богатым содержанием щелочных алюмосиликатов (VI и VII ряды). От щелочных пород формации субщелочных гранитов отличаются также наличием разностей, богатых цветными силикатами (в III ряду с $b=15—17$ и в IV ряду с $b=17—30$).

Химические анализы вариационной линии VII ряда иллюстрируют состав уртитов Кия-Шалтырского участка. Аналогов из средних типов пород по Дэли они не имеют. Породы отличаются особенно высоким содержанием щелочных алюмосиликатов ($a=31—32$) и заметным содержанием цветных силикатов ($b=10—11$). Цветные силикаты при относительно небольшом содержании железа ($f'=44$) отличаются высоким содержанием извести ($c'=39$). Характерно также сравнительно высокое содержание полевошпатовой извести ($c=5—6$) и резкое преобладание натрия над калием ($h=83—84$).

## НАЛОЖЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Кроме рассмотренных выше магматических комплексов, формирование которых органически связано с отдельными этапами развития структурно-формационных зон, составляющих Кузнецкий Алатау, в окраинных частях его проявились магматические, преимущественно интрузивные комплексы, возникновение которых связано с жизнью соседних, более поздних по времени консолидации регионов. Так, в южной части Шорской структурно-формационной зоны, вдоль Лебедского прогиба, принадлежащего уже к Алтайским структурам, проявляются типичные Алтайские верхнедевонские интрузии. Они могут быть отнесены к формации субвулканических гранитов. Формация представлена довольно многочисленными мелкими резко гипабиссальными интрузивными массивами. По данным В. П. Студеникина (1960 г.), они состоят из гранит-порфиров, микрогранитов, альбитофиров и фельзитов.

Наиболее юными интрузивными породами Кузнецкого Алатау считают протеробазы, встречающиеся на северной окраине Мартайгинской зоны. По особенностям петрографического состава и химизма их сопоставляют с верхнепермскими траппами Сибирской платформы. В соседнем Кузнецком бассейне их аналоги довольно широко распространены.

В. К. Монич считал указанные протеробазы мезозойскими образованиями, проявившимися в зонах разломов в связи с киммерийской складчатостью, с чем вряд ли можно согласиться.

## МЕТАМОРФИЗМ

Региональный и регионально-контактовый метаморфизм в разных частях Кузнецкого Алатау проявился неодинаково как по своему характеру, так и по интенсивности. Соответственно различаются четыре типа метаморфических комплексов, имеющих значительное распространение.

1. Породы, весьма глубоко метаморфизованные: породы зоны мигматизации и метасоматической гранитизации, гранулиты, гнейсы и амфиболы;

2. Породы, глубоко метаморфизованные: роговообманковые, плагиоклаз-роговообманковые гнейсы, гранулиты и амфиболиты;

http://jurassic.ru/

3. Среднеметаморфизованные породы: роговообманковые сланцы, роговообманково-слюдистые сланцы и кварциты, массивные мраморы и доломиты;

4. Сланцеватые слабо метаморфизованные породы: серицито-хлоритовые сланцы, филлиты и кремнисто-глинистые сланцы, известняки.

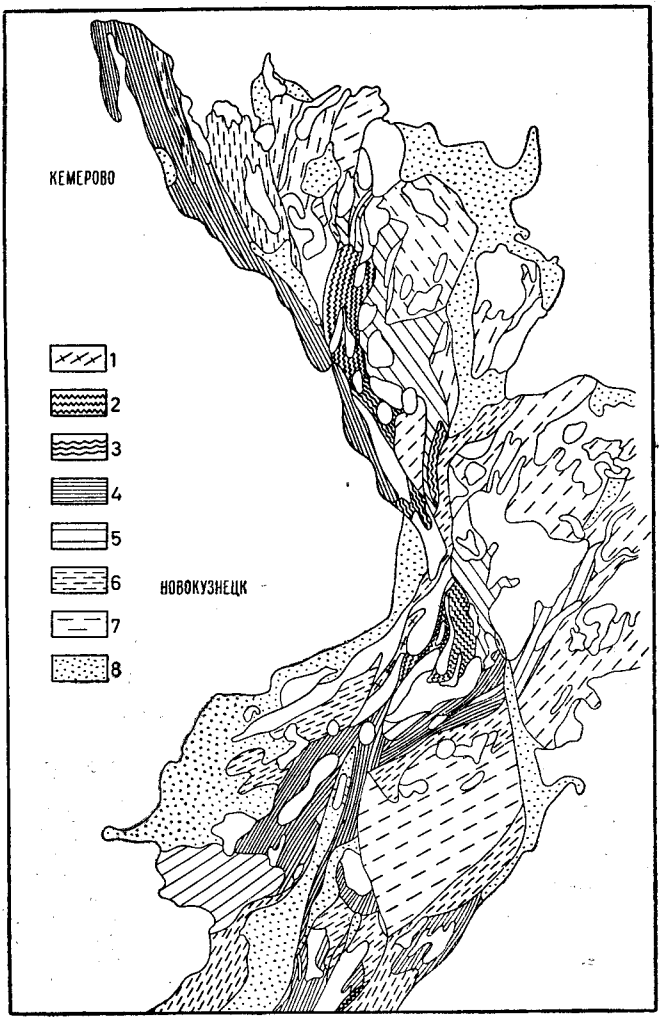



Рис. 42. Карта распространения метаморфических комплексов Кузнецкого Алатау (составили Скобелев Ю. Д. и Зенков Н. И.)

*1* — породы весьма глубоко метаморфизованы (зоны мигматизации и метасоматической гранитизации): мигматиты, гнейсы, гранулиты и амфиболиты выступов докембрийского фундамента; *2* — породы глубоко метаморфизованные: кристаллические сланцы, амфиболовые и плагиоклазово-амфиболовые гнейсы, амфиболиты и гранулиты выступов докембрийского фундамента; *3* — то же, подвижных зон; *4* — среднеметаморфизованные породы зоны роговообманковых сланцев: роговообманково-слюдистые сланцы и гнейсы, кварциты, массивные мраморы и доломиты, амфиболиты и амфиболовые сланцы подвижных зон; *5* — то же массивов салаирид; *6* — породы зоны филлитов и зоны бластических слюд средне- и слабометаморфизованные: серицито-хлоритовые сланцы, филлиты, кремнисто-глинистые сланцы, зеленокаменные эффузивы, известняки, глинистые, песчано-глинистые сланцы, рассланцованные песчаники, конгломераты и эффузивы подвижных зон; *7* — то же, массивов салараид; *8* — диагенетизированные слабо метаморфизованные породы: глинистые сланцы, песчаники, конгломераты, известняки, известково-глинистые сланцы, эффузивы межгорных впадин и прогибов

Комплекс весьма глубоко метаморфизованных пород имеет распространение в пределах выступов докембрийского фундамента Мартайгинского, Терсинского и Томско-Порожинского (рис. 42), в основном сложенных досинийскими магматическими и метаморфическими комплексами. В комплекс входят различные по составу гнейсы (амфиболиты, мигматиты, гранито-гнейсовые и гнейсо-гранитные породы). Наиболее полно он проявился в пределах Томско-Порожинского выступа докембрийского фундамента. Среди гранитоидов выступа широко распространены различной величины останцы вмещающих гнейсовых толщ и поля мигматитовых образований. Широко распространены порфировидно-теневые мигматиты. В гнейсовых толщах развиты складки течения (волочения) и скольжения. Сопровож-

https://jurassic.ru/

дают их мигматитовые складки, в сложении которых принимают участие жильные и дайковые образования.

В. К. Монич (1940 г.) установил определенные парагенетические минеральные ассоциации для следующих групп пород данного комплекса: гнейсы, мета- и ортоамфиболиты и гранато-ставролитовые кристаллосланцы.

Первая группа пород по парагенетическим минеральным ассоциациям и особенностям химического состава относится к среднеглубинным образованиям фации гранатовых амфиболитов (Д. С. Коржинский, 1936 г.); вторая группа — к амфиболитовой фации Эскола (1920 г.); третья — к высокотемпературным образованиям среднеглубинной зоны регионального метаморфизма.

Гранитогнейсы имеют минералогический и химический состав, значительно отклоняющийся от нормальных составов изверженных пород и приближающийся к составу некоторых малослюдистых гранулитов по Розенбушу (1934 г.). По типу и характеру метаморфизма эти породы близки рассмотренным выше группам пород и относятся к одной фации.

Комплексы глубоко метаморфизованных пород также в основном участвуют в сложении выступов докембрийского фундамента. Особенно существенную роль они играют в Терсинском и Мартайгинском выступах. Комплекс состоит из амфиболовых и кварц-актинолитовых сланцев, содержащих редкие прослои и линзы карбонатного состава и кварцитов; реже встречаются биотитовые сланцы. Породы комплекса местами интенсивно смяты с образованием гофрировки и мелкой плойчатости.

По характеру метаморфических процессов и типу минеральных фаций, по данным В. К. Монича, комплекс в целом относится к фациям силикатных мраморов и гранулитов переходных глубин от мезо- к эпизоне.

Комплексы среднеметаморфизованных пород характерны для краевых и межмассивных подвижных зон, сложенных толщами синия, нижнего и среднего кембрия. К данному типу относятся:

а) комплекс роговообманковых сланцев (для них характерны тонкосланцеватые, кристаллически-сланцеватые текстуры, преимущественно лепидо- и порфиробластические структуры);

б) офиолитовый комплекс, впервые выделенный В. К. Моничем. По представлениям Т. В. Пинуса и В. А. Кузнецова (1958 г.) в состав его входят породы спилито-кератофировой формации синия — нижнего кембрия; производные авто- и динамометаморфизма пород этой формации; гипербазитовая формация среднего кембрия; интрузивные формации основной магмы того же возраста (также авто- и динамометаморфизованные);

в) автометасоматически измененные и частично огнейсованные породы существенно плагиогранитной и диорит-гранодиоритовой формаций среднего кембрия. С массивами этих формаций связано образование вдоль разломов зон проявления инъекционно-контактового метаморфизма в виде мигматитов инъекционно-магматического типа, зон окварцевания, альбитизации и хлоритизации.

Комплексы сланцеватых слабо метаморфизованных пород распространены на обширных площадях массивов Кузнецкого Алатау, сложенных толщами, возраст которых колеблется от синия до среднего кембрия включительно. Характерными членами комплекса являются серицито-хлоритовые сланцы, филлиты и кремнисто-глинистые сланцы, зеленокаменные эффузивы, известняки.

http://jurassic.ru/

Нижне-среднекембрийские интрузивные комплексы здесь развиты относительно слабо и встречаются чаще всего по периферии массивов.

Относительно широко развиты ордовикско-силурийские плутоны и более мелкие интрузии. Вокруг интрузий четко проявляется контактовый метаморфизм в виде ороговикования, скарнирования и более низкотемпературных контактово-метасоматических изменений. Инъекционно-контактовый метаморфизм не характерен. Автометаморфические изменения пород интрузий проявляются, но в менее широких масштабах по сравнению с предыдущими зонами.

Вулканогенно-осадочные толщи девонских межгорных впадин и котловин и синхронные им интрузивные комплексы регионального метаморфизма не испытали. Породы интрузий отличаются свежестью. Вокруг них образуются относительно неширокие зоны контактового метаморфизма.

Приведенный выше краткий обзор характера проявлений регионального, регионально-контактового и контактового метаморфизма и пространственного распределения его продуктов отражает своеобразие геотектонического строения Кузнецкого Алатау. В этом отношении хорошо различаются три геотектонических элемента его:

а) выступы докембрийского фундамента, где широко проявились процессы ультраметаморфизма, метасоматической гранитизации и щелочного метасоматоза;

б) краевые и межмассивные подвижные зоны, являющиеся ареной интенсивного проявления разнообразного по составу магматизма, инъекционно-контактового метаморфизма и авто- и аллометасоматоза;

в) массивы и девонские межгорные впадины с относительно слабым проявлением регионального и регионально-контактового метаморфизма.

Осадочно-вулканогенные комплексы Кузнецкого Алатау испытали различной интенсивности метаморфические преобразования, находящиеся в зависимости от возраста и положения их в разнородных геоструктурных элементах. Досинийские комплексы, слагающие выступы докембрийского фундамента, испытали наиболее глубокий метаморфизм. Осадочно-вулканогенные формации синия, раннего и среднего кембрия метаморфизованы в меньшей степени: в пределах подвижных зон они испытали преимущественно среднюю стадию метаморфических преобразований; в пределах массивов идентичные по возрасту толщи метаморфизованы значительно слабее.

Осадочные толщи ордовика и раннего силура, встречающиеся в небольших грабенах по западному склону Кузнецкого Алатау, благодаря тому что они расположены в пределах подвижной зоны, по степени метаморфических преобразований почти не отличимы от среднекембрийских толщ.

Не метаморфизованы или весьма слабо метаморфизованы девонские осадочно-вулканогенные толщи, выполняющие межгорные впадины и котловины.

## *САЛАИР*

Специального изучения магматизма Салаира и метаморфизма его пород до последнего времени не производилось. Отдельные материалы по этим вопросам имеются в работах М. А. Усова (1932, 1935), А. Я. Булынникова (1939), Г. С. Лабазина (1943), Б. Ф. Сперанского (1924, 1928, 1929), Г. П. Болгова (1933), К. В. Радугина (1928) и других.



http://jurassic.ru/

В результате работ В. Д. Фомичева получены новые данные по геологии Салаира, которые и положены в основу настоящего очерка (В. Д. Фомичев, 1956, 1958 гг.; В. Д. Фомичев и Л. З. Алексеева, 1961 г.).

## ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

**Вулканизм раннего кембрия.** Первые проявления вулканической деятельности на Салаире относятся к ранним этапам развития каледонской геосинклинали, к раннему кембрию. В это время в подводных условиях отложилась мощная эффузивно-осадочная золотоуховская свита, состоящая из переслаивающихся вулканогенных пород спилито-кератофирового ряда, продуктов их перемыва, кремнистых пород и известняков. Вулканогенные породы представлены в основном спилитовыми порфиритами, кератофирами и кварцевыми кератофирами, а также туфами перечисленных разновидностей, реже спилитами. Наилучшая сохранность этих пород наблюдается в пограничной с Кузбассом части Салаира (д. Печеркина и другие). Осадочные породы здесь изменены незначительно: в тонкокластических породах наблюдается небольшое количество новообразований серицита, хлорита, землистого эпидота; хорошую сохранность имеют губки в кремнистых породах и археоциаты в известняках. Вулканогенные породы альбитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы, серицитизированы, карбонатизированы, иногда окварцованы. Реликты первичных минералов в них (основной плагиоклаз и авгит в спилитовых порфиритах, калиевый полевой шпат в кератофирах) сохраняются в единичных случаях. Сопоставление зеленокаменных изменений в вулканогенных породах с почти полным отсутствием изменений в осадочных тонкокластических породах позволяет основные преобразования в первых из них связывать с поствулканической деятельностью. Породы спилито-кератофировой формации, развитые западнее и северо-западнее этого района, превращены в зеленые сланцы актинолито-цоизито-кварцево-хлоритового, хлорито-кварц-карбонатного, альбито-карбонатно-хлоритового и хлорито-серицитового состава с редкими реликтами исходных пород. С метасоматозом, сопровождающим породы спилито-кератофировой формации, некоторые геологи связывают полиметаллическое оруденение Салаира.

После раннесалаирской, предлуковской фазы складчатости, во время накопления конгломератов луковской свиты произошли кратковременные извержения отдельных вулканов. Продукты этих извержений (спилитовые порфириты, кератофиры) встречаются спорадически, фациально замещая на небольших участках конгломераты. В конце раннего кембрия эффузивная деятельность на Салаире временно прекратилась (ленский век — листвянская свита).

**Вулканизм среднего кембрия.** Следующее мощное проявление вулканизма, относящееся также к ранним этапам развития геосинклинали, наблюдалось в среднем кембрии (бирюлинская свита). Вулканогенные породы этого периода из района горы Орлиной описаны в работе И. С. Цейклина (1935 г.). Основную роль здесь играют продукты магмы основного и среднего состава. Для нижней части бирюлинской свиты характерны наземные излияния, представленные фиолетовыми андезитовыми и базальтовыми порфиритами и туфами этих пород (бачатская подсвита). В верхней половине преобладают подводные извержения зеленовато-серых андезитовых и базальтовых порфиритов, диабазовых порфиритов, мандельштейнов, спилитов и туфов этих пород (орлиногорская подсвита). В ограниченном количестве имеются кислые породы — кератофиры и кварцевые кератофиры.

http://jurassic.ru/

На горе Орлиной у г. Гурьевска вулканогенные породы в результате постмагматических процессов превратились в зеленокаменные породы (альбитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы, серицитизированы). Тонкокластические породы переслаивающиеся с ними, лишь незначительно изменены. Текстура как вулканогенных, так и осадочных пород здесь массивная.

В центральной части Салаира (в районе д. Бирюли, по р. Уру западнее д. Дмитриевки) вулканогенные породы этой свиты большей частью превращены в эпидозиты, альбито-актинолито-хлоритовые, актинолито-карбонато-хлоритовые и другие зеленые сланцы. Тонкокластические осадочные породы здесь превращены также в серицито-хлоритовые, хлорито-серицито-кварцевые сланцы. Как вулканогенные, так и осадочные породы имеют в этой зоне сланцевую текстуру.

На юго-западе кряжа (р. Чумыш у с. Кытманово и др.) вулканогенные породы среднего кембрия (аламбайская фация бирюлинской свиты) отличаются от вышеприведенных и представлены брекчированными стекловатыми порфиритами с редкими лейстами плагиоклаза. Породы сильно пелитизированы, в меньшей мере соссюритизированы и хлоритизированы. Для аламбайских пород специфично окремнение, которому подвергаются как вулканогенные, так и осадочные породы. И те и другие местами превращены в мономинеральные микрокварциты. Источник кремнезема не вполне ясен. С гидротермальными проявлениями бирюлинских эффузивов связывают привнос сульфидов меди.

**Вулканизм позднего кембрия.** Вулканогенные породы в ариничевской свите пока известны в разрезах по восточной окраине с. Ариничева и к юго-западу от с. Красного, а также по р. Хомутиной у с. Горскина. Как это хорошо видно, в первом районе они слагают пачку пород, имеющую мощность около 500 *м*, и чередуются с фаунистически охарактеризованными терригенными породами. Здесь наблюдается неоднократное переслаивание кварцевых кератофиров, кератофиров, порфиритов и особенно туфов этих пород. В вышележащей толсточихинской свите эффузивы не известны.

**Ордовикский вулканизм.** Большинством исследователей Салаира вулканическая деятельность в ордовике отрицалась полностью. Магматические породы, встречающиеся среди песчано-сланцевых толщ ордовикской урской свиты, рассматривались ими как дайки или силлы. Работами В. Д. Фомичева (1953—1955 гг.) установлено, что маломощные покровы вулканогенных пород имеются во всех частях разреза урской свиты (кроме карбонатных толщ карадока). Здесь встречаются продукты кислого и среднего состава магмы, представленные туфами андезитовых порфиритов (гора Орлиная), редко их эффузивными аналогами и кварцевыми кератофирами и их туфами (пос. Горный и р. Чумыш восточнее с. Ельцовского).

Вулканогенные породы ордовика альбитизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, редко окремнены. Наименее измененные вулканогенные породы приурочены к краевым частям Салаира, где тонкозернистые осадочные породы не изменены. Западнее (пос. Урск, западнее г. Салаира и в других местах) в породах ордовика отчетливо выражена кристаллизационная сланцеватость; зерна кластических пород обычно уплощены; цемент перекристаллизован в агрегат хлорита, карбоната, эпидота. Вулканогенные породы здесь также частично или полностью преобразованы в зеленые сланцы: альбито-эпидото-карбонатно-кварцевые, альбито-эпидото-хлоритовые и другие сланцы.

**Силурийский вулканизм.** В силурийское время на Салаире наступили условия, более близкие к платформенным. Вулканическая деятель-



http://jurassic.ru/

ность к концу силура почти полностью затухает. По работам К. В. Радугина (1928 г.) в юрманской свите по р. Томь-Чумыш известны редкие кварцевые кератофиры и их туфы, кератофиры и их туфы и фельзиты. В. Д. Фомичев и Л. З. Алексеева встретили в этих отложениях (по р. Кара-Чумыш выше поселка Оселки, по р. Берди ниже д. Серебренниковой, по правому берегу р. Бол. Ика, выше д. Ики) лишь туфы кератофиров. В сухой и томскозаводской свитах вулканогенные породы не известны.

**Девонский вулканизм.** Вулканогенные породы в девоне изучены слабо и в центральных частях Салаира не установлены. Они известны в сафоновской свите, развитой по северной и восточной окраинам кряжа и в виде небольших, быстро выклинивающихся по простиранию покровов прослеживаются от широты г. Прокопьевска на юге до с. Желтоногина на севере и далее на юго-запад вдоль р. Чема.

Из разрезов на северной окраине кряжа В. Д. Фомичевым (1942 г.) описаны андезитовые порфириты, альбитофиры и кристаллокластические туфы порфиритов, реже кварцевые альбитофиры (определения Т. П. Осотских). Породы эпидотизированы, хлоритизированы, серицитизированы и ожелезнены. Из ряда пунктов по восточной окраине Салаира В. Н. Доминиковским (1941 г.) описаны «альбитизированные порфириты» и их туфы, местами с обломками «альбитовых порфиритов».

Вулканизм более позднего времени на Салаире не известен.

Возможно, что эффузивы кембрия, ордовика и раннего силура Салаира генетически близки друг к другу и являются представителями пород одного и того же кератофиро-спилитового ряда (ранние и начальные этапы геосинклинального развития). После некоторого перерыва, в живетском веке средне-девонской эпохи снова началось накопление эффузивно-туфогенных пород.

## ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

**Древняя интрузия плагиогранитов.** Наиболее ранней на Салаире является интрузия плагиогранитов. Интрузия образует мелкие (до 1 *км* в поперечнике) тела, размещающиеся в породах спилито-кератофировой формации золотоуховской свиты. Тела таких плагиогранитов известны главным образом на севере кряжа (у Тарсьминской заимки, по р. Ларионихе у д. Старо-Гутовой и др.) и на юге — в Ненинском районе. Породы массивов севера, развитые среди высоко метаморфизованных вмещающих пород, гнейсовидны. На юге, где золотоуховские породы слабо метаморфизованы, они массивные. Состав плагиогранитов: альбит-олигоклаз, кварц, иногда роговая обманка, замещаемая хлоритом и эпидотом; акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом. Контактовые воздействия интрузии на вмещающие породы не изучались. Возраст интрузии датируется нахождением галек плагиогранитов в базальных конгломератах гавриловской и бачатской свит.

**Интрузия гипербазитов.** В бирюлинское время с глубинными разломами, контролировавшими начальное прогибание раннекаледонской (Салаирской) геосинклинали Салаира, связано появление гипербазитов. Тела последних, превращенные в серпентиниты, известны в пределах бачатской подсвиты бирюлинской свиты и только в южной половине кряжа. Район распространения серпентинитовых тел простирается от верховьев р. Степного Аламбая и с. Уксунайского на севере до бассейнов рр. Ямы и Шалапа на юге. Серпентиниты образуют разобщенные на значительные расстояния линейно вытянутые и согласные

http://jurassic.ru/

с вмещающими породами тела, поперечник которых обычно измеряется первыми десятками метров. Наиболее крупные тела наблюдаются у ж.-д. разъезда Тогуленок и у д. Ново-Камышенка на р. Яме.

Минералогический состав серпентинитов: хризотил, антигорит, бастит; рудные примеси представлены хромитом и магнетитом. Исходными породами серпентинитов были перидотиты и пироксениты, местами обнаруженные в основании береговых склонов р. Аламбая.

Возраст интрузии определяется нахождением галек ее пород в базальных конгломератах ордовика (И. Е. Шатров, 1937 г.). У с. Мартынова на р. Чумыше В. Д. Фомичев обнаружил их в гальках среднекембрийского (бачатского) конгломерата.

**Интрузия габбро.** И. Е. Шатров (1937 г.) в верховьях р. Аламбая наблюдал габбро, рвущие гипербазиты. По его мнению, габбро связаны генетически с гипербазитами; такие же взаимоотношения известны в крупном (Метростроевском) массиве, у ж.-д. разъезда Тогуленок. Гальки габбро известны в конгломератах ордовика. Других районов развития массивов древнего габбро пока на Салаире не известно. Возможно, что ими окажутся такие сильно амфиболитизированные габбро, как на р. Аламбае у д. Казанцевой, на р. Солотке и в других местах.

**Интрузия габбро-диабазов.** Мелкие тела трещинной интрузии габбро-диабазов распространены в пределах Салаира довольно широко и развиты в основном в северной половине кряжа. Многими исследователями отмечается их приуроченность к тектоническим швам между разновозрастными породами и свитами. Самыми крупными телами габбро-диабазов являются массивы гор Мохнатой и Малиновой, у д. Касьмы восточнее д. Серебренниковой. Крупные тела сложены габбро-диабазами, мелкие — диабазами.

Интрузия подробно изучена А. Я. Булынниковым и Н. А. Смирновой (1938 г.). Минералогический состав габбро-диабазов: плагиоклаз № 40—50, пироксен, кварц (до 3%), иногда в срастании с альбитом. Характерен для габбро-диабазов автометаморфизм, выразившийся в альбитизации, амфиболитизации, хлоритизации и эпидотизации. Контактовый метаморфизм проявляется в уплотнении вмещающих пород, незначительной их альбитизации и эпидотизации.

Относительно возраста габбро-диабазов до сих пор нет единого мнения. Геологические данные показывают, что на Салаире имеются разновозрастные интрузии габбро-диабазов. Редкие гальки пород этой группы встречены в конгломератах среднего кембрия и ордовика. Основная масса тел габбро-диабазов сечет нижнепалеозойские породы (кембрий и ордовик). Одно тело, расположенное по р. Берди западнее д. Серебренниковой, контактирует с силуром. У с. Усть-Чемского встречен массив, секущий среднедевонские (живетские) отложения.

**Интрузия субщелочных (?) пород.** В среднем течении р. Томь-Чумыша расположена гора Барсук, сложенная габбро, монцонитами, мангеритами, содалитами, олигоклазитами и нордмаркитами (по материалам К. В. Радугина, 1928 г.; В. Д. Фомичева, 1953 г.; В. Д. Фомичева и Л. В. Алексеевой, 1961 г.).

По данным К. В. Радугина, массив имеет экмолитообразную форму и представляет собой дифференцированное тело с основными разностями пород, расположенными в центре и более кислыми — по периферии массива. Вмещающие породы, обнажающиеся у подножия горы, незначительно эпидотизированы и карбонатизированы. На вершине горы Барсук встречены роговики. Возраст интрузии, по К. В. Радугину, силурийский. Находка фауны (В. Д. Фомичев, 1961 г.) во вмещающих породах не исключает возможность их позднесилурийского или раннедевонского возраста.

http://jurassic.ru/

**Интрузия раннегерцинских гранитоидов.** Герцинская фаза складчатости сопровождалась становлением интрузии гранитоидов. Интрузия образует небольшие разобщенные массивы и связанные с ними многочисленные дайки; и те и другие встречаются преимущественно в темных сланцевых толщах верхнего девона и низов карбона (мамоновская серия). Территориально массивы гранитоидов располагаются тремя группами. Одна из них известна на севере Салаирского кряжа, вторая в юго-западной его части и третья на юге. На севере кряжа расположены Улантовский, Верх-Изылинский, Верх-Коуракско — Старо-Гутовский и Нижне-Коуракский массивы. По данным В. Д. Фомичева и В. П. Казаринова (1942 г.) и В. Н. Долиниковского (1941 г.), массивы имеют сходное строение. В центральных частях их развиты граниты, в эндоконтактах — неоднородные породы: диориты, гранодиориты и другие, свидетельствующие об ассимиляции магмой вмещающих массивы пород. Граниты состоят из микроклина, олигоклаза, кварца и незначительного количества биотита; акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, магнетит.

Минералогический состав диоритов — гранодиоритов: олигоклаз-андезин, микроклин, кварц, роговая обманка, биотит; акцессории — сфен, апатит, магнетит.

В Улантовском, Верх-Изылинском и Нижне-Коуракском массивах широко развиты аплитовые жилы; Верх-Коуракско — Старо-Гутовский сечется дайками диоритовых порфиритов и кварцево-диоритовых порфиритов. Вмещающие последний массив породы на расстоянии до 500—1000 *м* от массива превращены в роговики.

К юго-западной группе относятся Елбанский, Выдрихинский, Жерновский, Никольский, Еловский и другие массивы. Мелкие тела здесь сложены диоритами — гранодиоритами. Более крупные обычно имеют сложное строение, с развитием гранодиоритов и диоритов в периферических частях массивов; в центральных частях их — граниты и адамеллиты. Минералогический состав их такой же, как и у северной группы массивов.

Нерасчлененные темносланцевые отложения $D_3$—$C_1$, вмещающие массивы, превращены вблизи контакта в роговики, редко в скарны. В Жерновском и Еловском массивах встречаются жилы аплита и аплито-пегматита; в Елбанском — дайки диоритового и кварцево-диоритового порфирита; Выдрихинский массив сопровождается дайками гранодиорит-порфиров. Верхний контакт этих массивов пологий.

На юге кряжа известны Еландинский (на р. Яме) и Горновский (у с. Горновского на р. Бол. Речка) массивы. Еландинский массив сложен роговообманково-биотитовыми гранодиоритами с акцессориями апатита и сфена. Контактовый метаморфизм массива на вмещающие его породы сказывается в образовании амфиболовых сланцев и кварцитов. Горновский массив сложен милонитизированными гранитоидами. Вмещающие его породы не вскрыты.

**Верхнепалеозойская интрузия плагиогранитов и кварцевых альбит-порфиров.** Ареал распространения массивов этих пород несколько шире, чем для интрузии гранитоидов: они известны как в тех структурах, где развиты гранитоиды, так и вдали от них. Эта трещинная интрузия образует мелкие штоки и дайки, сложенные плагиогранитами, плагиогранит-порфирами и кварцевыми альбит-порфирами. Минералогический состав пород этой группы: альбит (альбит-олигоклаз), кварц и незначительное количество биотита. Характерной чертой этих пород является широко проявившийся процесс мусковитизации. Массивы интрузий известны по рр. Хмелевке, Елбани, Аламбаю у д. Брода,

http://jurassic.ru/

Чумышу, Боровлянке, Чему у пос. Листвяного и в других местах. Контактовый метаморфизм проявился в уплотнении вмещающих пород на незначительном расстоянии.

Магматизм более позднего времени на Салаире не известен.

### МЕТАМОРФИЗМ

Как указано выше, нижнепалеозойские толщи в разных участках Салаира в разной мере метаморфизованы. По степени изменения их в пределах Салаира можно выделить три зоны.

Зона минимального метаморфизма граничит с Кузбассом (протягивается вдоль восточной части кряжа), а также занимает значительные площади между сс. Бураново—Чупино—Усть-Каменка (на р. Чумыше). Вулканогенные породы здесь претерпели зеленокаменные преобразования (автометасоматоз), тонкокластические осадочные породы почти не изменены.

Зона максимального метаморфизма протягивается примерно вдоль оси кряжа (неширокой полосой) от северной части его до южной, через правые притоки р. Бол. Ика, верховья р. Суенги, верховья р. Аламбая, нижнее течение р. Тогула к с. Антипино на р. Чумыше. Вулканогенные породы здесь большей частью перекристаллизованы и превращены в зеленые сланцы с редкими реликтами исходных пород; тонкокластические осадочные породы превращены в серицито-хлорито-кварцевые и другие сланцы. Между ними располагается промежуточная зона, где породы по интенсивности изменения приближаются к породам то одной, то другой зоны. В пределах промежуточной зоны видно, что повышенный метаморфизм пород, возможно, приурочен к зонам крупных нарушений.

Среднепалеозойские осадочные породы изменены незначительно, ведут себя на всей территории Салаира более или менее одинаково: вулканогенные породы претерпели здесь постмагматические изменения, осадочные породы незначительно филлитизированы.

Особняком стоят метаморфические породы «зон смятия» (приуроченных к зонам глубинных разломов), встречающихся в южной части Салаира в районе, прилегающем к Горной Шории (Фомичев и Алексеева, 1961). Б. Ф. Сперанский, А. А. Зенкова, А. Л. Матвеевская и некоторые другие исследователи Салаира метаморфические породы этого района на основании их высокого метаморфизма относили к протерозойским образованиям и к архею. Метаморфические породы образуют здесь ряд узких и длинных полос, секущих структуры района. Породы, слагающие эти зоны, представлены амфиболитами, плагиоклазовыми амфиболитами, цоизито-амфиболитовыми, цоизито-плагиоклазо-кварцевыми, пироксено-плагиоклазо-актинолитовыми, гранато-плагиоклазо-пироксеновыми и другими сланцами, а также мраморами. Нередко в них можно наблюдать реликты исходных пород: порфиритов, габбро, плагиогранитов. Возраст зон смятия видимо герцинский.

### *КУЗНЕЦКИЙ БАССЕЙН*

Магматические процессы в Кузнецком каменноугольном бассейне отчасти сходны с магматическими проявлениями, имевшими место на Сибирской платформе.

В средне- и раннедевонское время на периферии Кузбасса имела место широко развитая и достаточно мощная эффузивная деятельность, сопровождавшаяся подчиненной ей интрузией малых тел. Магматические процессы позднего палеозоя и мезозоя, имеющие значи-

http://jurassic.ru/

тельно меньшую интенсивность, проявлялись главным образом в интрузивной форме, а эффузивные образования того времени были исключительно редки и, может быть, имели место только в пределах раннемальцевского времени.

Продукты магматической деятельности в самом Кузбассе представлены породами трапповой формации и гранитоидами. Из них первые имеют относительно широкое распространение, вторые известны пока только в Инском заливе (район сс. Лебедево и Коурак). Указанные гранитные образования в виде двух-трех небольших тел обнажаются среди пород живетского яруса, верхнего девона и нижнего карбона. Описание их дано в очерке по Салаиру.

Среди магматических пород, отнесенных (по М. А. Усову) к трапповой формации, выделяются мезозойские базальты, например базальты Салтымаковского хребта, и породы, которые по аналогии с таковыми из окрестностей г. Томска, хорошо изученными К. В. Ивановым (1956 г.), можно выделить под общим названием долериты, может быть даже эссексит-долериты. Ф. Н. Шахов (1927 г.) назвал их эссекситами и монцонит-эссекситами, а Л. Г. Котельников (1932 г.) — диабазами и эссексит-диабазами. Последующие исследователи те же породы называют просто диабазами (В. Н. Доминиковский в работе Яворовского и других, 1941) и эссексит-диабазами (Анисимова, 1953).

Породы трапповой формации лучше всего изучены в юго-восточной части Кузбасса, в Томь-Усинском районе. Они здесь образуют несколько силлов, из которых достоверно установлены Сыркашский, выходы его давно известны по р. Томи в районе ул. Сыркашева, и Майзасский (Анисимова, 1957), или Кумзасский (по Радченко, 1945), расположенный несколько к востоку от ул. Сыркашева. Оба они залегают в балахонской серии, точнее в промежуточной, алыкаевской и мазуровской подсвитах ее.

Что касается общих условий залегания силлов юго-восточной части Кузбасса, то большинство исследователей согласны, что они, следуя и отчасти повторяя складчатые формы продуктивных отложений, переходят с одного уровня на другой и срезают пласты песчаников, аргиллитов и угля под острым углом (Радченко, 1945; Максимов, 1952). По данным А. М. Кузьмина, долериты по р. Мрас-су выше пос. Сибирга (при устье р. Кайзак) рассекают балахонские отложения тупо оканчивающейся почти вертикальной дайкой, от которой в северном направлении отходит силл, падающий положе, чем вмещающие породы, и, срезая их под острым углом, переходит по мере движения к северу из одного пласта в другой, выше его расположенный (М. А. Усов, 1940 г.).

На основании сказанного нельзя согласиться с В. И. Яворским и другими исследователями, утверждающими, что появление силлов долеритов юго-восточной части Кузбасса одновременно со складчатостью только что названной серии.

Мощность Сыркашского силла колеблется в пределах от 44 до 138 *м* (И. Е. Кондратьев, 1956 г.); средняя его мощность равна 107—120 *м*.

По петрографическому составу Сыркашский силл отвечает оливиновому долериту. В своих краевых частях он слабо раскристаллизован и слагается темными до черного цвета афанитовыми и порфиритовыми разностями, весьма похожими на базальты с пилотакситовой структурой; их основная масса преимущественно состоит из микролитов плагиоклаза № 50, промежутки между которыми выполнены хлоритом, иддингситом и редко карбонатом и игольчатым ильменитом (до 10—15%). Порфировые выделения (до 40%) представлены плагиоклазом

http://jurassic.ru/

и титанистым авгитом, часто замещающимися вторичными продуктами.

По направлению к средней части силла порода приобретает равномерно-мелкозернистое и пойкилоофитовое сложение: плагиоклаз № 52 и татан-авгит, отчасти замещены вторичными образованиями. Кроме того, имеется оливин (более 6—8%), почти нацело замещенный иддингситом. Промежутки между зернами плагиоклаза и авгита выполнены агрегатом кварца и ортоклаза и их микропегматитом. Ильменита сравнительно немного.

Средняя часть силла обычно имеет равномерно-среднезернистый и даже крупнозернистый характер. Структура призматически-зернистая. Содержание ортоклаза достигает 15%, а кварца 10—15%. Плагиоклаз № 39 слагает призматические зерна; ортоклаз и кварц в отдельных зернах и микропегматит выполняют интерстиции, а ортоклаз каймами оторачивает плагиоклаз. Немного оливина, почти нацело замещенного иддингситом. Вторичные продукты частично замещают плагиоклаз и авгит. Эту группу пород Н. М. Анисимова (по В. С. Соболеву) относит к диабаз-пегматитам (1957 г.).

Химический состав Сыркашского силла был изучен Ф. Н. Шаховым (1927), который для пород срединной части, обнажающейся около ул. Курьи, приводит следующий анализ: $SiO_2$ 56,16%; $Al_2O_3$ 17,30%; $Fe_2O_3$ 4,94%; FeO 6,68%, MgO 1,80%; CaO 5,16%; $Na_2O$ 3,78%; $K_2O$ 4,22%; $H_2O$ 0,61% и п.п.п. 0,79%, что позволило ему отнести данные породы к эссекситам. Для переходной зоны силла более основного характера с офитовой структурой, плагиоклазом № 56—60, авгитом, ильменитом и обильным иддингситом химический состав определяется следующим анализом: $SiO_2$ 51,10%, $Al_2O_3$ 17,76%, $Fe_2O_3$ 5,57%, FeO 7,53%, MgO 3,58%, CaO 7,15%, $Na_2O$ 2,44%, $K_2O$ 1,14%, $H_2O$ 0,50% и п.п.п. 1,19%. На основании подробного описания и химических анализов Ф. Н. Шахов породы Сыркашского силла отнес к монцонит-эссекситам.

М. А. Усов (1940 г.) эти породы считал аналогом молодых щелочных базальтов Кузбасса.

Что касается Кийзасской долеритовой дайки (Радченко, 1945), секущей верхнебалахонские отложения, то по данным Н. М. Анисимовой (1957 г.), она также имеет зональное строение. Срединная ее часть среднезернистая, порфировая; краевые части имеют тонко- и мелкозернистое строение.

Ряд силловых долеритов, эссексит-долеритовых и эссексит-монцонитовых пород зарегистрирован в пределах выходов балахонских отложений по р. Мрас-су и к юго-западу от нее.

К северо-западу от Томь-Усинского района диабазы были зарегистрированы в верхней части бассейна р. Тутуяса. Севернее, по восточной окраине Кузбасса, долеритовые дайки отмечались в Крапивинском куполе, сложенном девоном. А. В. Тыжнов отмечает широкое развитие базальтов и диабазов (палатинитов) в Барзасском районе, где они в верхнедевонских и каменноугольных отложениях образуют ряд мощных пластовых залежей, прослеживаемых на большом протяжении.

По западной окраине Кузбасса (р. Бачат) в каменноугольных отложениях известны дайки долеритов то с равномернозернистым, то такситовым строением. Относительно большое развитие долеритовые образования имеют в Инском «заливе» Кузбасса, где они залегают в виде даек и силлов в толще балахонских отложений. По В. Д. Фомичеву (1935 г.), П. Н. Восохичеву, Н. В. Козлову (1945 г.) и другим два силла диабазов то залегают здесь во вмещающей толще согласно, то полого срезают ее складчатые формы и пласты угля Завьяловского

http://jurassic.ru/

месторождения. В. Д. Фомичев описывает случай, когда апофизы диабаза в 5—20 *см* толщины прослежены в почве и кровле Юрьевского угольного пласта.

Следующую группу эффузивных образований включает нижнемальцевская свита, в которой еще М. Ф. Нейбург (1931, 1933 гг.) были выделены осадочно-туфогенные образования; туфогенные породы в нижней части разреза (280 *м* мощности) карбонатизированы и пронизаны жилками красноватого цеолита. Туфогенный материал рассматривается ею как пепел, который не испытал сколько-нибудь далекого переноса.

Третьей группой магматических образований Кузбасса являются базальты, которые образуют так называемую «Мелафировую подкову» (Поленов, 1895), в состав которой входят Салтымакский хребет, Тарадановский увал, Кайлотские горы, Караканский хребет и Нарыкские горы. Базальты «Мелафировой подковы», по современным воззрениям, являются интрузивными образованиями, залежами, которые можно представить себе в форме моноклинально-асимметричного лакколита — силла. Наиболее мощная часть его составляет основу Салтымакского хребта и Тарадановского увала и вытягивается более чем на 60 *км* в широтном направлении. С северной стороны этот лакколит ограничивается крутым склоном, а к югу переходит в силл, который, подчиняясь складчатым формам, сначала прогибается, а затем (в Бабьем Камне, Осташкином Камне, Нарыкских горах и Караканском хребте) выходит на поверхность, образуя на современном эрозионном срезе непрерывный ряд коренных выходов, прослеживаемых на протяжении сотни километров.

Базальты «Мелафировой подковы» описываются как базальты, мелафиры, а иногда как диабазы. Ф. Н. Шахов и М. А. Усов (1940) пишут, что базальты Салтымакского хребта похожи на базальты силлов, и среди них встречаются как полнокристаллические, так и полустекловатые разности. По В. Н. Домниковскому, базальты «подковы» являются витрофировыми палеобазальтами; по составу они однообразны: макроскопически смоляно-черные афаниты с небольшим количеством мелких вкрапленников, главным образом полевого шпата. Микроскопически среди базальтов можно различать несколько разновидностей.

Существенной частью этих пород является бурое, до черного, непрозрачное стекло, местами замещенное вторичными продуктами. Фенокристы лабрадора в 0,2—0,3 *мм* численно преобладают над фенокристами пироксенов (не более 0,1 *мм*). Стекловатый базис в различной степени переполнен зернышками магнетита и пироксена. В базальтах с интерсертальной и пойкилоофитовой структурами стекло играет подчиненную роль. Кроме обычных безоливиновых базальтов, изредка встречаются оливиновые их разности.

Химический состав базальтов может быть охарактеризован двумя близкими анализами. Так, по Ф. Н. Шахову (1927), в базальтах из северного подножия Салтымакского хребта содержится: $SiO_2$ 51,59%; $Al_2O_3$ 17,29%; $Fe_2O_3$ 5,64%, FeO 6,36%; MgO 4,41%; CaO 7,47%; $Na_2O$ 3,40%; $K_2O$ 1,97%; $H_2O$ 0,53% и п. п. п. 1,83%. Только что приведенный анализ сближает описываемые базальты с трахидолеритами. В. Н. Домниковский (1941) приводит следующий химический состав базальтовых пород: $SiO_2$ 51,97%; $TiO_2$ 1,77%; $Al_2O_3$ 15,05%, $Fe_2O_3$ 5,73%; FeO 5,71%; MnO 0,18%; MgO 4,25%; CaO 8,74%; $Na_2O$ 2,59%; $K_2O$ 1,10%; $CO_2$ 0,04%; $H_2O_{конст.}$ 1,61%; $H_2O_{гигр.}$ 1,67% и делает вывод, что результаты анализа отвечают типичному базальту.

Далее к востоку аналогичные базальты слагают дайки и силлы среди верхнедевонских отложений. Наконец, к северу от Салтымак-

http://jurassic.ru/

ского лакколита, в районе Змеинского месторождения балахонских углей, базальты в виде четырех даек вкрест простирания секут балахонские угленосные отложения и соответственным образом их метаморфизуют.

Эссексит-долериты и делериты, особенно первые, в различной степени (в результате автометаморфизма) изменены, но ни в одном случае не отмечено развитие типично зелено-каменного преобразования их. Н. М. Анисимовой описан один случай альбититизации в Майзасском силле. Из описаний неясно истинное положение кварца в ортоклазе.

Контактовые изменения вмещающих пород обычно выражены в некотором уплотнении их, появлении роговиков.

Возраст трапповой формации до сих пор остается неясным. В. И. Яворский (1934 г.) и Г. П. Радченко (1945 г.) полагают, что диабазы юго-востока Кузбасса являются позднепермскими, а базальты «подковы» — юрскими, или во всяком случае не древнее конца времени накопления верхнемальцевских отложений. Того же мнения придерживаются Ю. Г. Адлер (1938 г.) и И. В. Лебедев (1947 г.), которые, впрочем, указывают, что в конгломератах юрских отложений, перекрывающих мальцевские свиты, несмотря на поиски, не удалось найти обломки базальтовых пород «подковы».

В 1936 г. М. А. Усов (1940 г.) считал возможным говорить о послеюрском их возрасте и приурочивать к одной из киммерийских фаз складчатости. Анализ имеющихся материалов позволяет приписать эссексит-долеритам юго-востока Кузбасса нижнемальцевский возраст и считать, что отпрыски отдельных силлов в отдельных участках, достигая поверхности, могли быть источником эксплозионных взрывов и давать при извержении исключительно пепловый материал, который, будучи смытым, вошел в состав нижнемальцевской свиты. Позже, во всяком случае не ранее конца формирования верхнемальцевской свиты, происходило мощное внедрение базальтовой магмы, которая по зонам широтного дробления проникала в толщу верхнемальцевской свиты. В этой последней сформировался однобокий Салтымакский лакколит, который питает огромный силл, обнажающийся в бассейне Ср. Терси, в Бабьем Камне, Караканском хребте и других точках.

В 1937 г. М. А. Усов * расчленил траппы Кузнецкого бассейна на две формации: верхнепалеозойскую, представленную эссекситовыми диабазами (Томь-Усинский и Завьяловский районы), и мезозойскую, сложенную базальтами. В последней он выделил «силлы траппов южной дуги Мелафировой подковы» (Бабий Камень, Ср. Терсь, Кыргай), подчиненные мальцевской свите, и эффузивы (покровы) «северной дуги траппов» (Тарадановские, Салтымакские и Кайлотские горы), связанные с отложениями конгломератовой свиты.

По наблюдениям И. Н. Звонарева (1960 г.), траппы обеих дуг Мелафировой подковы представлены главным образом базальтами покровного типа, вероятно с некоторым участием силлов. Взаимоотношение этих триасовых базальтов с силлами и дайками диабазов, залегающих в верхнепалеозойских угленосных отложениях Кузбасса представляется недостаточно ясным. Он допускает, что диабазы могут являться гипабиссальной фацией того же триасового эффузивного комплекса, зародившегося, по-видимому, еще в верхней перми и являющегося аналогом трапповой формации Сибирской платформы (Главн. ред.).

### *КОЛЫВАНЬ-ТОМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА*

Специальных работ по изучению магматизма и метаморфизма пород Колывань-Томской зоны почти нет. Можно назвать лишь одну работу Т. П. Осотских (1938), посвященную интрузивным породам района г. Новосибирска.

* Изв. АН СССР, № 4, 1937 г.

http://jurassic.ru/

Имеющиеся по этим вопросам сведения содержатся в геологических отчетах, а также в некоторых сводных работах. Из них следует отметить работы Б. Ф. Сперанского, А. В. Тыжнова, А. Л. Матвеевской, А. И. Гусева, Т. Ф. Васютинской, В. К. Казаринова, К. В. Волкова и других.

В строении Колывань-Томской складчатой зоны магматические (эффузивные и особенно интрузивные) образования играют сравнительно незначительную роль. Интенсивные вулканические процессы происходили здесь только в кембрийском и в середине девонского периодов.

К кембрийской системе, отложения которой выступают в наиболее приподнятых участках (Ордынском и Буготакском) антиклинорной зоны, относится эффузивно-осадочная свита (аналог бирюлинской).

Эффузивы бирюлинской свиты представлены в основном плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами иногда миндалекаменного строения, сопровождающимися мощными толщами агломератов и различных по крупности зерна туфогенных пород. Все они, так же как и осадочные образования этой свиты, испытали метаморфизм, выразившийся в образовании хлорита, вторичных роговых обманок, минералов группу эпидота, кальцита и магнетита, что привело породы бирюлинской свиты в состояние, близкое к метаморфическим сланцам. Возраст бирюлинской свиты на Салаире определяется как средний кембрий. В Буготакской и Ордынской антиклиналях аналоги этой свиты перекрыты бело-розовыми мраморизованными известняками, содержащими девонскую, предположительно эйфельскую фауну. Общая мощность свиты оценивается в 1000—1200 *м*.

Мощной эффузивной деятельностью в Колывань-Томской складчатой зоне ознаменовалось время формирования буготакской свиты ($D_2^2$). Эта свита выступает в осевой части Митрофановского поднятия той же зоны и не выходит на дневную поверхность в областях соседних прогибов.

В нижних горизонтах буготакской свиты среди осадочных, преимущественно терригенных образований наблюдаются маломощные силлы и дайки основных, редко кислых пород. Средняя часть свиты характеризуется широким развитием эффузивных и туфогенных пород того же состава; наиболее обычными разностями здесь являются диабазовые и авгитовые порфириты; более кислого состава эффузивы представлены здесь плагиоклазовыми порфиритами( плагиоклазы среднего, реже кислого состава).

Наконец, в верхах свиты обособляется горизонт мощностью 400—500 *м*, в составе которого резко преобладают кислые эффузивы; кварцевые и бескварцевые альбитофиры, реже фельзиты и в единичных случаях кварцевые порфириты.

В тектонических зонах эффузивы буготакской свиты подвергались сильной рассланцовке и в результате динамотермального метаморфизма местами доведены почти до состояния порфироидов, эпидотово-хлоритово-кальцитовых сланцев или кварцитов.

По составу и возрасту буготакская свита хорошо сопоставляется с нижней частью эффузивно-осадочного комплекса Алейского антиклинория Рудного Алтая. По мнению некоторых авторов (Дербиков, 1957), эта аналогия подчеркнута и проявлениями сульфидной минерализации, зафиксированными в буготакской свите. Более поздние проявления вулканизма здесь не известны.

Интрузивные образования девонского возраста представлены в районе Колывань-Томской складчатой зоны еще слабее. Здесь, в сред-

http://jurassic.ru/

нем течении р. Берди, известны мелкие штокообразные и дайковые тела диабазов и габбро-диабазов, секущих девонские отложения (с. Усть-Чемское).

Интрузивы, прорывающие юрманскую свиту готландия ($S_1+S_2^{ld}$) и буготакскую свиту ($D_2^2$), обнажаются к северо-востоку от г. Камень. По составу — это габбро и диориты среднезернистой структуры. Вследствие явлений автометасоматоза породы описываемой интрузии интенсивно эпидотизированы, а темноцветные компоненты их нацело замещены хлорито-серпентином.

По-видимому, тельбесскими (девонскими) являются так же многочисленные маломощные (не более 6—8 *м*) дайки, секущие комплекс осадков, начиная от кембрия до живетского яруса включительно. Особенно насыщена ими центральная часть Буготакского поднятия. Представлены они главным образом темно-зелеными с сероватым и лиловым оттенками плагиоклазовыми порфиритами, с крупными (до 1 *см* в длину) лейстами полевых шпатов. Состав плагиоклаза в порфировых выделениях колеблется в пределах от № 15 до № 65. Реже встречаются диабазовые порфириты и диабазы. Наконец, в единичных случаях встречаются дайки серо-зеленых микрогаббро-диабазов и альбитофиров.

Как отмечалось, главную массу описанных даек принято считать среднедевонскими. Следует, однако, иметь в виду, что в этот комплекс могут оказаться включенными как более древние, так и более молодые дайки.

В области основного прогиба Колывань-Томской геосинклинали среди песчано-сланцевых толщ инской серии ($D_3^2$—$C_1$) залегают тела верхнепалеозойского интрузивного комплекса. Они образуют цепь довольно крупных, иногда сложно построенных массивов гранитоидов, подчиненных основным направлениям структур вмещающих пород. По имеющимся геологическим и геофизическим данным область наибольшего развития интрузивных тел совпадает с участком поперечного поднятия основного прогиба Колывань-Томской зоны, расположенного против Иковского выступа Салаира. Интрузии эти обнажены сравнительно слабо и вскрыты главным образом долинами р. Оби и ее притоков на участке между г. Новосибирском и устьем р. Иксы.

Наиболее типичной формой таких интрузивов являются конкордантные акмолитообразные тела. Менее типичны штоки. Основные массивы этих пород (с юга на север) получили названия Новосибирского, Мочищенского, Барлакского, Колыванского, Дубровинского и Бибеевского.

Для Новосибирского, Мочищенского, Дубровинского и Бибеевского массивов наиболее типичны роговообманково-биотитовые светло-серые и розовато-серые порфировидные граниты. Из полевых шпатов в них преобладают олигоклаз или альбит-олигоклаз. Ортоклаз присутствует обычно в подчиненном количестве. Кварц белый, прозрачный. Темноцветные компоненты представлены чаще всего крупными чешуйками биотита. Роговая обманка представлена обыкновенной зеленой разностью и частично переходит в хлорит и эпидот. Местами граниты перечисленных массивов характеризуются гнейсовидным строением.

Несколько отличны граниты Колыванского и Барлакского плутонов. Они более равномернозернисты и постоянны по составу, чем вышеописанные массивы; от присутствия большого количества зерен дымчатого кварца обладают синевато-серой окраской. Кварц образует неправильные крупные (от 0,55 до 1,75 *мм*) зерна; примерно в одинаковых количествах присутствуют плагиоклаз (олигоклаз или альбит-

http://jurassic.ru/

олигоклаз) и калиевый полевой шпат. Темноцветные компоненты представлены небольшим количеством мелких (от 0,35 до 0,50 *мм*) чешуек биотита. Из Барлакского массива Н. М. Пивень (1957 г.) описал двуслюдистые разности гранитов.

По аналогии с тождественными по составу и возрасту интрузивными комплексами Калбы и Рудного Алтая предполагается, что первый из описанных типов гранитов, который мы будем называть Новосибирским, отвечает Змеиногорскому комплексу* и является более древним, чем второй — Колыванский комплекс, возможно, отвечающий Калбинским гранитам.

Пачки вмещающих пород, разделяющие акмолиты и соприкасающиеся с длинной стороной интрузивного тела, изменены слабо, что говорит о крутизне этих контактов; поперечные контакты сопровождаются более резко выраженными проявлениями метаморфизма и значительно большей шириной контактового ореола. Контактовые изменения выражаются в ороговиковании, реже в образовании слюдистых сланцев и гнейсов.

В интрузивных телах встречается большое количество ксенолитов боковых пород, в отдельных случаях сохранивших признаки осадочного происхождения.

Большое количество ксенолитов боковых пород и пестрый состав самих гранитов указывает на сравнительно неглубокий эрозионный срез большей части интрузивных тел.

Интрузии новосибирского комплекса прорывают и метаморфизуют черносланцевые отложения фаунистически охарактеризованного нижнего карбона. Верхний их возрастной предел определяется лишь тем, что мезозойские (?) (предположительно верхнетриасовые или юрские) дайки протеробазов во многих местах секут гранитные массивы.

Упомятутые дайки мезозойских (?) «протеробазов» являются в рассматриваемом районе самыми молодыми магматическими образованиями. Они слагают мелкие штокообразные, а чаще дайковые и силловые тела, секущие весь комплекс осадочных и изверженных палеозойских пород Колывань-Томской складчатой зоны. Особенно часто они встречаются среди черносланцевых пород ($D_3^2$—$C_1$) области основного прогиба геосинклинали, реже среди отложений краевого прогиба (в Горловском районе) и представлены почти черными с зеленоватым оттенком, плотными, мелко- и среднезернистыми породами с долеритовой структурой и нередко с порфировыми выделениями авгита. Из полевых шпатов в них преобладают плагиоклаз-лабрадор и лабрадор-битовнит; промежутки заполнены ксеноморфными зернами авгита, свежего или слегка хлоритизированного и кальцитизированного. Изредка встречаются мелкие листочки биотита.

Характерной особенностью этих даек является выдержанное юго-восточное — северо-западное простирание. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров, в редких случаях достигает 100 *м* (у д. Гусиный Брод и в правобережье р. Издревой). По простиранию некоторые дайки прослеживаются на 2—3 *км*. Сопутствующие им контактовые изменения ничтожны; породы самих даек свежи и постоянны по минералогическому составу. Б. Ф. Сперанский (1948 г.) с рассматриваемыми образованиями связывал гидротермальные процессы, выразившиеся в насыщении верхнепалеозойских осадков (в отдельных зонах) кварцево-карбонатными и сульфидно-кварцевыми

* Змеиногорские граниты являются плагиоклазовыми. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

жилами, а также локальное обохривание, каолинизацию, образование кварцитов (рр. Издревая, Ор и др.).

Верхний возрастной предел интрузии «протеробазов» точно не установлен. Отсутствие каких-либо проявлений магматической деятельности в Колывань-Томской зоне, начиная с юры, указывает скорее всего на верхнетриасовый или, может быть, нижнеюрский их возраст.

Помимо контактового, в рассматриваемом районе развит региональный метаморфизм, пока еще слабо изученный.

## *ГОРНЫЙ АЛТАЙ*

Магматизм и метаморфизм в Горном Алтае изучены недостаточно. Крупных обобщающих работ по магматизму и метаморфизму Горного Алтая еще не создано. Предварительные обобщения по вопросам развития магматизма в Горном Алтае в закономерной связи его с ходом геотектонического развития этой области и общая схема пространственного размещения магматических образований в структурно-фациальных и металлогенических зонах Алтая приводятся в статье В. А. Кузнецова (1957) и в сводной работе В. П. Нехорошева (1958).

Анализ накопленных материалов дает возможность среди многообразных проявлений эффузивного и интрузивного магматизма в Горном Алтае выделить ряд разнородных и разновозрастных магматических комплексов, возникших на различных этапах тектонического развития: салаирском, собственно каледонском и герцинском, не считая относительно слабо проявившихся производных допалеозойского магматизма и метаморфизма.

### ДОПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

Результатом наиболее древнего проявления магматизма и метаморфизма в Горном Алтае следует считать ортосланцы, входящие в состав теректинского метаморфического комплекса, по-видимому, докембрийского возраста, выделенного в Теректинском хребте Центрального Алтая В. А. Обручевым (1915 г.) и более детально изученного А. С. Егоровым (1937 г.), Т. Ф. Васютинской (1942 г.), М. В. Стааль и В. Г. Молчановским (1955 г.) и другими.

По данным А. С. Егорова, в составе этих ортосланцев имеются амфиболо-хлорито-альбитовые сланцы и амфиболиты, образованные, по-видимому, за счет основных эффузивных и жильных пород, а также ортогнейсы и слюдистые кварцево-полевошпатовые кристаллические сланцы, происшедшие за счет кислых интрузивных пород. Указанные ортосланцы входят в состав теректинского комплекса, главную роль в котором играют метаморфические породы, испытавшие региональный метаморфизм в условиях эпизоны и частью мезозоны метаморфизма. В составе парасланцев этого возраста шире всего развиты серицито-хлорито-кварцевые и кварцево-альбитовые сланцы, в которых различаются горизонты слюдистых кварцитов и сравнительно редкие прослои мраморов и графитовых сланцев. Породы на некоторых участках испытали диафторез в результате позднего дислокационного метаморфизма, а также наложенный контактовый метаморфизм в связи с так называемой Тургундинской гранитной интрузией.

Указанная интрузия, вероятно, также является докембрийской, в пользу чего говорят определения абсолютного возраста, выполненные в различных лабораториях К — Ar-методом и дающие цифры абсо-

http://jurassic.ru/

лютного возраста порядка 560—630 млн. лет. Она отличается от герцинских интрузий соседних районов. В ее составе преобладают розовые микроклиновые граниты; однако известны и более основные дифференциаты (адамеллиты, банатиты, диориты, габбро), а также кислые и щелочные разности (аляскиты, щелочные граниты и гранит-порфиры). Обильны гибридные породы, ассоциирующиеся с инъекционными гнейсами; проявляется щелочной метасоматоз вмещающих пород.

Вторым районом, где обнажены теректинские метаморфические сланцы, является Прителецкий район и частью бассейн верховьев р. Лебеди в северо-восточной части Алтая (В. А. Кузнецов и Г. П. Нагорский, 1940 г.; В. М. Сенников и др., 1949, 1950 гг.; И. И. Белостоцкий, 1956 г. и др.). В остальных районах Горного Алтая они не известны, причем установлено (В. А. Кузнецов, 1952 г.), что относившиеся ранее к докембрию гнейсы и кристаллические сланцы Курайского хребта, амфиболиты Чаган-Узунского района и гнейсы Чуйских Альп являются более молодыми образованиями: производными метаморфизма салаирского и раннекаледонского тектоно-магматических циклов.

Позднепротерозойским, по-видимому синийским, следует считать этап вулканизма, проявления которого в виде эффузивов основного состава и туфов известны в составе баратальской свиты Юго-восточного Алтая и района низовьев р. Катуни. Возможно, что, кроме экструзий, этот магматизм проявился в виде некрупных массивов габброидного состава, однако этот вопрос еще недостаточно ясен. Есть основания считать, что этот позднепротерозойский магматизм не был самостоятельным, а явился как бы начальной стадией того гораздо более энергичного магматизма, который выделяется в качестве салаирского магматического этапа.

## САЛАИРСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В Горном Алтае и особенно в восточных районах его, где развиты складчатые структуры, являющиеся прямым продолжением древних складчатых структур Горной Шории, довольно широко представлены производные кембрийского (или салаирского) магматического этапа. Характеристика кембрийских эффузивов северо-восточного Алтая дана А. А. Меняйловым (1937 г.), К. Д. Нешумаевой (1949 г.), А. Ф. Белоусовым (1954, 1961 гг.) и другими. Некоторые производные кембрийского магматизма юго-восточного Алтая были выделены Г. Д. Афанасьевым (1949 г.) в качестве тельдановского магматического комплекса.

Салаирские магматические комплексы являются представителями закономерного ряда эффузивных и интрузивных формаций, характерных для данных этапов развития многих подвижных или складчатых зон.

Прежде всего выделяется характерная для начальных стадий развития многих геосинклиналей вулканогенная спилито-кератофировая формация. В ее состав входят эффузивы зеленокаменного облика, являющиеся производными подводных излияний лав преимущественно основного состава: диабазовые порфириты, иногда спилиты, реже кератофиры; причем эффузивы сопровождаются обильными туфами и другими пирокластическими образованиями. В различных районах Горного Алтая представителями этой формации являются породы арыджанской, чаган-узунской, древней порфиритовой или манжерокской, мунжинской и кондомской свит нижнего кембрия, частью — позднего докембрия, как полагают А. Ф. Белоусов (1961 г.) и некоторые другие исследователи. Наиболее мощные накопления этих образований имели

http://jurassic.ru/

место в пределах глубоких геосинклинальных прогибов начала салаирского этапа тектогенеза. В некоторых районах в зонах региональных разломов и смятия породы этих толщ испытывают локально проявившийся, но достаточно глубокий метаморфизм с образованием различных гранатовых и пироксеновых амфиболитов и амфиболовых сланцев.

Далее обособляется гипербазитовый интрузивный комплекс кембрийского возраста. Наиболее крупный массив гипербазитов известен в Чаган-Узунском районе Юго-Восточного Алтая и описан В. А. Кузнецовым (1939 г.). В его составе преобладают перидотиты типа гарцбургитов и развитые за их счет серпентиниты. В других, менее крупных массивах обычно преобладают апоперидотитовые серпентиниты. Гипербазитовый комплекс Горного Алтая изучен В. А. Кузнецовым, Г. В. Пинусом и И. М. Волоховым (1958 г.). По данным этих исследователей, комплекс слагается производными перидотитовой магмы, проникающей в верхние слои литосферы вдоль зон глубинных разломов в связи с максимальными погружениями геосинклинальных прогибов, вероятно, на ранних этапах салаирского тектогенеза, когда погружения начали сменяться поднятиями отдельных блоков по ограничивающим их разломам. Гипербазитовые массивы, как и в других районах, размещаются в виде линейных поясов, согласных со структурами вмещающих толщ. В Горном Алтае выделяется два довольно крупных гипербазитовых пояса: Курайский и Теректинский.

Как и в ряде других районов, кембрийские гипербазиты в Горном Алтае сопровождаются близкой по возрасту интрузией основной магмы, возникающей, по-видимому, в связи с явлениями палингенеза в зонах тех же глубинных разломов, в которых размещаются гипербазитовые пояса (Г. В. Пинус, 1953 г.).

Далее выделяется второй кембрийский вулканогенный комплекс, представленный частью наземными, частью подводными излияниями лав основного и среднего состава и обильными пирокластическими образованиями. Продукты этого вулканогенного комплекса известны в составе каимской, усть-семинской и некоторых синхронных им свит верхов нижнего и низов среднего кембрия, главным образом в северо-восточных районах Горного Алтая. С вулканогенными образованиями изредка ассоциируют мелкие массивы габбро, габбро-пироксенитов и габбро-диоритов, по-видимому, близких по возрасту и генетически связанных с очагами тех же базальтоидных магм.

Наконец, четко выделяется позднесалаирский габбро-плагиогранитный интрузивный комплекс сложного состава, от габбро и пироксенитов до гранодиоритов и натровых гранитов. Шире всего он развит в северо-восточных районах Алтая, в бассейне рр. Лебеди, Садры, Байгола, а также р. Уйменя, где имеется ряд крупных интрузивных массивов, изученных А. М. Кузьминым (1924 г.), П. И. Лебедевым, В. А. Кузнецовым и Г. П. Нагорским (1940 г.), В. М. Сенниковым (1949, 1950 гг.) и другими. По данным перечисленных исследователей, в составе этого Лебедского, или Садринского, комплекса преобладают гранодиориты, тоналиты и плагиограниты, в которых при высоких содержаниях кремнезема кальций и натрий резко преобладают над калием. В меньшем количестве развиты монцониты и основные дифференциаты интрузии, среди которых отмечены диориты, габбро, габбро-пироксениты. В бассейне р. Лебеди устанавливается во всяком случае досилурийский возраст комплекса, поскольку красноцветные силурийские толщи этого района лежатся на размытой поверхности гранитоидов (например, в долине р. Лебеди выше устья р. Бол. Каучака). По некоторому сходству петрографического состава и металлогенической характеристики интрузии лебедского комплекса сопоставляются с сала-



http://jurassic.ru/

ирскими интрузиями соседних районов Горной Шории, а также с Таннуольским интрузивным комплексом Тувы, кембрийский возраст которого твердо устанавливается различными методами и в том числе определениями абсолютного геологического возраста (Г. В. Пинус, 1960 г.). Определения абсолютного геологического возраста пород из массивов лебедского комплекса К—Ar-методом дают значения порядка 430—480 млн. лет. Несомненный доордовикский возраст некоторых массивов данного комплекса, в частности, в Сара-Кокшинском районе, установлен А. Ф. Белоусовым (1957), который обнаружил гальку пород этого комплекса в базальных конгломератах толщи, охарактеризованной ордовикской фауной.

Таким образом, в Горном Алтае проявляются различные по составу магматические комплексы салаирского тектоно-магматического этапа. Для последнего характерна весьма активная роль основной базальтовой и ультраосновной гипербазитовой магм в начальных и ранних стадиях этапа. Весьма характерны также габбро-плагиогранитные интрузии, возникающие на более поздних стадиях салаирского этапа. Несмотря на сравнительно ограниченные в Горном Алтае площади развития кембрийских или салаирских интрузий, они, тем не менее, имеют довольно существенное значение для общей металлогенической характеристики этой области.

## КАЛЕДОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И КАЛЕДОНСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ

Магматизм кембро-ордовика и силура, т. е. собственно каледонского этапа тектогенеза, отличался в Горном Алтае некоторыми характерными особенностями. Для этого времени здесь отмечается резкое ослабление вулканической деятельности, в связи с чем в толщах ордовика и силура практически отсутствуют эффузивные и пирокластические образования. Указания некоторых исследователей на наличие в составе толщ «нижнего силура» или «кембро-силура» Горного Алтая туфогенных образований не подтвердились более детальными работами, в процессе которых было выяснено, что за туфогенные образования иногда принимались граувакки, состоящие из продуктов перемыва более древних кембрийских и докембрийских эффузивных и метаморфических толщ.

В каледонское время не проявились также интрузии основных и ультраосновных магм, характерные для начальных и ранних этапов развития подвижных зон. Особенно характерными для каледонского времени оказываются гранитоидные интрузии, связанные с метаморфизмом и явлениями гранитизации вмещающих толщ. Эти массивы размещаются главным образом в мощных флишеподобных песчано-сланцевых толщах верхнего кембрия — ордовика; причем в ряде случаев массивы и связанные с ними поля метаморфических пород располагаются в линейных зонах смятия, вероятно, отвечающих зонам глубоких геосинклинальных прогибов соответствующего этапа, а также зонам глубинных разломов. Особенно характерно в этом отношении линейное расположение зон глубокого метаморфизма пород в Курайском хребте юго-восточного Алтая, вдоль долины р. Чулышмана, в хребте Шапшал и ряде других районов, главным образом Восточного Алтая.

К раннекаледонским интрузиям этого типа относятся гранитоиды Прителецкого района, выделяемые некоторыми авторами в качестве Абаканской интрузии. В состав их входят граниты, гранодиориты и в меньшем количестве более основные разности типа диоритов; причем

http://jurassic.ru/

характерны разгнейсованность и в ряде случаев интенсивная милонитизация пород. С этой интрузией связаны обильные пегматиты и широкие поля инъекционных гнейсов. По-видимому, к той же группе массивов раннекаледонского или таконского возраста относятся некоторые гранитные тела бассейна р. Чулышмана и хребта Шапшал, на границе с Тувинской областью. Массивы хребта Шапшал и связанная с последними Чингекатская интрузия, расположенная на территории Тувы, по данным Г. В. Пинуса (1949 г.), представлены согласными массивами, залегающими в рассланцованных и метаморфизованных песчано-сланцевых толщах ордовика или кембро-ордовика. В составе интрузии преобладают биотитовые порфировидные граниты, в которых калиевый полевой шпат слагает до 30% массы пород, количественно преобладая над плагиоклазом. Досилурийский возраст интрузии устанавливается благодаря находкам гальки довольно типичных для эндоконтактовых зон этой интрузии порфировидных гранитов в базальном конгломерате силура в долине р. Барлыка (Г. В. Пинус, 1949 г.).

К той же группе массивов и к тому же этапу магматизма и метаморфизма следует относить линейную зону курайских гранитов и гнейсов в осевой части Курайского хребта в Юго-Восточном Алтае. Известно, что своеобразные очковые, биотитовые, гранатово-биотитовые и другие гнейсы Курайского хребта в свое время описывались как древнейшие в Горном Алтае, предположительно архейские образования (Усов, 1936; Кузнецов, 1939). Последующими исследованиями, в том числе работами В. А. Кузнецова (1953 г.) установлено, что курайские гнейсы, будучи тесно связанными с согласными линейными телами гранитов, являются следствием метаморфизма и частью — результатом гранитизации нижнепалеозойских, главным образом кембро-ордовикских толщ. Среди этих гнейсов выделяются биотитовые, гранатово-биотитовые, двуслюдистые, мусковито-турмалиновые, нередко очковые разности, содержащие крупные порфиробласты микроклина и альбит-олигоклаза. Устанавливается, что порфиробласты в гнейсах, так же как аналогичные им по составу порфировидные выделения в залегающих среди гнейсов телах гранитов, являются результатом фельдшпатизации пород, следствием процесса щелочного метасоматоза, очевидно, тесно связанного с процессом метаморфизма всей толщи пород в целом. Иначе говоря, как гнейсы, так и подчиненные им граниты являются производными глубокого метаморфизма силикатных, существенно песчано-сланцевых кембро-ордовикских толщ с привносом щелочей и других летучих компонентов. Наиболее интенсивный метаморфизм и гранитизация проявляются в пределах линейных зон, по-видимому, в зонах ослабленных швов вдоль древних региональных разломов.

Описанные гнейсы, кристаллические сланцы и граниты являются довольно типичными производными метаморфизма в «зонах смятия» Алтая (Нехорошев, 1956) и резко отличаются от метаморфических сланцев Теректинского протерозойского комплекса. В отличие от последнего, степень метаморфизма в зоне курайских кристаллических сланцев постепенно ослабевает к периферии зоны, и метаморфические сланцы сменяются обычными для толщ ордовика песчаниками и глинистыми сланцами. Нижнепалеозойский возраст метаморфизма доказывается тем, что на гнейсах в осевой зоне Курайского хребта несогласно лежат фаунистически охарактеризованные породы среднего девона.

По-видимому, к тому же гранитному комплексу древнекаледонского возраста принадлежит массив гнейсовидных гранодиоритов района Белокурихи на севере Алтая, подчиненный толще слюдистых гнейсов и кристаллических сланцев, а также интрузия Манжерокского



http://jurassic.ru/

участка низовьев р. Катуни. По данным И. И. Белостоцкого (1956 г.), это доаренигские массивы, хотя Ю. А. Спейт (1945 г.) относил их к раннегерцинскому времени.

Как видно, для раннекаледонского магматизма районов Горного Алтая характерно возникновение гранитных магм, вероятно, в значительной степени за счет гранитизации и плавления вмещающих алюмосиликатных толщ и образования синорогенных по типу интрузий. Эти гранитные интрузии батолитового типа (Ю. А. Кузнецов, 1961 г.) выделяются в особый Шапшальский (или Чингекатский) гранитный комплекс. Абсолютный геологический возраст комплекса определяется цифрами (К—Ar-методом) порядка 418—430 млн. лет.

Следует считать вероятным развитие этого же интрузивного комплекса в других районах Горного Алтая, в частности в пределах каледонских складчатых структур Катунских и Чуйских хребтов, где все известные гранитные массивы относились до сих пор к герцинским интрузивным комплексам. По-видимому, там наряду с герцинскими имеются и раннекаледонские гранитные интрузии.

Интрузивный магматизм проявился в Горном Алтае и во второй половине каледонского этапа. Производными его следует считать Прикатунский или Элекмонарский массив. По данным А. П. Лебедева (1937 г.), это сложная интрузия. Первая стадия ее представлена основными габброидными породами. Продуктом следующей стадии являются наиболее широко развитые гибридные диориты, возникшие в результате ассимиляции основных пород первой стадии кислой гранитной магмой. Наконец, производными третьей стадии являются граниты, гранит-порфиры и аплиты. Каледонский возраст ее доказывается наличием гальки типичных пород интрузии в составе девонских конгломератов. С. Ф. Дубинкин и К. Д. Нешумаева (1949 г.) эту интрузию относят к производным Змеиногорского (герцинского) комплекса. По данным Ю. А. Кузнецова (1939 г.), к позднекаледонским образованиям относятся дайки диабазов и кварцевых альбитофиров, секущие отложения силура Чуйского района. Вероятно, каледонскими же являются мелкие массивы диоритов южного склона Курайского хребта (В. А. Кузнецов, 1936 г.).

По-видимому, к позднекаледонским относятся и гранитные массивы, следы которых в виде гальки гранитов обнаружены в нижнедевонских конгломератах верховьев р. Песчаной.

## ГЕРЦИНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В герцинском тектоно-магматическом этапе могут выделяться две стадии: девонская или раннегерцинская, обособляемая некоторыми исследователями в качестве тельбесского этапа, и позднепалеозойская, т. е. собственно герцинская.

Девонский, или раннегерцинский этап в Горном Алтае охарактеризован весьма напряженной вулканической деятельностью, излияниями лав, накоплениями пирокластических толщ, а также внедрениями субвулканических и гипабиссальных интрузивных тел. Девонский магматизм Горного Алтая изучен Ю. А. Араповым и Н. Я. Монаховым (1941 г.), Т. Ф. Васютинской (1942 г.), Ю. А. Кузнецовым (1937, 1939 гг.), В. П. Нехорошевым, К. Д. Нешумаевой, И. И. Белостоцким, А. Б. Гинцингером, Б. Н. Лапиным и другими. По данным этих исследователей, вулканизм девонского периода в Горном Алтае отличается по своим проявлениям от вулканизма ранних этапов развития нормальных геосинклинальных систем и от вулканизма кембрийского (салаирского) этапа того же региона. В отличие от магматизма кембрийского

http://jurassic.ru/

этапа, для которого были характерны активная деятельность базальтоидных магм и образование довольно типичной спилитово-кератофировой (или диабазово-кератофировой) вулканогенной формации, девонский вулканизм в Горном Алтае характеризовался резким преобладанием производных кислых липарито-дацитовых магм при весьма подчиненной роли магм основного состава. Отмечается отчетливо проявляющаяся повышенная щелочность производных девонского вулканизма в ряде районов. Девонская вулканогенная формация Горного Алтая в целом может квалифицироваться как порфировая или кератофировая, характерная обычно для так называемых вторичных геосинклинальных прогибов (А. В. Пейве и Б. М. Синицын, 1950 г.; В. А. Николаев, 1953 г.).

Развитие вулканизма в различных структурно-фациальных зонах Горного Алтая протекало неодинаково. На западе, в частности в пределах Ануйско-Чуйского прогиба, проявления вулканизма начались, по-видимому, в конце эпохи раннего девона и активно развивались в эйфельском и живетском веках. При этом в Онгудайском районе начало девонского вулканического цикла ознаменовалось излияниями лав, главным образом, основного андезито-базальтового состава. Производным этого этапа магматизма являются существенно энстатитовые, авгитовые и роговообманковые порфириты онгудайской свиты. Позднее появляются туфы кислых эффузивов, туфолавы и излияния кислых лав, которые выше по разрезу решительно преобладают, тогда как горизонты лав и туфов основного и среднего состава занимают явно подчиненное положение. Это хорошо наблюдается в составе куратинской свиты эйфельского и живетского возраста. В конце живетского и начале франского века вулканизм прекращается, но, по-видимому, в конце девона (до основной складчатости) внедряются производные базальтовой магмы, образовавшие пластовые интрузии, силлы, дайки и штоки габбро-диабазов. Излияния кислых лав куратинской свиты сопровождались субвулканическими интрузиями той же магмы, давшими мелкие тела щелочных рибекитовых гранитов (Ю. А. Кузнецов, 1937, 1939 гг.).

В непосредственной близости от предыдущего района, но в иной геотектонической обстановке (в другой структурно-фациальной зоне), в Коргонском районе, девонский вулканизм развивался уже несколько иначе. Наиболее энергичная вулканическая деятельность здесь прошла, по-видимому, в нижнем девоне и частью в начале эйфеля. При этом резко преобладали наземные накопления туфов и других пирокластических продуктов кислых лав, среди которых в резко подчиненном количестве встречаются эффузивы среднего состава. По-видимому, в конце эйфельского века происходят последние излияния лав липаритового состава, сопровождающиеся туфолавами и туфами и переслаивающиеся с красными и серыми песчаниками. Производными этой стадии вулканизма являются широко известные коргонские порфиры и «яшмы» (П. П. Пилипенко, 1915 г.; В. А. Кузнецов и А. С. Митропольский, 1932 г.; Я. Р. Зильберман, 1949 г. и другие). В вышележащих живетских и франских толщах того же разреза проявление вулканизма отсутствует (Р. Т. Грацианова, 1954 г.) и, следовательно, вулканизм здесь закончился несколько раньше, чем в Онгудайском районе.

На востоке Горного Алтая намечается несколько иной ход развития вулканизма. В Уйменском прогибе, в частности, наиболее энергичный вулканизм развивался, по-видимому, в живетском веке: там известны как кислые, так и средние и основные эффузивные породы, туфы и другие пирокластические образования (И. И. Белостоцкий, 1956 г.; Б. Н. Лапин и другие). По другим данным эффузивы здесь есть

http://jurassic.ru/

и в эйфельских, и в живетских, и в верхнедевонских — франских толщах (В. М. Сенников).

Выявление закономерностей развития вулканизма во времени и в пространстве затрудняется недостаточной разработанностью местных стратиграфических схем для девонских толщ Горного Алтая.

Как уже отмечалось, во всех его районах эффузивы сопровождаются туфами и другими пирокластическими образованиями. Намечается наличие туфолав и ингнимбритов (А. Н. Заварицкий, 1947 г.), конечно, палеотипных, испытавших диагенетические изменения (Б. Н. Лапин, 1960 г.). В ряде районов отмечаются подводные излияния, но в большинстве случаев, особенно в восточных районах Горного Алтая, преобладают прибрежные и наземные накопления продуктов вулканизма.

С вулканогенной порфирово-кератофировой формацией девонского возраста Горного Алтая ассоциируют близкие по возрасту гипабиссальные тела основного и кислого состава, в которых можно выделить субвулканические производные тех же магматических очагов, с последними связано образование указанной формации. Уже упоминалась габброидная интрузия, давшая силлы, дайки и штоки габбро и диабазов в Онгудайском районе. Мелкие габбровые массивы, по-видимому, того же типа и возраста имеются в Курайском прогибе. Подобные габбро-диоритовые массивы отмечались среди девонской толщи Сарасинского грабена в Северном Алтае и в других районах.

Вероятно, близкими по возрасту, также связанными с девонским магматизмом, являются гипабиссальные дифференцированные массивы оливиновых габбро, норитов, пироксенитов и перидотитов, в том числе Харловский массив в Северо-Западном Алтае. Эти довольно характерные представители габбро-перидотитовой интрузивной формации, шире развитой в соседнем Кузнецком Алатау, обнаруживают сходство с известными интрузиями гор Патына и Куль-Тайги.

Производными гранитоидных магм девонского возраста являются уже упоминавшиеся тела щелочных рибекитовых гранитов, щелочных микропегматитов и гранит-порфиров Онгудайского района (Ю. А. Кузнецов, 1937 г.), а также тела аляскитовых гранитов бассейна р. Уландрык в Сайлюгемском хребте Юго-Восточного Алтая (А. И. Родыгин, Б. Н. Лапин), гранитов Курайского прогиба и др. По-видимому, к тому же возрасту относятся значительные части Турочакского и Алейского гранитных массивов, сложенные щелочными гранитами и граносиенитами, в северо-восточной части Горного Алтая (Е. П. Зайченко, 1956 г.; К. Д. Нешумаева, 1956 г.). Впрочем, по другим данным, щелочные граниты Алейского и Турочакского массивов являются наиболее поздними образованиями, прорывавшими гранитные массивы (Ж. Д. Никольская). Как видно, этот вопрос еще недостаточно изучен. Возможно, что к той же группе относятся Майорский и ряд других массивов щелочных рибекитовых гранитов Северо-Западного Алтая и, наконец, некоторые мелкие гипабиссальные тела кварцевых порфиров и гранит-порфиров, которые прежде считались позднегерцинскими и даже киммерийскими (И. В. Дербиков, 1952 г.).

Наибольшим распространением в Горном Алтае пользуются собственно герцинские (позднепалеозойские), главным образом гранитоидные массивы. Герцинские гранитоиды Горного Алтая изучали А. И. Александров (1947, 1948 гг.), М. С. Баклаков, Ю. А. Кузнецов (1939 г.), К. Д. Нешумаева, Ю. А. Спейт (1944, 1945 гг.), Ф. Н. Шахов (1933, 1934 гг.), В. Е. Гендлер и другие. Однако изученность этой важнейшей интрузивной формации недостаточна, и надлежащие обобщения отсутствуют. Для расчленения гранитоидов Горного Алтая при-

http://jurassic.ru/

меняется главным образом сопоставление с лучше изученными герцинскими интрузивными комплексами Рудного Алтая и Калбы (Н. А. Елисеев, 1937 г. и др.). В последнее время получены пока немногочисленные данные по абсолютному возрасту некоторых герцинских гранитных массивов. По имеющимся данным может быть намечена следующая предварительная схема последовательного развития глубинного магматизма позднегерцинского этапа.

По-видимому, наиболее ранней из данной группы является интрузия основной габброидной магмы, внедрившаяся вдоль глубинных разломов, в том числе вдоль регионального Чарышско-Теректинского разлома и давшая серию мелких штоков и других дискордантных массивов габбро-диабазов и габбро-диоритов в Коргон-Кумирском районе. Эту интрузию, по-видимому, можно сопоставить с габброидными интрузиями Рудного Алтая вероятно визейского возраста (Саурский комплекс), локализующимися вдоль Иртышского глубинного разлома.

Следующим проявлением герцинского магматизма, по-видимому, является группа гранитоидных массивов, характеризующихся гранодиорит-тонолитовым составом слагающих их пород и сопоставляемых обычно с Змеиногорским интрузивным комплексом Рудного Алтая (Н. А. Елисеев, 1937 г.). Представителем ее является тоналитовая интрузия центральной части Горного Алтая (Еломанский, Кадринский, Чикетаманский и другие массивы), изученная Ю. А. Кузнецовым (1939 г.), а также гранодиоритовая интрузия Колыванского района северо-западной части Горного Алтая. В состав массивов этого интрузивного комплекса входят довольно разнообразные породы от лабрадоровых тоналитов до плагиогранитов. Характерной особенностью этих пород является наличие в них очень основных плагиоклазов типа лабрадора, наряду с высоким содержанием кварца. Широко проявились явления ассимиляции вмещающих толщ песчано-карбонатного состава, с образованием гибридных пород типа кварцевых диоритов. К тому же интрузивному комплексу, вероятно, может быть отнесен описанный Г. Д. Афанасьевым (1949 г.) Каракемский интрузивный массив в Восточном Алтае. Он представлен гранодиоритами, подвергшимися последующей микроклинизации, а также массивами светлых мусковитовых, существенно микроклиновых гранитов. Возможно, к той же группе относятся массивы гранодиоритов и плагиогранитов северных склонов Катунских Альп (В. А. Кузнецов, 1938 г.), хотя также возможна принадлежность этих интрузий к раннекаледонскому Шапшальскому гранитному комплексу.

Наконец, следуют гранитные интрузии, сопоставляемые с Калбинским интрузивным комплексом Рудного Алтая и Калбы и являющиеся довольно типичными интрузиями батолитового типа. Представителями их являются Талицкий, Тигирецкий и другие массивы западной части Горного Алтая, Белокурихинский массив Северного Алтая, массивы Катунских Альп и Юго-Восточного Алтая, в том числе Калгутинский массив и ряд других. В составе этих интрузий преобладают порфировидные и равномернозернистые микроклиновые слюдяные граниты, для химизма которых характерно преобладание калия над натрием. Обильны лейкократовые двуслюдяные и аплитовые разности. Характерен широко проявленный калиевый метасоматоз пород. Более основные дифференциаты — гранодиориты и диориты — занимают резко подчиненное положение. В экзоконтактах обычно наблюдаются ореолы роговиков и иногда инъекционных гнейсов. Интрузия сопровождается пегматитами, аплитами и дайками основного состава.

Следует указать, что некоторыми исследователями существование аналогов Змеиногорского комплекса в Горном Алтае ставится под

http://jurassica.ru/

сомнение и наличие характерных для этого комплекса относительно основных дифференциатов гранитоидов объясняется широко проявившимися процессами ассимиляции вмещающих, в том числе карбонатных пород.

Наиболее поздней, заключительной стадией герцинского магматического этапа являются малые посторогенные интрузии основного и кислого состава. Такая интрузия основного состава установлена в Теректинском хребте Центрального Алтая, где широко развит дайковый диабазовый комплекс, отчетливо связанный с зоной регионального Чарышско-Теректинского разлома и не обнаруживающий генетической связи с гранитными интрузиями (Л. А. Михалева, 1961 г.). Кроме этого, выделяются тела кварцевых порфиров и альбитофиров, которые в некоторых районах секут катаклазированные герцинские гранитоиды, но сами катаклаза не испытывают. Они еще слабо изучены и с трудом отделяются от жильных пород гранитоидов и от девонских субвулканических интрузий, отмеченных выше.

Этим завершается герцинский магматический этап. Проявления более позднего магматизма в Горном Алтае пока не установлены, хотя они вполне возможны, поскольку в соседних районах Кузбасса и Минусинской котловины известны мезозойские, а в Туве — и кайнозойские внедрения базальтовых лав.

Таким образом, герцинские магматические комплексы в Горном Алтае достаточно разнообразны. В число их входят доскладчатые девонские экструзии, сопровождаемые субвулканическими интрузиями; затем следуют проявления глубинного магматизма в виде синорогенных (т. е. близких по времени и главному этапу герцинской складчатости) гранитоидов и, наконец, позднескладчатые и посторогенные диабазовые комплексы, близкие к так называемым малым интрузиям. Герцинский возраст гранитоидов средних этапов данного магматического цикла доказывается тем, что в ряде случаев граниты этого этапа прорывают отложения не только среднего, но и верхнего отдела девона. В Юго-Восточном Алтае, в частности, порфировидные граниты, типичные для Калбинского комплекса, внедряются в богутинскую серию осадков франского и фаменского ярусов с переходными фаменско-турнейскими слоями в верхах серии. Позднепалеозойский, т. е. собственно герцинский возраст этих и ряда других гранитных массивов подкрепляется и определениями абсолютного геологического возраста. Для ряда массивов (Атуркольский, Таштузекский, Юстыдский) определения абсолютного возраста К—Ar-методом дают цифры порядка 215—230—250 млн. лет. Для ряда других массивов, которые также обычно относятся к аналогам Калбинского комплекса, получены другие значения возраста, от 250 до 350 и даже 430 млн. лет, т. е., видимо, среди гранитных интрузий, сходных с калбинскими, имеются и более древние, каледонские. Во всяком случае, сомнения некоторых исследователей в наличии в каледонских структурах Горного Алтая герцинских интрузий (Л. Н. Леонтьев, 1956 г. и др.) лишены серьезных оснований.

Анализ герцинского магматизма Горного Алтая выявляет существенные качественные отличия его от кембрийского или салаирского. Уже отмечалось резкое различие состава вулканогенных формаций кембрия и девона. Место спилито-кератофировой формации в начальных этапах герцинского магматизма занимает порфирово-кератофировая формация, излияние кислых липаритово-дацитовых лав. Среди герцинских магматических образований Горного Алтая отсутствуют гипербазитовые интрузии и офиолитовый комплекс в целом. Имеющиеся в литературе указания о находках в Горном Алтае позднедевонских гипербазитовых интрузий (М. К. Винкман, 1949 г.; М. К. Винкман и

http://jurassic.ru/

А. Б. Гинцингер, 1954 г.; А. И. Родыгин, 1954 г.) не подтвердились специально проведенными исследованиями (Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов и И. М. Волохов, 1958 г.; В. А. Кузнецов, 1958 г.).

Отмеченные качественные отличия герцинского магматизма от салаирского, очевидно, связаны с постепенной консолидацией структур Горного Алтая, приобретшего уже в каледонском этапе свойства орогенной или складчатой системы, в которой герцинский магматизм, естественно, развивался иначе, нежели в кембрии, на разных этапах развития геосинклинальной системы Горного Алтая.

Метаморфизм герцинского этапа выражается в образовании экзоконтактовых ореолов роговиков и инъекционных гнейсов вокруг гранитных интрузий и в образовании порфироидов и кварцево-серицитовых сланцев за счет пород вулканогенно-осадочных свит девона в зонах смятия вдоль региональных разломов.

## *СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ*

В пределах Северо-Западного Алтая широко распространены эффузивные и интрузивные образования палеозойского возраста. Среди эффузивных образований преобладают девонские породы. Интрузивные комплексы здесь верхнепалеозойские. Описание этих пород дано А. Н. Елисеевым (1938), Д. И. Горжевским и К. Б. Яковлевой (1956 г.), Ю. А. Кузнецовым (1951), А. П. Никольским (1948), В. И. Черновым (1954, 1956), К. Б. Яковлевой (1957), К. Г. Богдановой, Б. Я. Хоревой (1954) и другими.

### ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Наибольшим распространением среди девонских вулканогенных образований пользуются породы эйфельского яруса. Они представлены лавами, вулканическими брекчиями и туфами кварцевых альбитофиров; в резко подчиненном количестве присутствуют кварцевые порфиры и дацитовые порфириты. Микроскопическими исследованиями, произведенными В. И. Черновым (1954 г.), установлено, что большая часть альбита этих пород образовалась в процессе их альбитизации, альбит в них развивался метасоматически, главным образом за счет калиевого полевого шпата. До альбитизации эффузивные породы имели, вероятно, липаритовый состав.

Вулканогенные породы эйфельского яруса протягиваются здесь двумя полосами северо-западного простирания, приуроченными к крыльям Алейского антиклинория. Вулканизм этот проявился в три этапа. Первый этап совпадает с началом среднедевонской трансгрессии и характеризуется сравнительно интенсивным вулканизмом (вулканогенные породы слагают около половины разреза отложений соответствующего периода). Второй этап отвечает середине эйфеля и характеризуется затуханием вулканизма (вулканогенные породы играют подчиненную роль по сравнению с осадочными). Третий этап отвечает концу эйфельского века и характеризуется новым резким усилением вулканизма.

Состав вулканогенных пород и характер излияний их в течение этих трех этапов не испытывал существенных изменений. По данным Е. В. Яковлевой (1957), вулканическая деятельность в эйфельское время проявлялась спорадически. Преобладали очаги центрального типа; сравнительно маломощные стратовулканы располагались на значительном расстоянии друг от друга. Вязкость лав не давала им возможности распространяться на большие расстояния. По наблюдениям

http://jurassic.ru/

того же автора, расстояние это достигало в среднем 1,5 *км*. Извержения вулканов сопровождались интенсивными взрывами, временами достигавшими такой силы, что разрушались стенки вулканических аппаратов.

Кроме излившихся и пирокластических пород, с описанным периодом вулканизма связаны многочисленные субвулканические образования, застывшие на небольшой глубине. Эти породы, как показал В. И. Чернов (1954), имеют форму пластообразных залежей и лакколитов, по составу и структуре весьма близких к эффузивам эйфельского века. Галька их обнаружена в конгломератах верхнеживетских отложений.

Если эйфельские вулканические породы были однородными для территории Северо-Западного Алтая и даже для всего Рудного Алтая, то в верхнеживетское время и в верхнем девоне стали накапливаться различные по составу породы. В пределах Рудного Алтая наметились два района с существенно различным характером и количеством вулканических проявлений. Первый из них приурочен к северо-восточному крылу Алейского антиклинория и отчасти захватывает Быструшинский синклинорий. Здесь развит единый комплекс верхнеживетских—верхнедевонских отложений. Вулканогенные породы играют в составе этого комплекса весьма подчиненную роль, встречаются главным образом в нижних частях разреза и представлены преимущественно основными породами — спилитами и их туфами, реже туфами и лавами среднего и смешанного состава.

Второй район располагается в пределах юго-западного крыла Алейского антиклинория. Здесь верхнеживетские отложения отсутствуют, и на эйфельских отложениях залегают осадочно-вулканогенные толщи франского и фаменского ярусов. Вулканогенные образования в строении этих толщ господствуют. Состав их весьма разнообразен. Для низов франского яруса часто характерны лавы и туфы основных пород (спилитов), в составе средне- и верхнефранских отложений преобладают туфы, реже лавы кислых пород (кварцевых альбитофиров). Для фаменских отложений наиболее характерны туфы (редко лавы) средних пород (порфириты).

В тесной связи с излившимися породами верхнего живета и верхнего девона находятся субвулканические образования. Они описаны В. И. Черновым (1954 г.) в северо-восточном крыле Алейского антиклинория, где они, главным образом, основного состава, и Е. Б. Яковлевой в юго-западном крыле того же антиклинория, где развиты субвулканические тела как основного, так и кислого состава. Форма тел, состав и другие особенности этих субвулканических образований (кислых разностей их) существенно не отличаются от аналогичных пород эйфельского возраста.

Наблюдается приуроченность вулканогенных пород Рудного Алтая к определенным типам тектонических структур. Так, вулканогенные породы кислого состава локализуются в ядрах антиклинориев, либо приурочены к периодам общего слабого прогибания региона. Вулканогенные породы основного и среднего состава приурочены к участкам более интенсивного прогибания, расположенным на крыльях антиклинориев, связаны с периодами и более интенсивного прогибания региона. В участках еще более интенсивного прогибания (в осевых частях синклинориев) роль вулканогенных образований резко падает, вулканогенные породы уступают место осадочным и представлены только породами основного и среднего состава. Существенную роль в распространении вулканогенных пород играли крупные разломы, обычно разделяющие участки поднятий и прогибаний; они, по-видимому, являлись

http://jurassic.ru/

теми путями, по которым происходило проникновение магмы к поверхности земли.

Как уже упоминалось, все вулканогенные породы девонского возраста подвергались интенсивной альбитизации и перекристаллизации, причем эти процессы произошли, по-видимому, в конце нижнего карбона в период формирования основных тектонических структур Рудного Алтая.

Петрохимическое изучение эффузивных пород, произведенное К. Б. Яковлевой (1958 г.), показало, что для них характерны следующие особенности:

1) резко уменьшенное количество щелочей (по сравнению со средним составом этих пород по Дэли);

2) резкое преобладание натрия над калием;

3) обогащение пород глиноземом.

Эти данные подтверждают высказанное С. К. Оникиенко предположение о том, что обогащение эффузивных пород Рудного Алтая натрием, входившим в состав альбита, обусловлено не привносом натрия, а наоборот, выносом калия.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Следы древнего комплекса интрузивных пород зафиксированы в виде многочисленных галек и валунов в конгломератах и песчаниках, залегающих в основании разреза эйфельских отложений Рудного Алтая.

Сами массивы интрузивных пород додевонского возраста в пределах северо-западного Алтая были выявлены Ю. А. Спейтом в тридцатых годах, затем изучены В. И. Черновым (1958 г.). Этот исследователь отмечает наличие к югу от с. Новоалейского массивов гнейсов и амфиболитов, залегающих в ядре Алейского антиклинория среди метаморфических сланцев ордовикского возраста. Все эти породы интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Расположенные вблизи от них породы эйфельского яруса не затронуты столь интенсивными движениями.

Петрографическое изучение наименее метаморфизованных разностей гнейсов, как указывает В. И. Чернов, позволило установить, что они могут быть названы плагиоклазовыми гнейсо-гранитами. Амфиболиты почти не сохранили следов первичного строения. В. И. Чернов рассматривает их как метаморфизованные габброиды.

Массивы интрузивных пород девонского возраста выделены в последние годы на Рудном Алтае В. И. Черновым (1956 г.) и В. Н. Гавриловой (Гаврилова, Чернов, 1957). В пределах Северо-Западного Алтая они приурочены к ядерной части, северо-восточному и юго-западному крыльям Алейского антиклинория и представлены гранитами и в меньшей степени гранодиоритами (до кварцевых диоритов). Экзоконтактовые изменения вмещающих пород выражаются в образовании узких зон плагиоклазо-актинолитовых роговиков. Фация дополнительных интрузий этого интрузивного комплекса представлена небольшими штокообразными и дайкообразными телами розовых, реже светло-серых лейкократовых гранитов и гранит-порфиров. Жильные породы, связанные с девонским интрузивным комплексом, разнообразны по составу и широко распространены. Наиболее ранними из них являются аплиты и микрограниты. Жилы второго этапа представлены фельзитовыми гранит-порфирами, диорит-порфирами и габбро-диабазами.

http://jurassic.ru/

Глубина формирования массивов этого интрузивного комплекса была незначительной: формирование верхних частей некоторых интрузивов происходило на глубине не более 1 *км*. На юго-западном крыле Алейского антиклинория, к северу от с. Шемонаихи, В. И. Черновым (1955 г.) установлено залегание конгломератов верхнего девона (?), содержащих многочисленную гальку гранитоидов, на гранитном массиве, породы которого метаморфизуют и прорывают отложения эйфельского яруса (туфы и лавы кварцевых альбитофиров). Аналогичные взаимоотношения гранитов, среднедевонских отложений и верхнедевонских конгломератов наблюдались В. Н. Гавриловой и Г. Ф. Яковлевым в районе южнее г. Лениногорска.

К образованиям этого же возраста относится, по-видимому, Каменский массив, расположенный к северо-востоку от г. Змеиногорска и сложенный гранит-порфирами и гранодиоритами. Залегает он среди отложений эйфельского яруса, которые прорываются Каменской интрузией. С севера этот массив граничит с отложениями верхнеживетского возраста, залегающими несогласно на подстилающих отложениях эйфельского яруса. Непосредственный контакт верхнеживетских отложений с гранитами Каменского массива перекрыт аллювиальными отложениями, однако состав аркозовых песчаников, залегающих в основании верхнеживетских отложений, указывает на то, что размыву подвергались гранит-порфиры и гранодиориты, слагающие Каменский массив.

Верхнепалеозойские интрузивные комплексы представлены на Северо-Западном Алтае породами различного состава и характеризуются сложной историей формирования. В состав этих комплексов входит три группы пород, образование которых, вероятно, связано с тремя стадиями формирования верхнепалеозойских интрузий:

а) группа основных интрузивных пород;

б) группа плагиогранитов и гранодиоритов (змеиногорских);

в) группа гранитов (калбинских).

Массивы габбро-диабазов, габбро-норитов и габбро (иногда переходящих в перидотиты) являются наиболее древними среди пород верхнепалеозойского комплекса; к моменту внедрения гранитоидов второй фазы они испытали дробление и рассланцевание; ими сложены небольшого размера штокообразные массивы или пластообразной формы залежи. В Северо-Западном Алтае эти массивы описаны Н. А. Елисеевым (1938 г.) севернее с. Шемонаихи и в районе с. Верхне-Алейского.

Вторая группа пород выделена впервые Н. А. Елисеевым (1938 г.) под названием Змеиногорского интрузивного комплекса и объединяет целый ряд пород, широко распространенных в пределах Северо-Западного Алтая. Здесь преобладают плагиограниты, гранодиориты и адамеллиты, представляющие собой породы главной интрузивной фации. Контактовое воздействие их на вмещающие породы в общем незначительно и выражено в образовании роговиков. Ширина зон ороговикования обычно не превышает 50 *м*, редко достигая нескольких сотен метров (в контакте гранитоидов с породами нижнего карбона, выполняющими ядро Быструшинского синклинория). Жильные породы, связанные с описываемыми образованиями, развиты широко и отличаются большим разнообразием. Породы первого этапа (аплиты и пегматиты) встречаются очень редко. Зато породы второго этапа весьма обильны (по Коптеву-Дворникову, 1952); наиболее распространены плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, диорит-порфириты, габбро-диабазы и диабазовые порфириты. Последовательность формирования жильных пород второго этапа не вполне ясна. По данным В. Н. Гавриловой и

http://jurassic.ru/

В. И. Чернова (1957 г.), первыми внедрялись габбро-диабазы и диорит-порфириты, а позже гранит-порфиры.

Морфология массивов этой группы пород разнообразна и в значительной мере определяется структурной обстановкой районов. Так, по данным В. И. Чернова, в пределах Быструшинского синклинория конфигурация интрузивных массивов в общем согласна со складчатой структурой и эти массивы, вероятно, имеют форму сложных лакколитов. Для интрузивных тел, залегающих в пределах Алейского антиклинория, отмечаются четкая приуроченность к разломам северо-западного простирания и секущий характер интрузивных тел по отношению к складчатым структурам. Глубина формирования этой группы пород была также незначительной и едва ли превышала 1000—2000 *м*. Об этом свидетельствует весьма незначительный ореол экзоконтактовых изменений, связанных с массивами, ничтожное развитие пегматитов, широкое развитие даек лампрофиров и других, и главным образом небольшие мощности отложений, слагавших кровлю гранитоидных массивов в период их внедрения. Возраст этой группы пород определяется их активными контактами со среднекаменноугольными (нижнекарбоновыми — *Ред.*) отложениями, развитыми в пределах Рудного Алтая. С другой стороны, как отмечает В. П. Гаврилова, гранитоиды Змеиногорского комплекса пересекаются телами порфиритов, представляющих собой корни порфиритовых излияний, слагающих свиту вулканогенных пород нижнепермского (?) возраста (саржихинская свита)*.

Породы Змеиногорского комплекса подвергались катаклазу и рассланцеванию в зонах смятия и крупных разломов и прорваны гранитами, относимыми к третьей группе пород верхнепалеозойского интрузивного комплекса (так называемый Калбинский интрузивный комплект, по Н. А. Алексееву).

Породы последней группы также сравнительно широко распространены в пределах Северо-Западного Алтая, особенно в его северо-восточной части. Преобладающим распространением среди них пользуются биотитовые граниты и адамеллиты. Следы ассимиляции и гибридизма в пределах Алейского антиклинория очень незначительны и более развиты в породах этого комплекса, расположенных в пределах Тигерецкого синклинория. Экзоконтактовые изменения, связанные с этой группой пород в пределах Алейского антиклинория, в общем незначительны. Ширина зон, как правило (по данным В. И. Чернова), не превышает 100 *м*, новообразования представлены главным образом кварцево-эпидотовыми роговиками. В пределах Тигерецкого синклинория, по данным М. Н. Барцевой, ширина этих зон колеблется от 0,2 до 1—1,5 *км*; новообразования представлены пироксен-актинолитовыми, актинолит-биотитовыми и другими роговиками.

Породы фации дополнительных интрузий представлены мусковитовыми и аляскитовыми гранитами. Эти породы образуют небольшие тела штокообразной и дайкообразной формы, пересекающие и прорывающие массивы биотитовых гранитов главной интрузивной фации. Породы жильной серии достаточно обильны, но однообразны по составу. Среди них преобладают аплитовидные граниты и аплиты. Подчиненную роль играют более поздние габбро-диабазы, встречающиеся в виде даек и штоков.

Интрузивные тела, сложенные этой группой пород, можно подразделить на два типа: 1) массивы, обладающие в плане сильно вытяну-

* По другим данным (Богданова, 1961), Змеиногорская интрузия имеет намюрский ($C_1n$) возраст; кроме того, часть относившихся ранее сюда массивов являются среднедевонскими, часть — каледонскими. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

той формой и приуроченные к крутым разрывам северо-западного направления, и 2) массивы, обладающие в плане изометричной или близкой к ней формой. Для первой группы массивов четко устанавливается связь с разломами. Массивы второй группы, как показали наблюдения В. Н. Гавриловой *, М. Ф. Микунова и других, представляют собой пологозалегающие залежи, приуроченные к пологим трещинным плоскостям, т. е. также связаны с разрывными нарушениями.

Глубина формирования калбинских массивов в районах Алейского антиклинория и Тигерецкого синклинория различна. В пределах Алейского антиклинория они формировались в гипабиссальных условиях на глубинах, едва ли превышающих 1,5—3 *км*; большинство массивов располагается здесь среди пород девонского структурного яруса. Что касается массивов, залегающих в пределах северо-западной части Тигерецкого синклинория, то их формирование, по всей вероятности, происходило в условиях несколько больших глубин, на расстоянии 2—4 *км* от поверхности, что вполне вероятно, учитывая преимущественное распределение этих массивов среди пород верхнего ордовика и силура.

Возраст этой группы пород определяется, с одной стороны, тем, что они прорывают отложения, условно относимые к нижней перми (залегающие стратиграфически выше среднекаменноугольных отложений с флорой) и разгнейсованные гранитоиды второй фазы верхнепалеозойского интрузивного комплекса, а с другой — отсутствием на близлежащих территориях признаков геосинклинального развития в мезозое **.

Многочисленные определения, произведенные в Калбе и на Горном Алтае различными исследователями и разными методами, показывают, что абсолютный возраст этих гранитов колеблется от 240 до 200 млн. лет (для дополнительных интрузий), что отвечает каменноугольному — пермскому периоду.

Как видно из вышеизложенного, формирование верхнепалеозойского интрузивного цикла происходило в течение длительного периода и в его истории можно наметить три последовательных стадии: а) стадию формирования интрузий основного состава, б) стадию формирования группы пород главным образом гранодиоритового состава с широким участием явлений ассимиляции и гибридизма, в) стадию формирования гранитов с подчиненным значением процессов ассимиляции и гибридизма.

Некоторые исследователи рассматривают эти три стадии как проявление трех разновозрастных интрузивных комплексов (Елисеев, 1938; Гаврилова и Чернов, 1957), что подтверждается изложенными выше данными.

Петрохимическое изучение интрузивных пород Северо-Западного Алтая показывает, что эти породы по сравнению со средними мировыми типами бедны щелочами, полевошпатовой известью и часто обогащены глиноземом. Изучение пород Змеиногорского интрузивного комплекса показывает, что составы их колеблются в очень широком интервале — от кислых до основных пород, что связано с большой ролью процессов ассимиляции при формировании пород этого комплекса. Общими отличиями пород Калбинского комплекса от змеино-

* В. Н. Гавриловой эти породы выделены в самостоятельный интрузивный комплекс, который она назвала Лениногорским.

** По данным К. Г. Богдановой (1961 г.), калбинские гранитовые массивы в Рудном Алтае являются позднекаменноугольными, частью раннекаменноугольными (турнейскими). (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

горских являются их более высокая щелочность (приближающаяся к составам средних пород мира) и большее значение калия в составе щелочей.

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Явления метаморфизма и метаморфические породы пользуются на Северо-Западном Алтае сравнительно широким распространением. К подобным образованиям относятся кварцево-серицито-хлоритовые сланцы, возникшие вследствие метаморфизма ордовикских песчано-сланцевых отложений в связи с каледонским тектогенезом и внедрением гранитных интрузий этого цикла. Этот метаморфизм носит региональный характер (сланцы эпизоны) и только в некоторой степени контактовый. К региональному типу относится и метаморфизм девонских и нижнекаменноугольных отложений, связанный с раннегерцинской эпохой тектогенеза. Проявился он в перекристаллизации эффузивных и пирокластических пород и повсеместной их альбитизации; осадочные породы изменены весьма слабо.

Другим типом является метаморфизм, связанный с зонами смятия Северо-Западного Алтая. Проявление его не имеет столь регионального характера. Он локализован в пределах узких линейных зон и вызывается тектоническими причинами, с которыми связано формирование этих зон. Образование метаморфических пород зон смятия обусловлено проявлениями как регионального, так и контактового и гидротермального метаморфизма. Совокупность их вызывает те или иные преобразования пород. В Иртышской зоне смятия степень метаморфизма более высокая и породы превращены в различные кристаллические сланцы; в северо-восточной зоне смятия она значительно ниже: здесь породы превращены в метаморфические сланцы хлорито-серицитовой или альбито-эпидотово-хлоритовой фации.

Третьей разновидностью метаморфических образований в рассматриваемом районе являются контактовые породы, возникновение которых связано с внедрением интрузивных массивов. Эти породы развиты локально, в общем незначительно и представлены главным образом различными роговиками, состав которых определяется преимущественно составом вмещающих интрузию пород и глубиной формирования интрузивного тела.

Четвертой разновидностью метаморфических образований Северо-Западного Алтая являются околорудные породы. Их образование связано с проникновением гидротермальных растворов, образовавших рудные месторождения региона. Наиболее интенсивные околорудные изменения происходят в период, предшествующий рудоотложению. Характер их зависит от состава вмещающих пород и температуры гидротермального метаморфизма. Среди наиболее широко распространенных проявлений этого типа метаморфизма следует упомянуть скарнирование, серицитизацию, хлоритизацию, карбонатизацию, окварцевание и другие. Эти процессы носят сугубо локальный характер; площадь проявления подобных изменений обычно не превышает нескольких квадратных километров, еще чаще составляет несколько тысяч или сотен квадратных метров.

### *ОБЩАЯ СВОДКА*

Как можно видеть из предыдущего изложения, история развития магматизма Алтае-Саянской складчатой области очень сложна и длительна; причем сразу бросается в глаза то обстоятельство, что эта история существенно различна для разных частей области.

http://jurassic.ru/

В строении Алтае-Саянской области могут быть выделены складчатые зоны различного возраста и времени консолидации с неодинаковой историей развития и, следовательно, с разнообразным набором осадочных и магматических формаций. В. А. Кузнецовым предлагается выделение салаирских (кембрийских), каледонских, ранневарисских и поздневарисских складчатых и складчато-глыбовых структур. Другие исследователи предпочитают ограничиваться выделением только каледонских и варисских структур, различая вместе с тем (В. А. Унксов, 1958 г.), например для каледонских структур, зоны ранней их стабилизации, вполне соответствующие салаиридам В. А. Кузнецова, и поздней стабилизации, соответствующие каледонидам этого автора, и т. д. Иначе говоря, во всех схемах геотектонического районирования по существу выделяются одни и те же элементы, и отличия схем сводятся в основном к терминологии, хотя иногда замечается и различное понимание тектонической позиции того или иного элемента. В настоящее время намечается возможность несколько детализировать это геотектоническое районирование и выделить внутри зоны салаирид (по В. А. Кузнецову), или зоны ранней стабилизации каледонид (по В. А. Унксову), во-первых, зону байкалид, а во-вторых, переходную зону между зонами ранней и поздней стабилизаций каледонид. Каждая из этих зон характеризуется некоторыми особенностями развития, в частности особенностями магматизма. Намечается также возможность выделения Рудно-Алтайской зоны в качестве зоны перехода между каледонскими и варисскими структурами. Салаир в дальнейшем понимается в соответствии с представлениями В. Д. Фомичева (1956 г.) и В. А. Унксова как структура длительного многофазного развития, пережившая и салаирский, и каледонский, и варисский этапы в качестве подвижной зоны.

К сожалению, до настоящего времени остается очень много неясного и в вопросах стратиграфии Алтае-Саянской складчатой области и тем более в вопросах стратиграфического положения известных магматических комплексов *. Во многих случаях нет ясности и в отношении их объема и содержания, и нередко некоторые исследователи в единый комплекс объединяют два и даже больше совершенно разнородных типа магматических формаций. В более редких случаях, наоборот, единый магматический комплекс искусственно делится на ряд самостоятельных комплексов. Такое состояние наших знаний по данному вопросу нашло отражение и в некоторых из помещенных выше очерков по магматизму тех или иных районов.

Для целостности изложения начнем обзор истории развития магматизма Алтае-Саянской складчатой области с архея.

Достоверный архей известен только в составе фундамента Сибирской платформы, т. е. вне пределов территории, рассматриваемой в XIV томе. На платформе архей обнажен в Алданском щите, Анабарском массиве и в южной части Енисейского кряжа, но, по-видимому, и в пределах всей остальной части платформы образует складчатое основание, на котором залегают собственно платформенные отложения. Повсюду архей сложен очень характерным комплексом гиперстеновых и гранатовых гнейсов и пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, сопровождающихся также весьма характерным комплексом чарнокитов и аляскитовых гранитовидных пород. Подобный комплекс совершенно отсутствует в составе выступов древнейших пород в Алтае-

* В дальнейшем под магматическим комплексом понимается ассоциация продуктов магматической деятельности, тесно связанных друг с другом происхождением и более или менее одновременных. Магматический комплекс — это конкретная магматическая формация.

http://jurassic.ru/

Саянской складчатой области, в частности и в Кузнецком Алатау, где архей выделялся некоторыми исследователями. Это объясняется или полным отсутствием архея в этой области, или глубокой переработкой архейских кристаллических сланцев в результате проявления более молодого, вероятнее всего нижнепротерозойского магматизма.

В конце архея имела место кардинальная перестройка структур земной коры; были заложены и новые геосинклинали, развивавшиеся по окраинам платформы.

Нижнепротерозойские геосинклинали, видимо, занимали огромные площади, соответствующие всей или почти всей Алтае-Саянской области. Состав выступов нижнего протерозоя дает основание говорить об очень большой его длительности, соответствующей нескольким или многим геологическим периодам и законченному тектоно-магматическому циклу, в течение которого имели место и эффузивная деятельность ранних этапов развития геосинклиналей, и пластовые интрузии основного состава, и интенсивно проявленный гранитный магматизм, возможно неоднократный, сопровождающийся глубоким метаморфизмом вмещающих пород, достигающим в отдельных случаях стадии образования гранитных мигматитов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации глубинности.

Нижнепротерозойские метаморфические и магматические комплексы широко развиты только по окраинам платформы (на Таймыре, в северо-восточной окраине Восточного Саяна, в Прибайкалье и т. д.). В пределах интересующих нас районов Алтае-Саянской области они встречаются лишь в виде обрывков, образуя жесткие глыбы типа срединных массивов или выступая в ядрах крупных антиклинальных структур. К сожалению, степень изученности нижнепротерозойского магматизма и метаморфизма, так же как и изученность стратиграфии нижнего протерозоя, еще очень невелика. Даже выделение его во многих случаях производится совершенно условно. И все же при сравнении степени интенсивности проявления метаморфизма и гранитного магматизма в различных районах развития нижнего протерозоя устанавливается следующая закономерность. Интенсивный гранитный магматизм и тесно связанный с ним метаморфизм, выразившийся в образовании кристаллических сланцев амфиболитовой фации, свойствен только нижнему протерозою Кузнецкого Алатау. Выступы метаморфического докембрия в Горном Алтае и Западном Саяне (нижнепротерозойский возраст его только предполагается) характеризуются полным отсутствием гранитных интрузий (джебашская свита Западного Саяна) или слабым их развитием (Теректинский выступ на Алтае), причем степень метаморфизма здесь обычно отвечает фации зеленых сланцев. Иначе говоря, интенсивный метаморфизм и гранитный магматизм нижнего протерозоя отмечается только в пределах зоны салаирид по В. А. Кузнецову, или зоны ранней консолидации области каледонид по В. А. Унксову. Этим обстоятельством, видимо, в какой-то мере обусловлена и относительно малая подвижность этой зоны, и отчасти сравнительно кратковременное существование в качестве подвижной зоны, в отличие от зоны поздней консолидации каледонид и зоны варисцид.

Следующий большой геосинклинальный, или тектоно-магматический цикл начинается с верхнего протерозоя (иначе синия; эти термины понимаются здесь как синонимы). Верхнепротерозойские геосинклинали были заложены на выровненной поверхности только что сформированной молодой платформы, почему и в синийско-палеозойских складчатых структурах в антиклиналях, как уже упомянуто, иногда выступают нижнепротерозойские метаморфические и магматические



http://jurassic.ru/

комплексы, а в развитии этих складчатых структур чувствуется некоторая унаследованность — зависимость истории развития отдельных структурно-фациальных зон от степени жесткости фундамента. Образования верхнего протерозоя в ряде случаев структурно неотделимы от кембрийских, представлены теми же или близкими фациями, и тогда история нижнего протерозоя оказывается непосредственным продолжением истории верхнего протерозоя. Таким образом, видимо, все послеНижнепротерозойские подвижные зоны Алтае-Саянской области были заложены более или менее одновременно — в начале верхнего протерозоя. Но полная консолидация их и наступление режима молодой платформы имели место в разных зонах в разное время, причем оказывается, что общий характер и история магматизма в этих зонах также оказываются существенно различными.

Зоной наиболее ранней консолидации является зона байкалид, непосредственно прилегающая к платформе и охватывающая Туруханскую зону складок. Енисейский кряж и северо-восточную окраину Восточного Саяна. Располагается она полностью за пределами Западной Сибири. Эта зона частично перекрыта чехлом платформенного нижнего кембрия и отложениями Западно-Сибирской низменности. В пределах ее эффузивный магматизм начальных этапов развития верхнепротерозойской геосинклинали проявлен очень слабо или не наблюдается (внутренняя по отношению к платформе субзона), основные интрузии практически отсутствуют (есть только редкие дайки и пластовые залежи диабазов), а гипербазитовые встречаются очень редко. Гранитоидный же магматизм проявился достаточно интенсивно уже в конце верхнего протерозоя, причем в нижнем кембрии в пределах этой зоны установился платформенный режим, и пестроцветный нижний кембрий ложится трансгрессивно на дислоцированный верхний протерозой (синий) и размытые к этому времени верхнепротерозойские гранитоидные интрузии. Послекембрийский магматизм имеет уже платформенный характер — это мелкие штоки и дайки щелочных и субщелочных пород, по-видимому, нижнедевонского возраста, а также редкие интрузии траппового комплекса.

Область, включающая юго-западную часть Восточного Саяна, большую часть Кузнецкого Алатау, восточную часть Горной Шории и бассейн р. Лебеди, развивалась существенно иначе и дольше существовала как подвижная зона. В пределах ее (именно ее следует выделять под названием области салаирской складчатости, или зоны ранней стабилизации каледонид) геосинклинальный режим сохранялся в течение всего верхнего протерозоя, нижнего и начала среднего кембрия. За это время здесь не менее трех раз имела место бурная вулканическая деятельность (один раз в верхнем протерозое и дважды в кембрии) с образованием эффузивных толщ, в большинстве случаев несущих явные черты спилито-кератофировых формаций. При этом, по крайней мере в крупных синклинальных структурах, судя по ряду наблюдений, граница между верхним протерозоем и нижним кембрием проводится условно внутри фациально однородной толщи.

Для интрузивного магматизма этой зоны типичным является прежде всего полное отсутствие верхнепротерозойских гранитоидов, синхронных тем, которые широко развиты в соседней зоне байкалид. Видимо в связи с этим обстоятельством геосинклинальные условия здесь сохранились значительно дольше — в течение нижнего и среднего кембрия.

Интрузивный магматизм проявился в этой зоне необычайно широко в кембрии и быть может — ордовике, причем здесь мы встречаемся и

http://jurassic.ru/

с ранними габброидными и гипербазитовыми интрузиями и с более поздними гранитоидами.

По всему Кузнецкому Алатау распространены пластовые и дайковые интрузии, принадлежащие габбро-диабазовому формационному типу. Они описываются под названиями интрузии авгитовых диоритов, диабазов, габбро-диоритов и т. д. Этот интрузивный комплекс тесно пространственно, во времени и генетически связан с нижнекембрийскими эффузивами и имеет ясно выраженный гипабиссальный характер. Не исключена возможность, что интрузии этого формационного типа появлялись неоднократно. Например, часть таких интрузий может иметь и верхнепротерозойский возраст.

Вероятно, более поздними, хотя также нижнекембрийскими, являются гипербазитовые интрузии. Структурно они связаны с узкими зонами линейной складчатости, являющимися в то же время и областями устойчивых погружений в верхнем протерозое и нижнем кембрии.

За последнее время в Кузнецком Алатау установлено наличие сильно дифференцированных габброидных интрузий, принадлежащих к различным формационным типам, возраст которых в отдельных случаях также определяется ранним кембрием. На восточных склонах Кузнецкого Алатау и, вероятно, в Мартайге, достаточно широко распространен Коггахский интрузивный комплекс, описанный С. Л. Халфиным (1961 г.). Для него характерна многофазность и габбро-монцонит-щелочно-сиенитовый состав. Возраст устанавливается в пределах нижнего кембрия (Богданов, Сергеева, Халфин, 1962) по гальке типичных для этого комплекса щелочных сиенитов с конгломератом, содержащих рифы известняков с археоциатами санаштыкгольского комплекса. Но наряду с этим формационным типом установлен и другой — габбро-пироксенит-дунитовый (Волохов и Иванов, 1961 г.), к которому могут быть отнесены интрузивы гор Лысой, Аталык, тела амфиболизированных габбро по западной окраине Кузнецкого Алатау. Но этот формационный тип кажется более характерным для описанной ниже «переходной» структурной зоны Алтае-Саянской складчатой области. Самостоятельность всех этих габброидных интрузивных комплексов установлена только в последнее время. В более ранних работах они обычно рассматривались в качестве продуктов ранней фазы более молодой, но также каледонской гранитоидной интрузии.

Конец среднего, верхний кембрий и, вероятно, ордовик были эпохой массового развития в пределах зоны салаирид гранитоидных батолитовых интрузий, занимающих не менее 50% ее площади и известных под названием Мартайгинского, Улень-Туимского комплексов, Тигертышского, Карлыганского и т. д. массивов. Как сейчас устанавливается специальными исследованиями, в образовании этого комплекса ведущую роль играли процессы магматического замещения. Эти процессы не всегда доходили до конца (образования эвтектоидного гранита), чем и определяется большая пестрота его петрографического состава. При замещении основных эффузивных и интрузивных пород (верхнепротерозойского и нижнекембрийского возраста) были образованы весьма разнообразные гибридные диоритовые и горнблендитовые породы, при замещении известняков и доломитов часто отмечается повышение щелочности и образование сиенитов, сиенито-диоритов, иногда нефелиновых сиенитов, а чаще граносиенитов. В случае же интенсивного инфильтрационного замещения сквозьмагматическими растворами за счет любых пород образуются граниты. Они же (главным образом, лейкократовые) образуют дополнительные, явно секущие инъекции. Возраст этого интрузивного комплекса определяется только



http://jurassic.ru/

в широких пределах: средний кембрий — верхний силур для восточных склонов Кузнецкого Алатау и нижний ордовик — верхний силур для западных его склонов. Определения абсолютного возраста дают значительный разброс цифр от 510 до 440 млн. лет. Возможно, что процесс формирования каледонского гранитоидного комплекса Кузнецкого Алатау был очень длительным и не вполне одновременным для различных частей этого кряжа. Имеются основания думать, что именно эта гранитоидная интрузия обусловила консолидацию зоны салаирид, которая с этого времени приобрела черты молодой платформы.

К описанной зоне салаирид с запада примыкает неширокая переходная зона, выделяющаяся, впрочем, недостаточно четко. По существу, история ее развития почти повторяет историю развития только что описанной зоны, отличаясь только некоторыми деталями. Эта зона охватывает западную часть Мартайги и Горной Шории. Близкую, но не тождественную историю имеет северная окраина Западного Саяна. В пределах этой зоны геосинклинальный характер имеют не только отложения всего верхнего протерозоя и нижнего и среднего кембрия, но и изредка встречающиеся отложения верхнего кембрия и нижнего ордовика, причем последние испытали соответственно и геосинклинальную складчатость полного типа. Эта зона, таким образом, существовала как подвижная несколько дольше, чем зона салаирид, причем она вместе с тем была областью наиболее интенсивных погружений в раннем кембрии, осадки которого отличаются здесь большей мощностью и большей глубоководностью отложений. Эта зона максимальных прогибов была вместе с тем и зоной отчетливого проявления глубинных разломов.

Магматизм этой переходной зоны, которую можно было бы назвать Шорско-Мартайгинской, очень похож на магматизм зоны собственно салаирид, хотя отличается рядом особенностей. Здесь также в верхнем протерозое и кембрии известны спилито-кератофировые формации. Известны здесь и более древние верхнепротерозойские или раннекембрийские, слабо дифференцированные интрузии бюйского типа (интрузия авгитовых диоритов и диабазов), интрузии гипербазитов, а также и более молодые (средний кембрий) дифференцированные интрузии, причем среди последних известны и габбро-пироксенит-дунитовый и габбро-плагиогранитовый типы. В Западном Саяне вероятным их эквивалентом являются существенно плагиогранитные интрузии маинского типа. Главными индивидуальными особенностями этой переходной зоны являются: 1) приуроченность именно к этой зоне большой части габброидных интрузий габбро-пироксенит-дунитового и габбро-плагиогранитного типов и 2) значительно меньшее распространение каледонских гранитоидных интрузий, причем не исключена возможность появления здесь самостоятельного послеордовикского, но додевонского гранитоидного комплекса.

В области развития описанных структур магматизм проявлялся неоднократно и после превращения их в молодую платформу, но этот наложенный магматизм имеет уже особый характер. Это магматизм молодой платформы, не имеющий отношения к предшествующему магматизму геосинклинальных (подвижных) зон, теперь уже превращенных в складчатые жесткие структуры. При этом проявления силурийского (?) и девонского эффузивного и интрузивного магматизма явно связаны с образованиями крупных разломов и впадин типа межгорных прогибов и будут рассмотрены несколько позже.

Еще более внешнее положение по отношению к платформе занимает область собственно каледонид, охватывающая Западный Саян и большую часть Горного Алтая. В пределах этой обширной области

http://jurassic.ru/

складчатый геосинклинальный докембрий, а также нижний и средний кембрий глубоко погружены и только местами выступают в антиклинальных структурах из-под более молодых отложений. По составу эти синийско-кембрийские толщи в общем аналогичны одновременным с ним образованиям зоны салаирид. Здесь также развиты мощные песчано-сланцевые, реже карбонатные толщи, с которыми тесно ассоциируют типичная офиолитовая группа формаций в составе существенно диабазовой эффузивной, а также габброидной и гипербазитовой интрузий. Но характерным отличием этой зоны от зоны салаирид является полное отсутствие кембрийских гранитодных интрузий, чем, очевидно, и обусловлена сравнительно поздняя ее консолидация.

В верхнем кембрии и ордовике она была областью преимущественных погружений, причем в это время в Западном Саяне, на Алтае и Салаире накопилась мощная терригенная песчано-сланцевая толща, имеющая флишоидный характер. Слабая эффузивная деятельность в ордовике отмечается только в Северо-Западном Алтае и на Салаире.

Достоверные гранитоидные интрузии конца ордовика известны, наоборот, только в Западном Саяне, причем здесь они пользуются, повидимому, достаточно широким распространением; в Горном Алтае они только предполагаются и ни в одном случае не доказаны, а в Салаире отсутствуют полностью. В соответствии с этим оказывается несколько различной и дальнейшая судьба этих районов.

Так, силур в Западном Саяне имеет несколько сокращенную мощность и собран в довольно пологие складки, а эффузивно-осадочный девон выполняет межгорные прогибы. Следовательно, здесь в связи с заметным проявлением гранитоидного магматизма конца ордовика имела место сравнительно ранняя консолидация Западно-Саянской подвижной зоны. В результате этого в силуре погружения и складчатость оказываются ослабленными, а к нижнему девону вся эта область перешла к рёжиму молодой платформы с типичным для нее магматизмом; причем в этой окончательной стабилизации Западного Саяна известную роль должны были сыграть и силурийские (предвенлокские) гранитоиды Большепорожского комплекса.

В Горном Алтае, видимо, в связи с значительно меньшим развитием верхнеордовикских и нижнесилурийских интрузий консолидация наступила значительно позднее. Силур здесь имеет значительную мощность и геосинклинальный характер и сохранился в крупных синклинальных структурах. Но здесь геосинклинальный характер имеет и девон, который содержит в своем составе эффузивную толщу, принадлежащую к типу спилито-кератофировых формаций, причем девон здесь выполняет структуры типа вторичных геосинклиналей, но не межгорных прогибов, и местами испытал достаточно напряженную складчатость. В Горном Алтае эффузивная деятельность в девоне сопровождалась образованием небольших интрузий габбро-диабазов и щелочных гранитов. Главная масса батолитовых гранитоидных интрузий Горного Алтая имеет, видимо, поздневарисский возраст, будучи связана с крупными разломами во вполне консолидированной каледонской структуре. Впрочем, за последнее время появляются новые данные (главным образом определения абсолютного возраста), позволяющие снизить возраст гранитных интрузий северного фаса Алтая до верхнего девона. Вопрос этот поэтому лучше пока оставить открытым.

Только что отмеченная зависимость дальнейшей судьбы подвижной зоны от степени интенсивности гранитоидного магматизма особенно эффектно выступает на Салаире. Здесь нет никаких признаков проявления собственно гранитоидного магматизма ни в кембрии, ни в ордовике, ни в силуре, ни в девоне. Собственно Салаир, претерпев ряд фаз

http://jurassic.ru/

складкообразовательных движений в каледонском цикле, все же продолжал развиваться как подвижная зона до среднего девона включительно. Поэтому отнесение этой структуры к каледонидам (В. А. Кузнецов, 1954 г.) неправильно. В. А. Унксов (1958 г.) более удачно определил ее как область длительного многофазного развития, но, конечно, к ней не может быть применен термин «парагеосинклиналь», в который В. В. Белоусов вкладывает совсем иное содержание.

Рассмотрим более подробно девонский (силуро-девонский?) магматизм, проявившийся очень широко и своеобразно в пределах всей Алтае-Саянской области, в частности и в пределах зон байкалид, салаирид и каледонид.

Как уже сказано выше, в Кузнецком Алатау, Восточном и Западном Саянах в разное время, но в течение нижнего палеозоя, после и, видимо, в связи с внедрением гранитоидных интрузий установился режим молодой платформы с характерным магматизмом, не имеющим отношения к магматизму закончивших свое существование подвижных зон. Кстати, он и проявился в зонах с разным временем консолидации почти одновременно (но все же на юго-востоке ранее, чем на севере и западе) и в общем одинаково. В это время в связи с образованием крупных разломов и образованием межгорных прогибов имело место массовое развитие наземного вулканизма с образованием базальтовых, андезитовых и трахитовых лав, местами же фонолитов и щелочных базальтоидов, а также соответственных пирокластов, причем преобладающий состав лав менялся от места к месту. По наблюдениям И. В. Лучицкого (1960 г.), в областях поднятий и вне пределов собственно Минусинских впадин преобладали лавы трахитового (плагиопорфирового) состава, в то время как в прогибах изливались преимущественно основные базальтовые лавы. Высказывалось предположение о том, что девонские эффузивы ранее сплошным плащом перекрывали весь Кузнецкий Алатау и Восточный Саян. Но этого, по-видимому, никогда не было. Глубокие скважины показали отсутствие эффузивов в центральных частях Минусинских впадин, где они фациально замещаются обломочными породами. Очевидно, девонские вулканы располагались цепочками вдоль крупных разломов, ограничивающих Минусинские впадины, а также разбивающих Кузнецкий Алатау на отдельные блоки и ограничивающих с востока Кузбасса.

С этим эффузивным комплексом, представляющим собой продукт дифференциации базальтовой магмы в глубинных очагах, несомненно тесно генетически связаны интрузии эссекситов, уртитов и своеобразных щелочных пород фойяит-тералитового состава, получивших название берешитов и горячитов. Интрузивным эквивалентом ортофиров и базокварцевых порфиров девона являются интрузии кварцевых щелочных сиенитов и щелочных гранитов, в которых иногда обособляются небольшие тела нефелиновых сиенитов. Они широко распространены в Восточном Саяне, но известны и в Кузнецком Алатау, например в Мартайге, в Горной Шории и т. д. По заключению В. И. Каминской (1961 г.), сиениты Кондомского района, с которыми генетически связаны железорудные месторождения, имеют девонский возраст. Высказываются предположения, что своеобразные сильно дифференцированные интрузии габброидов патынского типа, известные в Восточном Саяне, в Кузнецком Алатау и на Салаире (гора Барсук), также связаны с девонским вулканизмом. Возраст всех этих магматических комплексов укладывается в пределах: верхний силур — средний девон.

В западной части Горного Алтая девонский магматизм проявился существенно иначе. Здесь во впадинах типа вторичных геосинклиналей, начиная с конца нижнего девона, а в основном в эйфеле, также

http://jurassic.ru/

имела место бурная вулканическая деятельность, но изливались преимущественно кислые липаритовые лавы в подводной обстановке, с образованием существенно кварцево-кератофировой формации с малым участием спилитов и диабазов, ассоциирующей с относительно глубоководными серыми и черными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, т. е. вся эффузивно-осадочная толща имеет существенно геосинклинальный характер. Здесь также известны субэффузивные тела щелочных гранофиров и гранофировых гранитов, тесно ассоциирующих с кварцевыми кератофирами и тождественные с последними по химическому составу. Наиболее поздние продукты девонского вулканизма представлены силлами и дайками диабазов и небольшими центральными интрузиями габбро.

Девон Уйменской впадины (И. И. Белостоцкий, 1955 г.) характеризуется эффузивно-осадочной толщей, имеющей характер как бы промежуточный между крайними типами: Минусинским и Онгудайско-Коргонским (Горный Алтай), что соответствует и ее географическому положению. Здесь также достаточно широко развиты кислые эффузивы, но эффузивная толща формировалась в наземных условиях и ассоциирует с красноцветами, очень близко отвечая типу порфировых формаций, выделенных А. В. Пейве в Центральном Казахстане.

В Восточном и Северо-Восточном Алтае довольно часто встречаются и интрузивные образования, несомненно тесно генетически связанные с эффузивами. Здесь они представлены красными гранофировыми, чаще щелочными гранитами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами, которые нередко ранее принимались за краевые зоны более молодых верхневарисских гранитов.

По-видимому, с конца среднего девона весь Горный Алтай был окончательно консолидирован. Однако в конце палеозоя он стал снова ареной энергичной магматической деятельности. Верхневарисские гранитоидные интрузии в Горном Алтае достаточно широко распространены; причем намечаются более ранние интрузии гранодиорит-тоналитового состава (аналоги змеиногорских) и более поздние — калиевых порфировидных гранитов (аналоги калбинских). Эти интрузии, видимо, являются одновременными с гранитоидами соседних варисских подвижных зон и связаны с одними и теми же движениями, проявившимися и в молодой варисской, и в соседней, более древней каледонской структуре. Аналогичные гранитоидные интрузии известны и на Салаире.

Зона варисских складок полукольцом опоясывает область каледонид. Обычно в нее включают Рудно-Алтайскую, Калба-Нарымскую и Колывань-Томскую структурно-фациальные зоны*. В пределах этой молодой складчатой зоны геосинклинальный режим сохранился до конца нижнего карбона. При этом Рудный Алтай является по существу зоной перехода от каледонских структур Горного Алтая к собственно варисским структурам Калба-Нарымской зоны. Он может рассматриваться как часть каледонского пояса, переработанного позднепалеозойскими движениями. Соответственно магматизм Рудного Алтая имеет много общего с магматизмом соседнего Горного Алтая. Здесь также в среднем девоне началась интенсивная вулканическая деятельность с образованием залегающей на дислоцированном ордовике существенно кварц-кератофировой формации с малым участием спилитов и диабазов, но, в отличие от Горного Алтая, в Рудном Алтае вулканическая деятельность продолжалась и в верхнем девоне. В последнее время здесь установлены гранитоидные интрузии среднедевонского возраста (В. И. Чернов и В. Н. Гаврилова, 1957 г.), но главный интрузивный

* Сюда же относится Салаир. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

магматизм приурочен к концу палеозоя, когда последовательно образовались сначала мелкие интрузии габбро-диабазов, габбро-норитов и габбро, затем плагиогранитные и гранодиоритовые интрузии Змеиногорского комплекса и, наконец, граниты калбинского типа. При этом необходимо отметить, что Рудный Алтай и Калба-Нарымская зона уже с конца нижнего карбона превратилась в складчатую (послегеосинклинальную) структуру. Интрузии Змеиногорского и тем более Калбинского комплекса даже здесь оказываются постскладчатыми, связанными с глыбовыми движениями по разломам (В. А. Унксов, 1958 г.).

Колывань-Томская зона слабо обнажена, но здесь отмечаются также эффузивная толща среднего девона, интрузии габбро и диоритов предположительно девонского возраста, а также гранитоидные интрузии, соответствующие Змеиногорскому и Калбинскому комплексам. Многочисленные дайки диабазов, секущие все породы Колывань-Томской зоны, являются дальним отголоском траппового магматизма Сибирской платформы.

Таким образом, к концу палеозоя вся территория Алтае-Саянской области оказалась постепенно стабилизированной и перешла к режиму молодой платформы, причем этот процесс постепенной консолидации подвижных зон затянулся на весь палеозойский период. Более поздние проявления магматизма в этой области имеют уже чисто платформенный характер.

На территории Сибирской платформы, вероятно, еще в перми началось образование трапповой формации, но максимальная интенсивность проявлений траппового магматизма падает на нижний триас. Излияния и интрузия базальтовой магмы приурочены здесь к зонам максимальных прогибов и крупным разломам, их окаймляющим. Но трапповый магматизм этого времени не ограничен древней платформой. Трапповые интрузии широко развиты в южной части Таймырской складчатой области, они давно известны в Кузбассе, в последнее время твердо установлены в Минусинской впадине. Почти несомненно проявлениями того же траппового магматизма являются молодые дайковые диабазы района Томска и Новосибирска и может быть даже Рудного Алтая.

Последние проявления магматизма Алтае-Саянской области, обнаруженные, правда, только в Восточном Саяне и Туве, — это третичные и четвертичные базальты, сохранившиеся на водоразделах этих горных областей, а также захватывающие современные речные долины.

Анализ истории развития магматизма Алтае-Саянской складчатой области дает возможность установить некоторые закономерности, имеющие, вероятно, и общее значение.

1. Одним из результатов развития этой области является прогрессивное разрастание Сибирской платформы, выражающееся в последовательном причленении к ней все новых и новых участков подвижных зон при их более или менее полной стабилизации (рис. 43).

2. Время стабилизации почти всегда совпадает с гранитным магматизмом, складкообразование же играет в этом процессе весьма малую роль. Выше была показана явная зависимость между интенсивностью гранитного магматизма в пределах той или иной структуры и степенью ее подвижности, сохраняющейся после образования гранитных батолитов. Если гранитный магматизм был особенно интенсивным, как, например, это имело место в пределах восточного склона Кузнецкого Алатау в среднем или верхнем кембрии, подвижность утрачивается настолько, что данная структура теряет способность к пластическим деформациям; существование ее как подвижной зоны прекращается, и она приобретает сразу черты молодой платформы. В случае же отсутствия или

http://jurassic.ru/

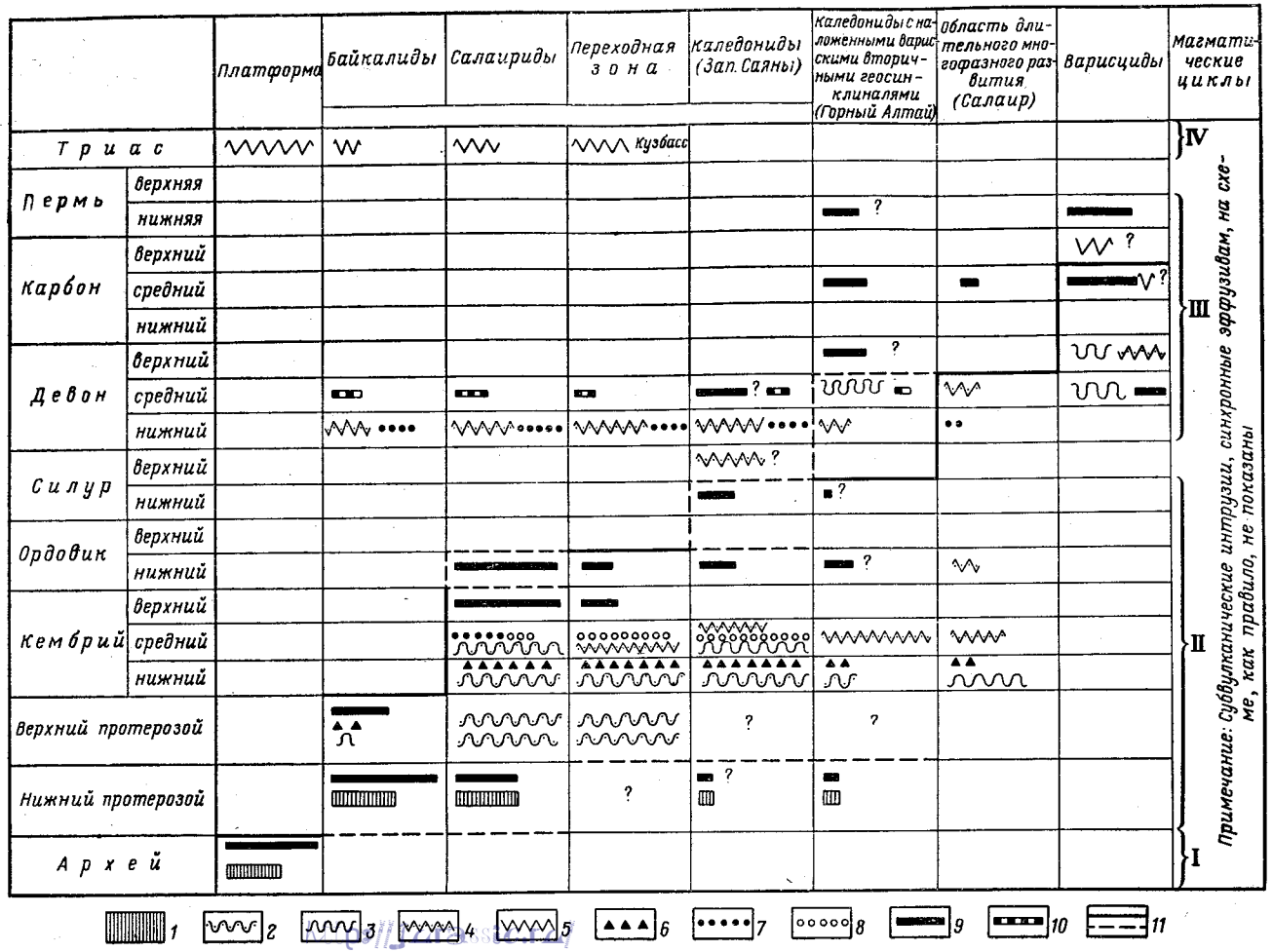



Рис. 43. Схема истории магматизма в главных структурных зонах Алтае-Саянской складчатой области

*1* — кристаллические сланцы, преимущественно основного и среднего состава; *2* — спилито-кератофировая формация с преобладанием основных лав; *3* — спилито-кератофировая формация с преобладанием кислых лав; *4* — порфировая и порфирито-ортофировая формация (андезито-дацитовая и базальто-трахитовая); *5* — трапповая формация; *6* — гипербазитовая формация; *7* — габбро-монцонит-сиенитовый тип габброидных интрузий; *8* — габбро-плагиогранитный формационный тип; *9* — батолитовые гранитоидные интрузии; *10* — интрузии щелочных гранит-сиенитов; *11* — время полной консолидации подвижной зоны и переход ее к платформенному режиму

слабо проявленного гранитного магматизма подвижная зона как таковая может существовать очень долго. Примером может служить Салаир, который жил как подвижная зона с нижнего кембрия до среднего девона, пережил за это время ряд напряженных складчатостей, но не испытал гранитного магматизма.

3. Палеозойский и синийский гранитный магматизм Алтае-Саянской складчатой области, как правило, совсем не связан с «главной фазой складчатости», как это принимается в большинстве геотектонических схем. За исключением еще очень плохо изученных интрузий ордовика в Западном Саяне, все гранитоидные батолитовые интрузии Алтае-Саянской области являются послескладчатыми и явно связаны с крупными разломами в достаточно жестких структурах.

4. В протерозойско-мезозойской истории Алтае-Саянской складчатой области отчетливо выделяется четыре вспышки эффузивного магматизма: в начале нижнего протерозоя, в синии — кембрии, в девоне и триасе. При этом каждая такая вспышка, возникнув около платформы, затем быстро распространяется на громадные площади геосинклинали, немного отставая во времени при удалении от платформы. Если пренебречь этим отставанием, то можно говорить об одновременном проявлении эффузивной деятельности в пределах всей геосинклинальной области в начале каждого тектоно-магматического цикла. Но затухание магматической деятельности в различно удаленных от платформы структурных зонах во время каждого тектоно-магматического цикла идет гораздо быстрее. Синийско-нижнепалеозойский магматический цикл завершился в зоне байкалид в верхнем синии, в зоне салаирид — в верхнем кембрии, в зоне каледонид — в ордовике или силуре. Ту же картину можно наблюдать в верхнепалеозойском тектоно-магматическом цикле. Триасовый магматизм имел чисто платформенный характер.

5. С эффузивными комплексами тесно во времени, пространстве и в большинстве случаев генетически связаны разнообразные интрузивные комплексы, принадлежащие к типам гипербазитовой, габбро-монцонит-сиенитовой, габбро-плагиогранитной, щелочно-сиенитовой и других формаций, имеющих более или менее ясно выраженную субвулканическую природу.

6. Как видно из изложенного выше и особенно на приложенной схеме истории магматизма, гранитоидные батолитовые интрузии ведут себя совершенно особым образом. Появление их совсем не приурочено к какому-то определенному этапу развития подвижной зоны. В одних случаях они образуются очень рано (зона байкалид), в других — очень поздно (зона каледонид и особенно салаириды) и не обнаруживают связи с эффузивами. Поэтому выделение «средних» этапов развития подвижной зоны по гранитоидным интрузиям, как это очень часто делается, не выдерживает критики, не говоря уже о том, что гранитные интрузии, как правило, завершают развитие подвижной зоны как таковой.

http://jurassic.ru/

*Глава 6*

# ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

## *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

Территория Западной Сибири, рассматриваемая в данном томе, распадается на два резко различных в тектоническом отношении региона — Алтае-Саянскую складчатую область и Западно-Сибирскую низменность (эпипалеозойскую платформу, или плиту). Алтае-Саянская область является в основном каледонской складчатой областью. Только западные ее районы входят в состав герцинской складчатой системы. Западно-Сибирская низменность рассматривается как молодая эпипалеозойская платформа.

Вопросы тектоники Западной Сибири рассматривались многими исследователями и авторами обобщающих работ. Первостепенное значение для изучения тектоники Сибири имели работы В. А. Обручева. Основы тектоники ряда важнейших районов Алтае-Саянской области разработаны А. Н. Чураковым, В. И. Яворским, В. П. Нехорошевым. Важнейшим этапом в изучении тектоники Западной Сибири явились исследования М. А. Усова, особенно его известное обобщение по фазам и циклам тектогенеза Западно-Сибирского края (Усов, 1936), а также работы Б. Ф. Сперанского, К. В. Радугина, В. А. Унксова (1958), В. С. Мелещенко и Э. Н. Янова (1960 г.), И. И. Белостоцкого (1956 г.) и других.

Многие вопросы тектоники Западной Сибири затрагивались авторами крупных обобщений по геологии Сибири и Евразии в том числе Делоне, А. Грабау, Д. В. Наливкиным, А. Д. Архангельским, М. М. Тетяевым, Н. С. Шатским, А. Н. Мазаровичем, Н. М. Страховым, В. В. Белоусовым и другими.

Для современных представлений о тектонике Западной Сибири наиболее важное значение имеют недавние обобщающие работы по истории геологического развития и тектоническому районированию Алтае-Саянской складчатой области, выполненные В. А. Кузнецовым (1952, 1954), а затем В. А. Унксовым (1958 г.), а также обобщения по важнейшим районам области, в том числе по Горному Алтаю, выполненные В. П. Нехорошевым (1954, 1958) и И. И. Белостоцким (1956), по Салаиру — В. Д. Фомичевым (1957, 1961), по Колывань-Томской зоне — А. Л. Матвеевской (1956 г.). Столь же важное значение имеют обобщающие работы по геологии Западно-Сибирской низменности и строению ее палеозойского фундамента, выполненные в последние годы М. К. Коровиным (1954), Б. А. Петрушевским (1955), И. В. Дербиковым (1956, 1958), Л. Я. Проводниковым (1956, 1957), В. П. Казариновым (1958 г.) и особенно Н. Н. Ростовцевым (1954, 1955, 1956, 1958).

По ряду вопросов тектоники у исследователей Западной Сибири имеются существенные разногласия. Главнейшие расхождения по тектонике Алтае-Саянской складчатой области сводятся к различному пониманию значения докембрийских структур и особенно роли кембрийского, или салаирского, этапа в формировании складчатых структур области. Дискуссионным оказывается вопрос о том, является Алтае-

http://jurassic.ru/

Саянская область моноцикличной, или полицикличной (В. И. Смирнов, 1958 г.) по особенностям ее развития, магматизма и металлогении.

Многие геологи развивают представления о длительном, многоэтапном формировании Алтае-Саянской складчатой области и о весьма важной, решающей для оформления общего структурного плана области, роли кембрийского, или салаирского, этапа тектогенеза (Усов, 1936 г.; Коровин, 1941, 1946; К. В. Радугин, 1939 г. и другие). Эти представления получили дальнейшее развитие, в частности, в обобщающих работах В. А. Кузнецова (1954) по истории формирования и геотектоническому районированию Алтае-Саянской области. На тектонической схеме, составленной этим автором, указаны не только каледонские и герцинские складчатые (структурно-фациальные) зоны, но среди каледонских сооружений востока Алтае-Саянской области выделены также наиболее древние по времени консолидации салаирские (кембрийские) структуры, прошедшие полный цикл геосинклинального развития в позднем протерозое и первой половине кембрия и не испытавшие существенной переработки в геосинклинальных условиях в течение последующих этапов развития области. Очевидно, выделение таких структур, естественно отличающихся от других по особенностям геологического строения, магматизму и металлогении, имеет определенный смысл и практическое значение. Как видно, в этих представлениях обосновываются взгляды на полицикличное развитие Алтае-Саянской области.

Несколько иным являются взгляды геологов школы Ю. А. Билибина (1956). Развивая идеи об общих закономерностях развития подвижных поясов и опираясь главным образом на фактические данные из Тувы и других восточных районов, они приходят к выводу, что вся Алтае-Саянская область является каледонским складчатым сооружением и что вся история развития области укладывается в один каледонский тектонический цикл. Как видно, высказывается взгляд о моноцикличном развитии Алтае-Саянской области (В. И. Серпухов, В. С. Домарев, К. Н. Вифанский и другие). При этом кембрийскому, или салаирскому, тектогенезу не придается столь большого значения, как полагают западно-сибирские геологи. Он рассматривается как начальный и ранний этапы каледонского цикла. Девонский и, по-видимому, верхнепалеозойский тектогенез и магматизм рассматриваются при этом как поздние этапы того же каледонского цикла тектонического развития. В связи с этим проявления герцинского тектогенеза и магматизма ставятся под сомнение или даже отрицаются совершенно; причем отрицаются не только в восточных районах области, в частности в Туве, где для этого есть некоторые основания, но и на западе, даже в Горном Алтае, где широкое проявление герцинских тектонических движений, магматизма и оруденения устанавливается всеми исследователями этого района (Нехорошев, 1958).

В сводке по тектонике области, данной В. А. Унксовым (1958), также развиваются представления о моноцикличном развитии каледонид Алтае-Саянской области. Вместе с тем в ней признается важнейшая роль именно салаирского (кембрийского) этапа для формирования складчатых структур области. Мало того, в другой статье (Борсук и Унксов, 1958) отмечена ведущая роль того же салаирского тектогенеза в формировании складчатых структур Северного Казахстана, а также Северного Урала и даже Тимана. Важнейшее значение салаирской складчатости для формирования складчатых структур Центрального Казахстана установлено многими исследователями этой области (Р. А. Борукаев, 1955 г., и другие).

Определенные разногласия имеются и по вопросам геологии и тектоники Западно-Сибирской низменности и особенно строения ее доме-

http://jurassic.ru/

зозойского складчатого фундамента. Известны ряд гипотез и значительное количество схем строения складчатого фундамента (Ростовцев, 1958). Одна группа авторов полагает, что фундаментом низменности в основном являются древние докембрийские образования. Другие считают, что здесь, напротив, развиты главным образом сравнительно молодые герцинские складчатые структуры. Наибольшее распространение в последнее время получили взгляды о сложном строении фундамента, в котором предполагается наличие и герцинских, и каледонских и, по-видимому, более древних — салаирских складчатых структур с вероятными докембрийскими срединными массивами между ними. Различны представления и о роли таких массивов. Известны предположения о существовании приблизительно в центре низменности сравнительно неглубоко залегающего выступа домезозойского фундамента, получившего в свое время название Тобольского массива, или Тоболии (Грабау, 1928; Коровин, 1945 и другие). В последних схемах, составленных с учетом большого фактического материала, подобного рода поднятия не выделяются, а в глубоко погруженном фундаменте по геофизическим данным намечается положение ряда впадин в фундаменте (вероятно, выполненных пзднепалеозойскими толщами), напоминающих Кузнецкую котловину, причем в основании этих впадин допускается наличие древних срединных массивов (Ростовцев, 1958).

В вопросе о размещении и конфигурации предполагаемых в составе фундамента низменности герцинских и более древних складчатых зон также нет единой точки зрения и существует ряд приблизительно равноценных по степени обоснованности вариантов (В. Д. Фомичев, 1948 г.; И. В. Дербиков, 1956, 1958 гг.; Л. Я. Проводников, 1957г.; Н. Н. Ростовцев, 1956, 1958 гг. и другие). Одним из наиболее существенных разногласий при этом является вопрос о северном продолжении Зайсанской герцинской складчатой зоны, о том, испытывает ли она виргацию, при которой одна ветвь направляется на северо-восток, на соединение с Колывань-Томской дугой, а другая идет на северо-запад, примыкая к герцинским структурам погребенного восточного Урала. Этот вариант допускается одной из схем Н. Н. Ростовцева и поддерживается Л. А. Проводниковым. Однако Н. Н. Ростовцев допускает и другие варианты, при которых связь Зайсанских и Уральских герцинид отсутствует.

Меньше расхождений в представлениях о тектонике мезо-кайнозойских толщ Западно-Сибирской низменности. Наиболее существенными при этом являются разногласия по вопросу о значении унаследованного развития в формировании структур. Этот вопрос имеет громадное практическое значение, поскольку длительно существующие и унаследованно развивающиеся структуры погруженных мезозойских отложений низменности, представляющие интерес в отношении нефте- и газоносности, очевидно, могут обнаруживаться методами геологического картирования поверхности и геоморфологического анализа, с учетом проявления неотектоники.

Как видно, по вопросам тектоники Алтае-Саянской складчатой области и Западно-Сибирской низменности накоплен значительный материал, высказан ряд интересных взглядов и выполнено несколько важных обобщающих работ. Это позволяет привести в данном томе очерки тектоники главнейших районов Западной Сибири, подкрепленные новыми фактическими данными.

### *КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ И ГОРНАЯ ШОРИЯ*

В Кузнецком Алатау выделяют северную окраину его (Мариинскую тайгу), восточный и западный склоны, Батеневский кряж (восточный

http://jurassic.ru/

отрог) и южное звено — Горную Шорию. Геологические границы этой территории совпадают в общих чертах с границами горного массива Кузнецкого Алатау. В XIV томе рассмотрена западная часть этого региона, расположенная в пределах Западной Сибири. Здесь представлены наиболее древние структурные элементы области — салаириды. Наблюдаются мощные карбонатные и эффузивно-осадочные толщи синия и фаунистически охарактеризованные комплексы нижнего и среднего кембрия. Мощные, но в общем слабо дислоцированные карбонатные толщи синия отлагались, по-видимому, в условиях очень широкого слабо расчлененного прогиба (Унксов, 1958). Им не свойственны ни полная линейная складчатость, ни глубокий региональный метаморфизм (Поспелов, 1958).

Кембро-синийские складчатые сооружения отличаются сложной конфигурацией в плане, которую нельзя объяснить без допущения резко неоднородной структуры докембрийского основания. В. А. Унксов подчеркнул широкое развитие здесь глыб достаточно консолидированного складчатого фундамента, опущенных на разные глубины по крупным разломам нескольких пересекающихся направлений. В. А. Кузнецов (1954 г.) также считает, что данный регион формировался на обломках погружающейся докембрийской складчатой области и определяет структурный план салаирид, после их консолидации, как складчато-глыбовую зону. А. А. Моссаковский (1961 г.), И. И. Белостоцкий и группа других исследователей из ВАГТ (1959 г.), а также В. В. Хоментовский (1959 г.) своеобразие тектоники Кузнецкого Алатау видят в том, что процесс его геосинклинального развития осуществлялся путем дифференциальных движений (большой амплитуды) отдельных массивов. Синийско-кембрийские геосинклинальные структуры Кузнецкого Алатау развивалась, по их представлениям, на жестком, по-видимому, сиалическом основании при постепенном его раздроблении.

Анализ обширного геологического материала позволяет прийти к выводу, что Кузнецкий Алатау (как, по-видимому, и некоторые другие части Алтае-Саянской складчато-глыбовой зоны) представляет собой подвижную область салаирского возраста с унаследованным типом структур; главные структурные элементы Кузнецкого Алатау имеют «сквозной» характер. На современном срезе Кузнецкого Алатау видно, что он состоит из выступов докембрийского фундамента, срединных массивов салаирид, подвижных зон и наложенных структур платформенного типа (межгорных впадин и прогибов, рис. 44). Обособление Кузнецкого Алатау от окружающих его геоструктурных единиц завершилось в каледонском цикле тектогенеза.

В геологическом строении Кузнецкого Алатау и Горной Шории принимают участие метаморфические и магматические комплексы протерозоя, слабее измененные осадочно-вулканогенные и осадочные толщи синия и кембрия, интрузивные комплексы нижнего палеозоя, диагнетизированные осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы ордовика и девона, интрузивные комплексы среднего палеозоя и слабо диагенетизированные осадочные отложения мезозоя и кайнозоя.

В строении Кузнецкого Алатау отчетливо выражены геотектоническая этажность и ярусность, являющиеся отражением общего хода развития Алтае-Саянской области в целом.

Выделяются следующие этапы формирования Кузнецкого Алатау и соответствующие им структурные ярусы: 1) протерозой (?), 2) синий — средний кембрий, 3) верхний кембрий — ордовик, 4) нижний — средний девон (эйфель), 5) верхний девон — карбон и 6) мезо-кайнозой.

В основании залегает многокилометровая толща кристаллических сланцев, силикатных мраморов, кварцитов, гнейсов и мигматитов, кото-

http://jurassic.ru/

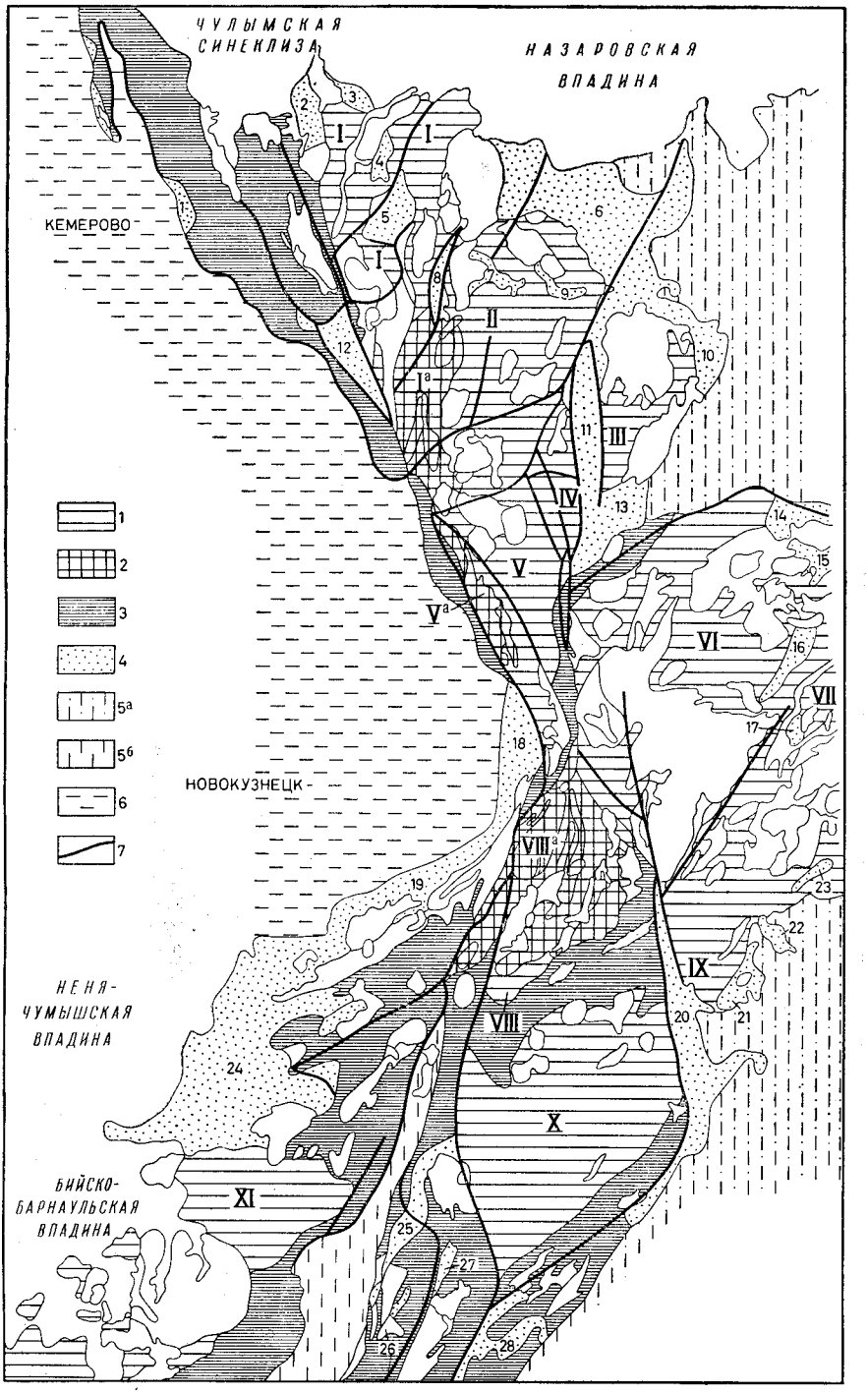



Рис. 44. Схема тектонического районирования Кузнецкого Алатау (составили Ю. Д. Скобелев и М. А. Чурилин)

*1* — массивы салаирид; *2* — выступы докембрийского фундамента; *3* — подвижные зоны; *4* — девонские глыбовые ступени и впадины; *5* — межгорные прогибы: *а* — Минусинский, *б* — Уйменско-Лебедской; *6* — краевой прогиб (Кузнецкая котловина); *7* — главнейшие дизъюнктивные зоны. Выступы докембрийского фундамента: Мартайгинский ($I^a$), Терсинский ($V^a$), Томско-Порожинский (VIII). Главные массивы салаирид: Мартайгинский (I), Восточно-Мартайгинский (II), Саралинский (III), Крестовский (IV), Терсинский (V), Центрально-Алатауский (VI), Уйбатский (VII), Томско-Порожинский (VIII), Аскызский (IX), Мрасский (X), Кондомский (XI).

Девонские краевые ступени: (1, 2, 3, 6, 10, 12, 13, 14, 18, 19, 21, 24)
Девонские грабен-синклинальные впадины (4, 5, 7, 8, 9, 11, 15, 16, 17, 20, 22, 25, 26, 27, 28)

http://jurassic.ru/

рая многими исследователями относилась к протерозою и отчасти к верхнему архею (?).

Досинийский возраст указанных толщ подтверждается многими соображениями. На основании изучения минеральных ассоциаций пород, отнесенных В. К. Моничем (1940 г.) к его шорской серии архейского (?) возраста, они соответствуют амфиболитовой и гранулитовой фациям средних глубин. Породы вышележащих конжинской и терсинской свит протерозоя были отнесены им к фациям силикатных мраморов и гранулитов, глубин переходных от мезо- к эпизоне. В свитах шорской серии установлено также широкое развитие складок течения с сопровождающими их мигматитовыми складками, в сложении которых принимают участие жильные и дайковые образования (В. А. Исаев, 1960 г.). Всеми исследователями, изучавшими эти толщи, отмечается широкое развитие в них зон мигматизации и магматической гранитизации. Среди разнообразных по характеру мигматитовых образований имеют место и теневые мигматиты (В. П. Исаев, 1960 г.). Метаморфические и магматические комплексы данного структурного яруса слагают выступы докембрийского фундамента среди салаирид.

Используя идеи Н. С. Шатского (1960 г.) о типах структур областей, примыкающих к древним платформам, развитые и продолженные Ю. А. Косыгиным и И. В. Лучицким (1961 г.), можно считать, что Кузнецкий Алатау в досинийское время представлял собой область перикратонных опусканий древней Сибирской платформы *, ограниченную с запада «краевым швом», отвечающим Кузнецко-Алатауской краевой подвижной зоне. Особенностью строения Кузнецкого Алатау, отличающей его от других областей перикратонных опусканий, является приуроченность этого региона к мощному «краевому шву» платформы. Тектоническая подвижность шва обусловила довольно интенсивное раздробление фундамента области, в результате чего возникла система подвижных зон и более или менее монолитных массивов. Важную роль глубинных разломов в формировании тектонических структур Кузнецкого Алатау отмечает и В. В. Хоментовский (1959 г.), называя ее зоной высокой проницаемости, а также Д. И. Мусатов и А. П. Тарков (1959 г.), выделявшие ее под названием «геосинклинального трога».

Магматические процессы в докембрии проявлялись неоднократно и интенсивно. Возможно, что имел место не один тектоно-магматический цикл, а по крайней мере два (Ю. А. Кузнецов, 1960 г.). Оба цикла начинались, по-видимому, с излияния основных эффузивов и образования интрузивных тел основного состава и завершались гранитоидными интрузиями. С первыми связаны широко проявившиеся процессы мигматизации, метасоматической гранитизации и щелочного метасоматоза. С гранитоидными интрузиями протерозойского возраста связано довольно широкое проявление инъекционно-контактового метаморфизма и щелочного метасоматоза.

Толщи, сформировавшиеся в синийско-среднекембрийский этап развития области, вместе с нижнепалеозойскими интрузиями занимают не менее 30% территории Кузнецкого Алатау. Это карбонатно-терригенные и эффузивно-осадочные формации морских и лагунно-континентальных фаций. В основании данного структурного яруса лежат мощные толщи енисейской карбонатной серии синия, которая, по данным А. Г. Поспелова и других (1961 г.), объединяет два крупных цикла осадконакопления. Общая мощность отложений серии достигает 5—7 тыс. *м*. Нижне-

* Термин «перикратонные опускания», вряд ли приложим к досинийскому этапу развития структуры Кузнецкого Алатау. *(Ред.)*

http://jurassic.ru/

кембрийские отложения Кузнецкого Алатау, по А. Г. Поспелову, также представляют два крупных цикла осадконакопления. Нижний цикл начинается с эффузивно-осадочных терригенных толщ кондомской свиты. Стратиграфически выше эти толщи сменяются карбонатными толщами нижних горизонтов сложной по составу усинской свиты. Толщей известковистых песчаников, конгломератов, содержащей марганцовые руды и желваковые фосфориты и сменяющей карбонатные толщи нижних горизонтов усинской свиты, начинается новый крупный цикл осадкообразования нижнего кембрия. Выше она сменяется существенно карбонатными толщами верхних горизонтов усинской свиты.

Средний кембрий (мундыбашская и большекитатская свиты) имеет преимущественно эффузивно-терригенный состав, но в некоторых районах Кузнецкого Алатау, например в пределах Батеневского кряжа, представлен также и карбонатными толщами. Мощность среднекембрийских отложений достигает 2 тыс. *м*.

Фациальная изменчивость синийских и кембрийских отложений Кузнецкого Алатау отмечалась в работах О. К. Полетаевой (1934 г.), А. Г. Вологдина (1947 г.), А. Л. Додина (1942 г.) и ряда других исследователей. По данным В. М. Ярошевича (1958 г.) выделяются три фациально-литологических типа разрезов данного структурного яруса. Два из них (разрез Батеневского кряжа и разрез по рч. Сарале) характерны для антиклинальных зон, третий (бассейн р. Бел. Июса) типичен для геосинклинальных. Для разреза Батеневского кряжа характерно преобладание карбонатных пород во всех частях его, наличие местных перерывов и широкое развитие археоциатово-водорослевых рифов, свидетельствующих о незначительной глубине моря, в котором происходило накопление осадков. Для разреза по р. Бел. Июсу характерны мощные сложно построенные осадочно-вулканогенные толщи, сходные по составу со спилито-кератофировыми формациями. Разрез по р. Сарале имеет много общих черт с разрезом р. Бел. Июса, но в отличие от последнего в нем не участвуют спилито-кератофировые толщи; значительная часть вулканогенной серии разреза образовалась там в наземных условиях, имели место локальные перерывы и размывы, осадочные толщи разреза формировались в мелководных условиях.

По представлениям, развиваемым В. В. Хоментовским (1959 г.) и, отчасти, Д. И. Мусатовым и А. П. Тарковым (1959 г.), формирование отложений данного структурного яруса на большей части территории Кузнецкого Алатау происходило в геосинклинальной обстановке. Условия мощного прогибания существовали в относительно узких локальных зонах (геосинклинальных трогах).

По представлениям группы исследователей ВАГТ (И. И. Белостоцкий, Б. Н. Красильников, Г. А. Кудрявцев, А. А. Моссаковский и другие), Кузнецкий Алатау по условиям формирования отложений данного структурного яруса делится на две части: область внутригеосинклинальных прогибов, к которой они относят главным образом северную часть Кузнецкого Алатау (Мартайга), и область геоантиклинального поднятия (Батеневский кряж и юго-восточная часть Кузнецкого Алатау). Область внутригеосинклинальных прогибов имеет в свою очередь сложное строение с мегантиклинорными и мегасинклинорными промежуточными зонами. В выделяемых нами «массивах», составляющих структурную основу области, формирование толщи данного структурного яруса происходило в обстановке, свойственной геоантиклинальным поднятиям. В пределах подвижных зон существовала обстановка, свойственная геосинклинальным зонам. К началу среднего кембрия значительная часть территории Кузнецкого Алатау представляла собой сушу.



http://jurassic.ru/

Магматизм данного этапа развития области проявился в пределах подвижных зон в эффузивной и интрузивной фациях. Интрузивный магматизм характеризуется преимущественно гипабиссальным типом фаций, тесной пространственной и несомненно генетической связью с вулканогенными толщами, преимущественно основным и среднеосновным составом. Исключение составляют интрузивные тела гипербазитовой формации, не имеющей аналогов среди эффузивных формаций. Все сказанное выше, а также сам набор формаций позволяют с уверенностью объединять их в геосинклинальный формационный ряд (формации эвгеосинклиналей), согласно классификации магматических формаций Ю. А. Кузнецова (1961 г.).

Отложения верхнекембрийско-ордовикского структурного яруса представлены лагунными и прибрежно-континентальными фациями пестроцветной формации. Приурочены они к подвижной зоне, протягивающейся вдоль границ Кузнецкого Алатау с Кузбассом (Кузнецко-Алатауская подвижная зона), где образуют небольшие грабен-синклинальные структуры.

Данный этап формирования Кузнецкого Алатау соответствует стадии формирования складчатой области (орогенная стадия). Уже к началу этого этапа подавляющая часть региона представляла собой сушу; здесь интенсивно протекали процессы горо- и складкообразования, соответствующие завершающим движениям салаирской складчатости (И. И. Белостоцкий и другие, 1959 г.; В. А. Кузнецов, 1954 г.). Осадкообразование происходило в небольших замкнутых бассейнах. К концу этапа завершилось формирование складчатых структур области. Магматизм данного этапа отличается от предыдущего тем, что проявился он исключительно в интрузивных фациях и все интрузии являются производными гранитоидной магмы. Весьма часто они слагают крупные плутоны площадью в несколько тысяч квадратных километров; в пределах Центрально-Алатауской зоны занимают значительную часть территории. По определению Ю. А. Кузнецова (1960 г.), интрузии имеют «батолитовый» характер. Преимущественная приуроченность к подвижным зонам, весьма характерная для интрузивных формаций предыдущего цикла, здесь не наблюдается. Гранитоидные комплексы данной эпохи магматизма относятся к ряду орогенных батолитовых гранитоидных формаций (Ю. А. Кузнецов, 1961 г.).

Осадочно-вулканогенные отложения ранне-среднедевонского структурного яруса характеризуются развитием континентально-лагунных и вулканогенных фаций. Они широко развиты на восточной, северо-восточной и западной окраинах Кузнецкого Алатау, а также выполняют межгорные впадины и котловины в пределах его, залегая с резким угловым несогласием, а местами и с базальным конгломератом на дислоцированном нижнем палеозое. По данным И. К. Баженова (1940 г.) и других исследователей, конгломераты приурочены к сравнительно узким локальным участкам и имеют местные источники сноса, т. е. формирование этих отложений протекало в условиях достаточно расчлененного горного рельефа. Внутри этой толщи почти повсеместно наблюдаются признаки перерыва в предживетское время. Этот перерыв устанавливается как по восточным (Б. Н. Красильников, 1955 г., И. В. Лучицкий, 1961 г.), так и по западным окраинам Кузнецкого Алатау (К. В. Радугин, 1936 г.).

На данном этапе развития Кузнецкий Алатау переживал стадию преобразования складчатой области в область завершенной складчатости (молодой платформы). В это время территория Кузнецкого Алатау представляла собой в основном сушу, в пределах которой происходило активное формирование горного рельефа и образовывались предгорные

http://jurassic.ru/

и межгорные впадины и котловины, к которым и было приурочено формирование вулканогенно-осадочных формаций данного структурного яруса. Формирование впадин и котловин (и магматические процессы) особенно охотно происходило в пределах успевших замкнуться в предыдущий этап развития областей краевых и внутренних подвижных зон, но одновременно происходило заложение и развитие новых зон глубинных разломов и дополнительное дробление массивов.

Девонский этап магматизма по масштабам проявления значительно уступал предыдущему. Преобладающее значение в нем имели эффузивные фации, чем было обусловлено формирование вулканогенных серий нижнего и среднего девона на обширных территориях вдоль окраин Кузнецкого Алатау (во впадинах и котловинах) и внутри его. Формирование этих серий происходило преимущественно в континентальной обстановке. Эпохи активной вулканической деятельности разделялись периодами относительного покоя, когда происходило формирование осадочных толщ.

По западному склону Кузнецкого Алатау (по данным К. В. Радугина, 1936 г.; В. С. Батурина, 1936 г.; А. С. Скоморохова, 1961 г. и других) проявились три основные эпохи девонского вулканизма. Интрузивные формации того времени отличались значительным разнообразием; почти все интрузивные массивы имели черты гипабиссальных интрузий. Достаточно широко были распространены субвулканические тела. В целом для массивов данной эпохи магматизма была характерна четко выраженная приуроченность к зонам разломов и полям развития эффузивных толщ девона, а также повышенная щелочность.

Магматические формации девонской эпохи относятся здесь к ряду орогенных эффузивно-интрузивных формаций (Ю. А. Кузнецов, 1961 г.).

В средне- и позднепалеозойскую эпохи в Кузнецком Алатау завершалась стадия преобразования орогена в область завершенной складчатости и в конце палеозоя — начале мезозоя она превратилась в молодую платформу (И. И. Белостоцкий и другие, 1959 г.). В течение всего этого этапа область представляла собой расчлененную горную страну, в пределах которой не сохранилось сколько-нибудь крупных участков осадконакопления.

В мезо-кайнозойскую эпоху, собственно платформенную стадию развития области, происходило постепенное погружение северной части ее под мощные толщи рыхлого платформенного чехла.

Основные геоструктурные единицы Кузнецкого Алатау как области массивов с унаследованным типом структур могут быть объединены в следующие группы (см. рис. 44):

а) срединные массивы с выступами докембрийского фундамента;

б) краевые и внутренние подвижные зоны;

в) наложенные структуры: грабен-синклинали верхнего кембрия и ордовика, краевые складчато-глыбовые ступени (моноклинали) и межгорные впадины девона.

В Кузнецком Алатау массивы салаирид представляют собой геоструктурную единицу, имеющую двухярусное строение. Нижним ярусом является жесткий консолидированный складчатый фундамент, сложенный метаморфическими толщами первого структурного яруса и магматическими комплексами докембрия. Каждая такая структура I порядка окружена подвижными зонами, разломами и, кроме того, часто разбита последними на более мелкие блоки.

Верхний структурный ярус такого массива сложен в основном относительно слабо дислоцированными и метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами и гранитоидными плутонами позднего кембрия — ордовика. В Кузнецком Алатау выделяются одиннадцать наибо-



http://jurassic.ru/

лее крупных массивов (антиклинорных структур I порядка), которые объединяются в три зоны:

а) Мартайгинская зона с Мартайгинским, Восточно-Мартайгинским, Саралинским, Крестовским, Терсинским массивами;

б) Центрально-Алатауская зона, включающая Центрально-Алатауский, Уйбатский, Аскызский и Томско-Порожинский массивы;

в) Шорская зона, в состав которой входят Мрасский и Западно-Шорский массивы.

А. А. Моссаковский (1961 г.) подчеркивает, что своеобразие тектоники Кузнецкого Алатау в том и заключается, что: «... процесс его геосинклинального развития осуществлялся путем дифференциального движения большой амплитуды отдельных изометричных массивов».

Верхний структурный ярус антиклинорных массивов Шорской зоны на 70% слагается преимущественно карбонатными толщами синия — нижнего кембрия. Толщи эти собраны в брахиформные, реже линейного характера складки (рис. 45). Общее простирание структур здесь северо-восточное, в крайней юго-западной части переходящее в субширотное. Эффузивно-осадочные толщи среднего кембрия располагаются преимущественно в периферических частях массивов или вдоль зон локальных разломов, рассекающих центральные их части. Интрузивный магматизм данной зоны пространственно и генетически связан с эффузивным магматизмом синия — среднего кембрия и девона. Интрузии имеют гипабиссальный характер и слагаются разнообразными комплексами гранитоидного, основного, реже щелочного состава.

Наиболее крупный из массивов — Мрасский имеет почти изометричную форму с размерами диагоналей: большая 100 *км*, меньшая 40 *км*. Рядом исследователей структура массива в целом описывалась как антиклинальная («Мрасский антиклинорий»).

Мрасский массив с двух сторон окружен краевыми подвижными зонами: с запада и юго-запада Восточно-Лебедской, с юго-востока — Западно-Саянской. Обе эти зоны сложены вулканогенными толщами синия, нижнего и среднего кембрия. Собраны они в линейные напряженные складки с осями, параллельными границам зон, имеющими в пределах Восточно-Лебедской зоны субмеридиональное, а в пределах Западно-Саянской — северо-восточное простирание. С запада массив ограничен девонской глыбово-складчатой ступенью, переходящей на севере в грабен-синклинальную котловину, известную в литературе под названием Таштыпского грабена. На севере он отделен от Томско-Порожинского массива нерезко выраженной подвижной зоной.

Западно-Шорский массив со всех сторон окружен краевой подвижной зоной и представляет собой сравнительно небольшую срединную глыбу внутри мощной Кузнецко-Алатауской зоны. С запада к нему примыкает обширная девонская складчато-глыбовая ступень, по своим размерам превосходящая массив.

Центрально-Алатауская зона отличается от Шорской тем, что в строении входящих в ее состав массивов преобладающая роль принадлежит гранитоидным плутонам позднего кембрия — ордовика. Карбонатные толщи синия — нижнего кембрия и вулканогенно-осадочные толщи среднего кембрия развиты преимущественно в крайней северо-восточной части ее (Батеневский кряж). На остальной части территории зоны они встречаются либо в виде более или менее крупных останцов кровли гранитоидных плутонов, либо занимают относительно небольшие участки среди них. Пликативные структуры этих толщ имеют тот же характер и то же преобладающее северо-восточное простирание, что и в Шорской зоне. В крайней северо-восточной части зоны (Батеневский кряж) северо-восточное простирание сменяется субширотным. В пределы зоны

http://jurassic.ru/

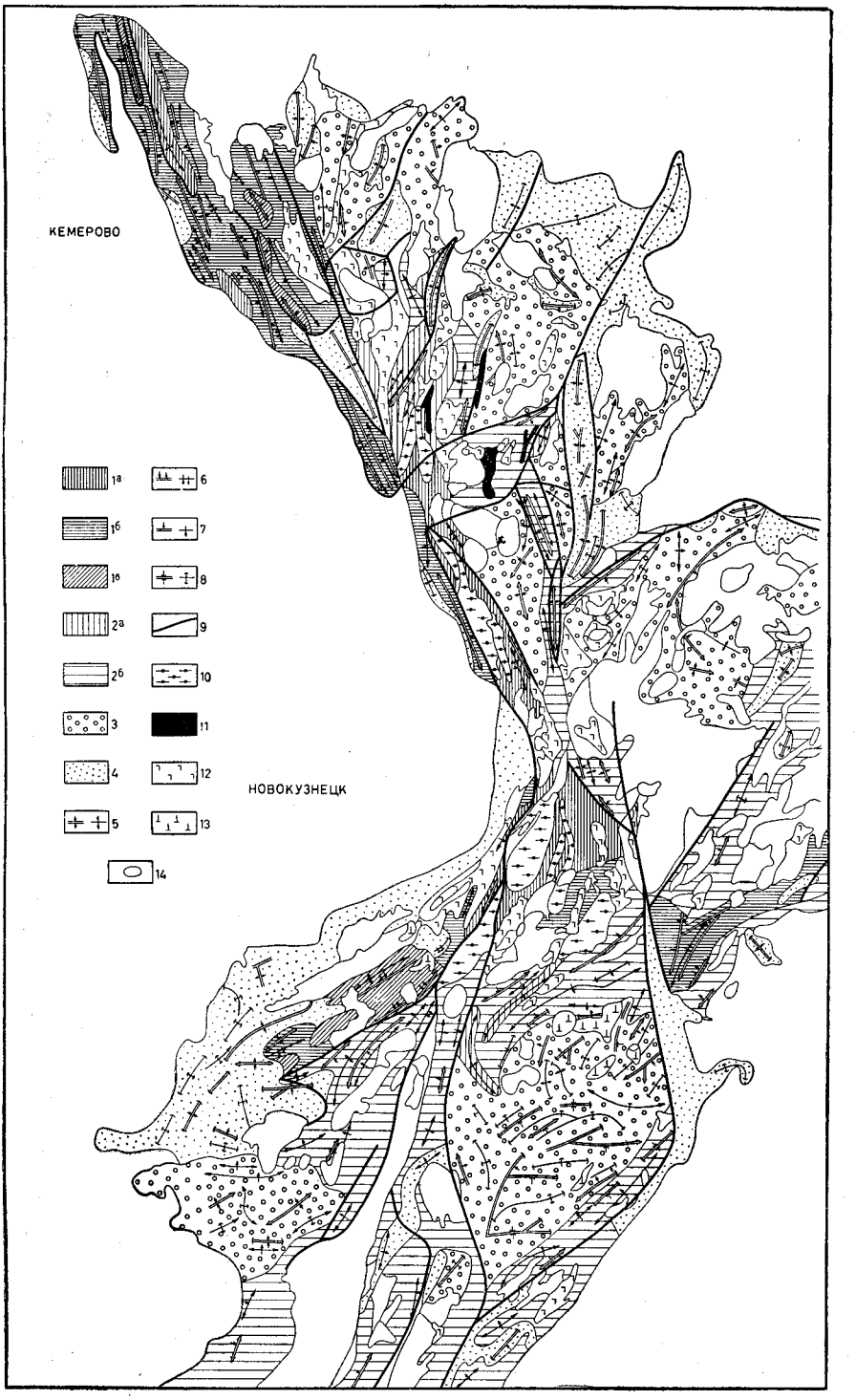



Рис. 45. Схематическая структурно-тектоническая карта Кузнецкого Алатау (составили Ю. Д. Скобелев и М. А. Чурилин)

*1* — области линейных складчатых структур в пределах $I^{а}$, $II^{б}$ и $III^{в}$ структурных ярусов; *2* — области смешанных и переходных структур с преобладанием линейных в пределах $I^{а}$ и $II^{б}$ структурных ярусов; *3* — области смешанных и переходных структур — с преобладанием брахиформных и асимметричных (в пределах II структурного яруса); *4* — области брахискладчатых структур; *5* — оси симметричных и подобных складок в пределах $I^{а}$ структурного яруса; *6* — оси изоклинальных складок; *7* — оси асимметричных складок; *8* — оси складок с округлыми замками; *9* — главные дизъюнктивные зоны; *10* — докембрийские интрузивные комплексы; *11* — нижнепалеозойские гипербазитовые интрузии; *12* — нижнепалеозойские габброидные комплексы; *13* — среднепалеозойские габброидные комплексы; *14* — прочие интрузивные комплексы

http://jurassic.ru/

входят также выступы докембрийского фундамента, сложенные преимущественно протерозойскими гранитоидными плутонами и отчасти метаморфическими толщами первого структурного яруса. С северо-запада и запада зона отделена от остальных частей Кузнецкого Алатау подвижными зонами (средняя ширина которых равняется 10 *км*), с севера и юга — крупными разломами, отделяющими Кузнецкий Алатау от Чулымо-Енисейской и Минусинской впадин. С этими разломами связано возникновение довольно многочисленных девонских глыбовых ступеней. Типичным для данной зоны можно считать Центрально-Алатауский антиклинорный массив, площадь которого достигает 6500 *км*². Из них на долю Тыгертышского плутона приходится более 3000 *км*² и на долю Бело-Июсского плутона 900 *км*².

Своеобразным элементом этой тектонической зоны является Томско-Порожинский массив в совокупности с примыкающими к нему с севера и с юга выступами докембрийского фундамента. В его пределах второй структурный ярус состоит на 65% из гранитоидных массивов позднего кембрия — ордовика, на 35% — из карбонатных толщ. Последние собраны в брахиформные складки северо-восточного простирания. Северная половина этого структурного элемента — Томско-Порожинский докембрийский выступ — более чем на 50% слагается крупными плутонами докембрийских гранитоидов (Томский и Порожинский). Гнейсовые комплексы первого структурного яруса, принимающие участие в его строении, собраны в весьма напряженные линейные складки субмеридионального простирания.

Мартайгинская зона, занимающая северную половину Кузнецкого Алатау, характеризуется относительно небольшими размерами входящих в ее состав массивов, интенсивно к тому же разбитых на отдельные глыбы системами крупных разломов. К этим разломам, а также к окружающим массивы подвижным зонам приурочены довольно многочисленные девонские складчато-глыбовые впадины; здесь характерны гипербазиты и другие разнообразные по составу интрузивные массивы, генетически связанные с вулканогенными толщами синия — среднего кембрия и девона.

Наряду с этим в сложении массивов существенная роль принадлежит крупным плутонам гранитоидов позднего кембрия — ордовика (см. рис. 44).

Карбонатно-терригенные формации синия — раннего кембрия и эффузивно-осадочные формации среднего кембрия второго структурного яруса состоят преимущественно из терригенно-осадочных и пирокластических толщ. Карбонатные толщи играют подчиненную роль. Во всех массивах этой зоны пликативные структуры во втором структурном ярусе имеют субмеридиональное простирание, причем в массивах в западной части ее — север-северо-западное, а в массивах восточной части — север-северо-восточное. Характер пликативных структур тот же, что и в предыдущих зонах.

С севера, северо-востока и востока системой крупных разломов зона эта отделена от соприкасающейся с ней Чулымо-Енисейской впадины. С их развитием связано образование многочисленных и обширных девонских краевых ступеней. На северо-западе Мартайгинская структурная зона отделена от Кузбасса Кузнецко-Алатауской краевой подвижной зоной. Вдоль контакта с ней располагаются краевые выступы докембрийского фундамента. Наиболее крупный Терсинский выступ примыкает с запада к Терсинскому массиву. Он имеет удлиненную форму, вытянут параллельно западному контакту Терсинского массива, сложен главным образом докембрийскими гранитоидными плутонами и в меньшей степени метаморфическими комплексами первого структурного яруса.

http://jurassic.ru/

Подвижные зоны, в отличие от массивов, представляют собой относительно узкие, большей частью линейно вытянутые структуры, в составе которых первый структурный ярус как жесткое консолидированное основание отсутствует. Как жесткий фундамент он, видимо, перестал существовать в результате заложения и последующего неоднократного подновления относительно тесно сближенных разломов. Поэтому на таких участках второй структурный ярус формировался в условиях значительно большей подвижности по сравнению с участками соседних массивов. В них возникло много линейного (а не брахиформного, как в массивах) характера структур, тождественных другим структурам геосинклинальных областей. В пределах этих зон интенсивно проявились вулканические процессы с образованием лав и пирокластов, а потому заметно менялся литолого-фациальный характер толщ по сравнению с толщами соседних массивов. «Промежуточные» зоны А. А. Моссаковского (1961 г.) почти точно соответствуют данным структурам. В то же время они не представляют собой глубоких трогов или участков максимального прогибания земной коры, а являются лишь зонами разграничения отдельных массивов, в пределах которых проявлялись относительно большие дифференциальные вертикальные движения.

Наиболее крупная Кузнецко-Алатауская краевая подвижная зона представляет собой полосу шириной от 10 до 40 *км* и отделяет собственно Кузнецкий Алатау от структур Кузбасского краевого прогиба. Она является «краевым швом» Сибирской платформы в понимании Ю. А. Косыгина и И. В. Лучицкого (1961 г.).

Карбонатно-терригенная формация второго структурного яруса в северной половине этой зоны представлена карбонатными толщами, а в южной — эффузивными. Они собраны в весьма напряженные линейного типа складки, местами опрокинутые в сторону Кузбасса, и осложнены, кроме того, разломами.

Песчано-сланцевые толщи пестроцветной формации третьего структурного яруса образуют в пределах рассматриваемой зоны структуры грабен-синклинального характера. Толщи, выполняющие грабены, собраны в линейные складки, мало чем отличающиеся от складок второго структурного яруса этой зоны.

Вулканогенные формации четвертого структурного яруса (средний—нижний девон) занимают в пределах зоны обширные пространства (особенно в южной ее части), образуя наложенные структуры типа впадин.

С Кузнецко-Алатауской краевой подвижной зоной закономерно (перисто) сочетаются системы внутренних подвижных зон Алатау. В пределах Мартайгинской подвижной зоны они ориентированы под углом 30—40° по отношению к северной части краевой подвижной зоны. Прямым продолжением на юг северной половины краевой подвижной зоны является внутренняя синклинорная подвижная зона, отделяющая Шорские структуры от Центрально-Алатауских. Продолжением на северо-восток южной части краевой подвижной зоны является внутренняя зона, отделяющая Мартайгинские структуры от Центрально-Алатауских. Параллельно ей располагаются зоны, отделяющие Мрасский и Уйбатский массивы от Центрально-Алатауского и Аскызского. Средняя ширина внутренних подвижных зон 5—10 *км*.

Обособление Кузнецкого Алатау от окружающих его впадин и прогибов произошло по зонам разломов, оформленным, по-видимому, в позднем силуре — раннем девоне, за что говорит отсутствие ордовикских и силурийских отложений в Чулымо-Енисейской и Минусинской впадинах. Девонские отложения в них непосредственно налегают на нижнепалеозойские и докембрийские толщи (В. А. Унксов, 1958 г.).

http://jurassic.ru/

Зоны разломов, по которым произошло обособление Кузнецкого Алатау, являются зонами древнего заложения. Можно, например, отметить, что вдоль границ Кузнецкого Алатау с Уйменско-Лебедским прогибом располагаются довольно мощные вулканогенные толщи нижнего кембрия, а вдоль границ с Кузбасским краевым прогибом — среднего кембрия. С позднесилурийскими и раннедевонскими зонами разломов связано оформление наложенных структур типа краевых складчато-глыбовых ступеней и межгорных впадин девона.

Чулымо-Енисейская и Минусинская впадины, примыкающие к Кузнецкому Алатау с востока и северо-востока, также имеют глыбово-складчатое строение.

С концом эйфельского времени, по данным Б. Н. Красильникова (1955 г.), связана перестройка структур впадин. Фундамент их был разбит системой разломов, вдоль которых глыбы испытали относительные вертикальные перемещения. В девонском доживетском чехле возникли при этом коробчатого типа структуры с флексурными нарушениями на крыльях. В нижне- и верхнеживетских отложениях образовались брахиформные складки с более спокойным залеганием крыльев.

Перемещение отдельных глыб фундамента впадин создало своеобразную структуру глыбовых ступеней. Глыбовые ступени, непосредственно сопряженные со структурами Кузнецкого Алатау, испытавшие относительно неглубокое погружение и перекрытые только доживетскими вулканогенными формациями, целесообразно относить к структурам собственно Кузнецкого Алатау (краевые глыбовые ступени девона), считая, что для Минусинской и Чулымо-Енисейской межгорных впадин характерно накопление осадочных толщ всего девона и более молодых толщ.

Начиная с послеживетского времени Кузнецкий Алатау являлся в основном областью сноса.

### *САЛАИР*

Изучением тектоники Салаира в целом и отдельных его районов занимались многие геологи. Следует отметить работы Б. Ф. Сперанского (1924, 1933, 1942, 1948), М. А. Усова (1923, 1936), К. В. Радугина (1926, 1928), А. А. Зенковой (1934, 1937), А. Г. Вологдина, Г. И. Кириченко, И. Е. Шатрова (1937), А. М. Кузьмина (1928), Г. Л. Поспелова и ряда других геологов. В последние годы здесь работали М. П. Нагорский (1953 г.) и В. Д. Фомичев (1956, 1961 гг.).

Тектоника Салаира отличается значительной сложностью. Однообразный метаморфизм пород кембрия и ордовика, широкое развитие коры выветривания, слабая обнаженность палеозойских пород в пределах целого ряда районов кряжа затрудняют ее изучение.

Обратимся в первую очередь к тем тектоническим особенностям кряжа, которые зафиксированы в стратиграфической колонке. Разрез палеозойских отложений Салаира грубо ритмичен и легко расчленяется на ряд макроритмов, причем эта ритмичность четко выражена с низов палеозойского разреза, начиная с отложений нижнекембрийской луковской (гавриловской) свиты. На конгломератах луковской свиты согласно залегают более мелкозернистые терригенные породы той же свиты, а затем листвянские известняки ($Cm_2^1$); залегает эта свита несогласно на отложениях золотоуховской ($Cm_1^1$). Выше луковской свиты несогласно залегают мощные среднекембрийские базальные конгломераты бирюлинской серии, согласно сменяющиеся кверху терригенными и вулканогенными породами этой серии и вышележащими эффузивно-терригенными породами ариничевской и карбонатной (толсточихинской) верхнекембрийскими свитами: это II макроритм (бирюлинский).

http://jurassic.ru/

А. М. Кузьмин выделил в 1928 г. тектоническую фазу, проявившуюся на Салаире на грани кембрия и ордовика под названием салаирской складчатости. На самом деле тут имеются салаирские фазы (три несогласия): в нижнем кембрии, на грани нижнего и среднего кембрия и на грани кембрия и ордовика. Небольшой перерыв проявился местами в начале позднего кембрия.

Отложения ордовикского возраста составляют единый урской макроритм: в основании их имеются базальные конгломераты, выше лежат песчано-сланцевые толщи, в самом верху — карадокские веберовские известняки; отложения этого макроритма несогласно залегают на нижележащих.

Такая же последовательность пород характерна и для нижней части силура (для юрманской серии). И здесь внизу залегают базальные конгломераты, выше которых следуют сланцы и, наконец, венлокские и нижнелудловские известняки («бело-розовые» и «амфипоровые»).

Следующий томскозаводский макроритм также отчетлив и отличается в основном карбонатным составом. В основании его залегают конгломераты и песчаники сухой свиты, выше лежат верхнесилурийские, затем — жединские и кобленцские известняки, до слоев с *Karpinskia conjugula* Tschern. включительно.

Вышележащий — пестеревский макроритм целиком сложен эйфельскими отложениями; начинается он терригенным базальным горизонтом; выше лежат эйфельские известняки. Наконец последний, девонский, макроритм начинается терригенными толщами живетского яруса, вверху с пачками известняков; выше с перерывом залегают сланцы и известняки верхов девона и низов карбона — здесь намечаются еще два нечетких макроритма. Отложения всех макроритмов залегают с размывом друг на друге. Из приведенного выше фактического материала видно, что после салаирских фаз здесь имели место каледонские: таконийская и юнокаледонские фазы. Девонский период не был на Салаире временем покоя: движения имели место на границе нижнего девона и эйфеля, перед живетским ярусом и в верхнем девоне. Их можно рассматривать как тельбесские фазы; послеэйфельская, возможно, была наиболее интенсивной.

Зафиксированы на Салаире нижнегерцинские движения и, возможно, имели место движения в конце палеозоя, завершившие оформление основных форм той сложной складчатой структуры, с которой мы имеем здесь дело в настоящее время. Именно в это время были окончательно оформлены крупные надвиги Салаира и, в частности, произошло надвигание нижнекембрийских отложений, по Верхнеурскому надвигу на морские отложения нижнего карбона севернее с. Верхн. Тогула и даже на отложения острогской свиты (у д. Верх-Коуракской).

К концу палеозоя территория Салаира превратилась в молодую платформу. В начале мезозоя (триас) здесь образовалась кора выветривания с бокситами, галька которых известна в нижнеюрских конгломератах у с. Лебедева (Пенькова). В юрское время территория Салаира была приподнята (эпейрогенические движения) и окружена моласcой — терригенными грубокластическими толщами с прослоями тонкозернистых пород с юрской флорой. В конце мела и в палеогеновое время на Салаире снова образовалась кора выветривания, а в неогене началось новое небольшое поднятие. В средне- и позднечетвертичное время продолжались новые сводовые поднятия, создавалась современная речная сеть.

Как указано выше, каждый из палеозойских макроритмов начинался базальными конгломератами; отложения его залегают с размывом на нижележащих слоях. Естественно, что при таких размывах в первую

http://jurassic.ru/

очередь страдали верхние члены разреза каждого макроритма (т. е. известняки), обладающие здесь поэтому прерывистым распространением.

Наиболее значительные движения имели место на Салаире на грани нижнего и среднего кембрия, а также ордовикского и кембрийского периодов (основная салаирская фаза), в конце эйфельского века — на грани с живетским веком (средняя тельбесская фаза) и в конце палеозоя (верхневарисская фаза).

Отмеченные выше несогласия в залегании отложений палеозойских макроритмов и перерывы в разрезах наблюдаются обычно в пределах крупных и сложных антиклинальных зон. В областях погружения макроритмы и свиты налегают друг на друга более согласно. Особенности салаирской структуры хорошо видны на геологическом разрезе (рис. 46), проведенном через весь Салаир в его средней части (через гг. Гурьевск и Салаир на сс. Залесово и Усть-Каменка) и захватившем на востоке часть территории Кузбасса. Разрез ориентирован вкрест господствующего простирания пород. Для территории Кузбасса он достаточно точен, в пределах Салаира — в той или иной мере схематизирован (на разных участках в разной мере). Надо заранее оговориться, что на разрезе этом представлена лишь общая схема геологического строения Салаира; на нем недостаточно отражены фациальная изменчивость и возможные изменения мощностей салаирских свит (мощности усреднены, особенно для осадочно-вулканогенных свит и базальных конгломератовых толщ макроритмов). Мелкие складки и разрывы на разрезе не показаны, но отчетливо видно, что характер складок Кузбасса, предгорий Салаира, сложенных в основном девонскими отложениями, и, наконец, самого Салаира различен. В Кузбассе преобладают брахискладки, причем наблюдается заметное усложнение складок (за счет большей крутизны крыльев их и увеличения числа разрывов — надвигов) при движении из восточной и центральной частей бассейна на запад. Еще больше возрастают число и амплитуда надвигов, наряду с усложнением самих складок, в пределах предгорьев Салаира. Сам Салаир сложен в основном мощными кембрийскими отложениями, надвинутыми на востоке (у г. Гурьевска) по крупному Гурьевскому надвигу на девонские отложения предгорьев. В пределах собственно Салаира можно выделить две зоны: периферическую и осевую. В первой резко преобладают области развития нижнепалеозойских пород, во второй — девонских отложений. Складки в девонских отложениях много спокойнее складок в нижнем палеозое. Соприкасаются эти зоны по Петеневскому и Хмелевскому надвигам.

Южнее линии геологического разреза окраинная Гурьевско-Салаирская структура постепенно отходит от края Салаира, причем чем дальше на юг мы двигаемся, тем больше (благодаря вздыманию осей) дополнительных складок вклинивается между этой структурой и девонскими отложениями предгорьев. Зоны смятия в юго-восточной части Салаира образовались в результате сильного нажима салаирских структур в сторону расположенной юго-восточнее окраинной части Бийского массива, игравшего в послекаледонское время роль жесткого упора для этих складок. Западнее р. Ямы влияние Бийского массива уже не чувствуется. На геологических картах хорошо видно, что складки Салаира образуют (в плане) дуги, обращенные выпуклостью к северо-востоку, в сторону Кузбасса, и на запад к Горловскому бассейну. Наблюдается некоторое опрокидывание окраинных Салаирских складок в сторону Кузбасса. Имеется ряд значительных надвигов, по зонам которых Салаир разбит на крупные тектонические блоки, вытянутые в общем параллельно границам кряжа. Вблизи периферии кряжа, и особенно по севе-

http://jurassic.ru/

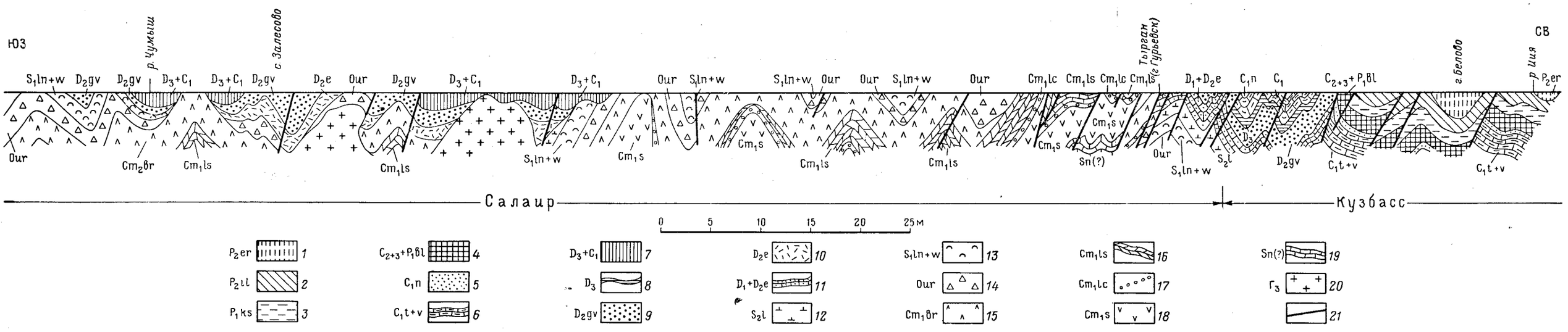



Рис. 46. Схематический геологический разрез по линии г. Гурьевск — с. Залесово

*1* — ерунаковская свита ($P_2er$); *2* — ильинская свита ($P_2il$); *3* — кузнецкая свита ($P_1ks$); *4* — балахонские свиты (нерасчлененные — $C_{2-3}+P_1bl$); *5* — острогская свита ($C_1os$); *6* — нижний карбон ($C_1t+v$); *7* — боровлянский комплекс ($D_3+C_1$); *8* — верхний девон ($D_3$), *9* — живетский ярус ($D_2gv$); *10* — эйфельский ярус ($D_2e$); *11* — калачковский комплекс ($D_1+D_2cl$); *12* — сухая и томскозаводская свиты (нерасчлененные $S_2l$); *13* — юрманская серия ($S_1ln+w$); *14* — урская свита (Our); *15* — бирюлинская серия ($Cm_2br$); *16* — листвянская свита ($Cm_1ls$); *17* — луковская свита ($Cm_1lc$); *18* — золотогорская свита ($Cm_1s$); *19* — кивдинская свита (Sn?); *20* — гранитоиды; *21* — тектонические контакты

Зак. 437

ро-западной окраине его, блоки эти более узки; ширина их достигает всего 5—10 *км*. В осевой части кряжа блоки шире — до 25 *км* и более. Движения по разрывам — надвигам происходили в направлении окраин Салаира по довольно крутым поверхностям. Контакты свит внутри отдельных блоков обычно нормальные — стратиграфические, но амплитуды размывов, с которыми залегают друг на друге породы соседних макроритмов, в разных блоках могут заметно отличаться друг от друга. В пределах каждого из структурных блоков обычно наблюдаются всего одна-две складки первого порядка, осложненные более мелкими складками и разрывами; реже наблюдаются более сложные структуры. Такие крупные структуры первого порядка, как и сами блоки, хорошо прослеживаются в пределах Салаира.

Нарушения поперечного (по отношению простирания пород) типа, наблюдаемые на Салаире значительно реже, чем продольные, известны преимущественно в Прикузбасской окраине кряжа. Одно из них, например, проходит в д. Ново-Пестеревой.

В южной части Салаира, в районе с. Поповичи, наблюдается сближение ряда крупных окраинных надвигов и хорошо видна структура типа «конского хвоста». У этого села и к юго-западу от него надвиги объединены в единую зону смятия, достигающую ширины 4—5 *км*. В пределах этой зоны все породы обладают повышенным метаморфизмом, превращены в амфиболиты, гнейсы и крупнозернистые мраморы с графитом. Эти породы относили в свое время к докембрию.

Такие же две зоны, несколько менее мощные, расположены к западу от нее — по р. Чумышу; одна из них протягивается от с. Яминского к с. Бол. Топтушке, вторая устанавливается в разрезе юго-восточной окраины с. Шалап.

Такое же сближение надвигов (при движении к юго-западу) наблюдается по северо-западной окраине кряжа между сс. Легостаево и Никоново, но здесь не происходит полного слияния надвигов и такого заметного повышения метаморфизма пород, как это имеет место на юго-востоке.

Типы складок в разных районах и тектонических блоках Салаира различны. В осевой части его преобладают удлиненные, линейные складки. Ближе к периферии много удлиненных брахискладок. В западной половине кряжа (западнее осевой его части) широко развиты площади, занятые выходами девонских пород, которые залегают в широких синклинальных структурах, осложненных, однако, целым рядом более мелких складок и разрывов.

В палеозойских отложениях Салаира возможно наличие двух нечетко разграниченных палеозойских структурных ярусов: каледонского (кембрий и ордовик) — из почти повсеместно метаморфизованных на Салаире пород (до зеленых сланцев эпизоны) и послеордовикского — сложенного серыми слабо метаморфизованными толщами. Недислоцированные мезо-кайнозойские отложения можно относить к третьему структурному ярусу Салаира.

На Салаире широко развит кливаж пород, сильно маскирующий элементы залегания палеозойских отложений, особенно в свитах однородного литологического состава. Падение плоскостей отдельности в основном крутое; простирание их чаще всего совпадает с общим простиранием самих пород; значительные несовпадения простираний наблюдаются редко (р. Бердь у с. Суенги).

Как известно, кливаж однообразно падает в сторону осевых частей крупных антиклинальных структур первого порядка (веерообразное расположение) и не зависит от числа и характера более мелких складок, развитых на крыльях этих основных структур.

http://jurassic.ru/

В огромном большинстве случаев салаирские структуры обладали длительным развитием. Происходившие здесь тектонические движения обычно не вели к значительным перестройкам, к изменению общего плана заложения структур. Более молодые движения вызывали дальнейшее усложнение уже существовавших на Салаире складок и увеличение числа и амплитуды разрывов. Кроме складчатости, происходили интенсивные эпейрогенические движения, вызывавшие значительные размывы, приводящие к выпадению из разрезов тех или иных свит.

Образование геосинклинального прогиба на территории Салаира началось в начале кембрия. В течение этого периода здесь накопились мощные (до 7—8 *км*) осадочно-вулканогенные толщи, часть которых несомненно относится к кератофиро-спилитовой формации; произошло внедрение мелких интрузивных тел плагиогранитов (местами субвулканических) и гипербазитов. Это были несомненно породы начальных и ранних этапов развития Салаирского складчатого пояса.

В ордовике, после завершения основной салаирской фазы складчатости, произошло резкое сокращение интенсивности излияния эффузивов и мощности самих толщ. Каких-либо признаков интрузивных пород средних этапов развития здесь не известно.

В силуре проявилась трещинная интрузия поздних этапов развития складчатого пояса, представленная офитовыми диабазами и габбро-диабазами. В конце силура, в раннем девоне и эйфельском веке здесь накапливались почти исключительно карбонатные осадки, притом местами химически чистые (флюсовые известняки). На грани кобленцского и эйфельского веков на Салаире образовались пластовые залежи бокситов, связанные с моментами перерывов в накоплении карбонатных толщ. Позднесилурийский (или раннедевонский) возраст имеет субщелочная интрузия горы Барсук (по р. Томь-Чумышу).

Таким образом, развитие каледонской геосинклинали не было достаточно полным (не известны гранитоиды средних этапов развития).

После длительного покоя (поздний силур, жединский, кобленцский и эйфельский века) в живетском веке на Салаире началось новое интенсивное прогибание и образование терригенных толщ во вторичной геосинклинали. Особенно интенсивно оно проявилось по восточной окраине кряжа, где мощность этих отложений достигает 3 *км* и в конце живетского века проявилась вулканическая деятельность (породы близкие к породам кератофиро-спилитовой формации). В раннем карбоне и в конце живетского века (?) здесь произошло становление интрузивных пород (гранитоидов) средних герцинских этапов; еще более молодой является трещинная интрузия кварцевых альбит-порфиров и плагиогранитов поздних этапов. Более молодые магматические породы на Салаире не известны. В начале мезозоя здесь, как указано выше, образовалась молодая платформа.

Таким образом, на Салаире проявились два самостоятельных интрузивных цикла: каледонский и расширенный (с живетского века) герцинский. На этой территории неизвестны интрузивные породы начальных — ранних этапов развития второго цикла.

Салаир является одной из окраинных ветвей сложной структуры Горного Алтая. На востоке, севере и северо-западе он окружен крупными синклинальными структурами — краевыми прогибами (Кузнецким и Горловским). К югу Салаирская складчатая структура прослеживается по простиранию, по ряду хороших обнажений, в район с. Новикова на р. Бии, а оттуда протягивается в пределы Горного Алтая — в направлении области развития нижнепалеозойских пород Катунского выступа.

Труднее сказать, куда продолжаются (на юг, или юго-запад) за г. Камнем на р. Оби структуры западной окраины Салаира. По северо-

http://jurassic.ru/

западной окраине Горного Алтая (в Коргонском хребте и в Курьинском районе) сохраняется устойчивое северо-западное простирание складок с тенденцией отклоняться к западу, а не к северу при дальнейшем продвижении их в Кулундинскую впадину.

Крайние западные салаирские складки (восточнее г. Камня на р. Оби) могут отклоняться в пределы Барнаульской впадины на запад и не соединяться с алтайскими, или же могут повернуть более круто на юг и в таком случае сопрягаться с алтайскими тектоническими структурами.

### *КУЗНЕЦКИЙ БАССЕЙН*

Тектоника Кузнецкого бассейна, как это не раз уже отмечалось разными авторами, в достаточной мере своеобразна. Своеобразие это заключается в том, что выполняющие Кузнецкую впадину угленосные породы по краям ее, за исключением юго-восточной окраины (в промежутке между рр. Кондомой, Мрас-су, Томью и частью по р. Усе), имеют крутое, местами вертикальное, местами даже несколько опрокинутое в сторону бассейна залегание и образуют сложные складки. Интенсивность складок по мере удаления от периферии бассейна ослабевает, и в средней его части наблюдается сравнительно спокойное залегание пород.

Для Кузбасса характерно синклинорное строение, т. е. концентрическое в общем расположение его угленосных свит (их выходов на поверхность). Современные границы бассейна в большей части совпадают с линиями крупных тектонических перемещений (рис. 47).

Вопросам тектоники бассейна уделили внимание Г. Щуровский (1846 г.) и А. А. Иностранцев (1898 г.) и И. П. Толмачев (1909 г.).

Первая сводка по тектонике бассейна и граничащих с ним горных массивов была дана в монографии В. И. Яворского и П. И. Бутова (1927). Много внимания вопросам тектоники полей угольных шахт, отдельных районов бассейна и всего его в целом уделил в своих работах М. А. Усов (1909, 1920, 1923, 1924, 1926, 1927, 1929, 1930, 1933, 1934, 1935 и других). Вопросов тектоники бассейна касались также В. А. Обручев, М. К. Коровин, А. В. Тыжнов, С. С. Румянцев, В. Д. Фомичев, П. И. Дорофеев, В. В. Станов, В. И. Скок, И. И. Молчанов, В. С. Муромцев и многие другие. Представления исследователей об общем характере тектоники Кузнецкого бассейна, изложенные в их трудах, в основном не расходятся между собой; взгляды же на причины, обусловившие ее, — различны.

А. А. Иностранцев (1898 г.) интенсивность складчатости отложений бассейна по его окраине и сравнительно спокойное залегание их в средней части связывает с давлением, имевшим место при опускании Кузнецкой котловины, приписывая этой последней характер грабена. Примерно так же писал И. П. Толмачев в 1909 г.

Иную точку зрения на этот вопрос высказал Б. К. Поленов (1901). Он связывал складчатость угленосных отложений «с горообразовательными процессами, следствием которых являются возвышенности Алатау и Салаирский кряж». Он говорил: «В период образования складчатого Салаирского кряжа породы угленосной свиты были приподняты по окраине бассейна и вместе с подстилающими их более древними породами образовали ряд крутых складок антиклинальных и синклинальных».

При исследованиях бассейна, начатых в 1914 г., точка зрения И. П. Толмачева и А. А. Иностранцева не нашла подтверждения. Напротив, многочисленными исследованиями было доказано, что складча-

http://jurassic.ru/

тость эта возникла в связи с формированием окружающих бассейн горных массивов (Яворский и Бутов, 1922, 1927).

При формировании сложных структур этих горных сооружений Кузнецкий бассейн играл пассивную роль. Его тектоника не может рассма-

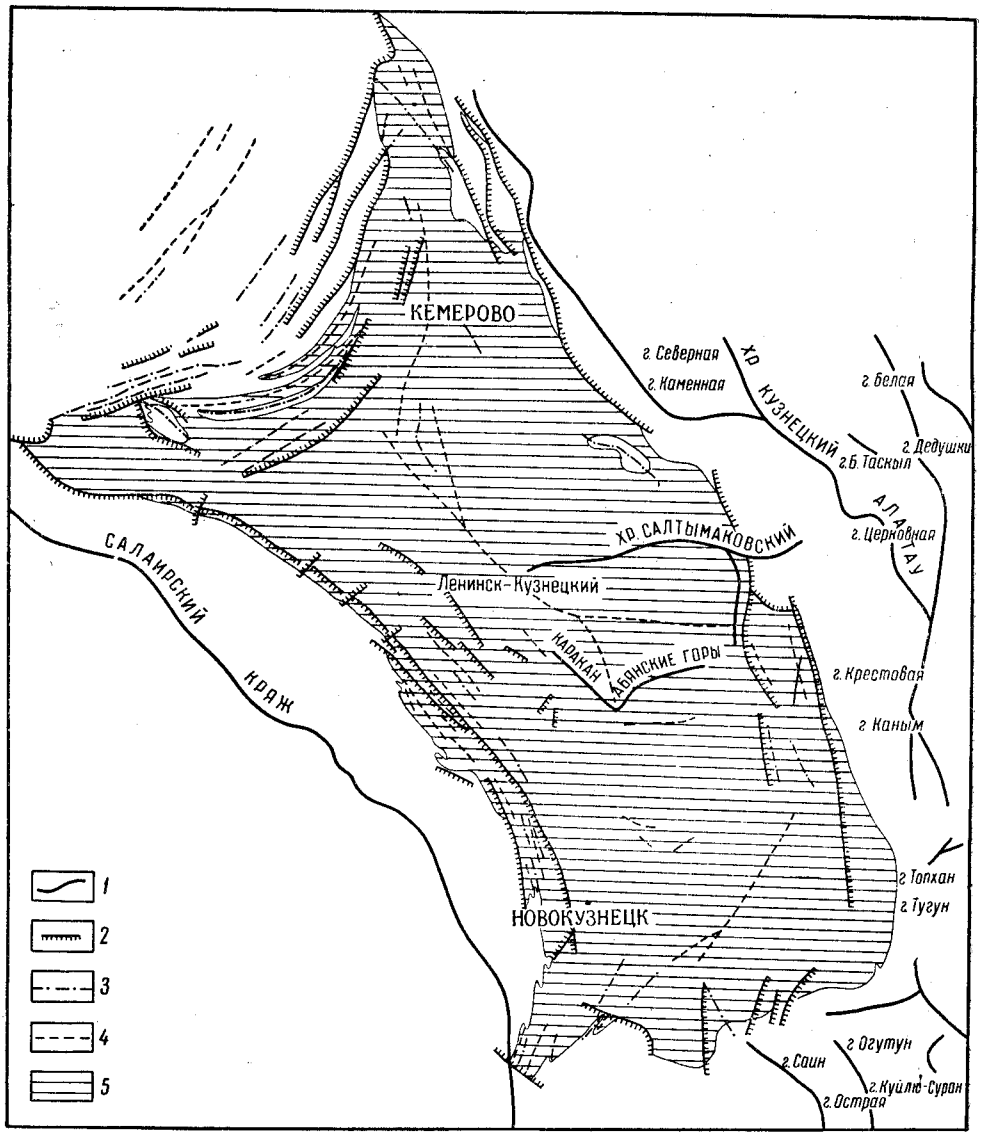



Рис. 47. Схематическая геотектоническая карта Кузнецкого бассейна (по В. И. Яворскому)

*1* — линии простирания горных массивов; *2* — линия разрывов; *3* — оси антиклинальных и брахиантиклинальных поднятий; *4* — оси синклинальных и брахисинклинальных прогибов; *5* — угленосные отложения Кузнецкого бассейна

триваться обособленно от процессов тектогенеза в этих массивах. Давлению со стороны массивов обязана и наибольшая интенсивность дислоцированных краевых зон бассейна.

Наиболее эффективно давление это проявилось со стороны Томь-Колыванского массива, т. е. по северо-западной окраине бассейна, где

http://jurassic.ru/

современная граница распространения угленосных отложений проходит по линии, образующей дугу, выпуклостью обращенную в сторону бассейна. Угленосные отложения, как и подстилающие их осадки раннекарбонового возраста, образуют там ряд узких вытянутых складок, с крутыми и даже местами запрокинутыми в сторону бассейна восточными крыльями антиклиналей. Ясные следы этого давления наблюдались В. И. Яворским и в 65 *км* к востоку от западной окраины бассейна — на правом берегу р. Томи, вблизи устья р. Грязной, где конгломерат, принимаемый за границу между верхнебалахонской и кузнецкой свитами, образует асимметричную антиклинальную складку. Угол падения в западном крыле последней 20°, в восточном 75°. Несколько выше по течению р. Томи, на том же берегу ее, всего в 20 *км* от северо-восточного края бассейна, наблюдаем наклоны осей складок уже в обратном направлении — следы «нажима» со стороны Кузнецкого Алатау.

Достаточно эффективно, о чем можно судить по очертанию современной границы бассейна, проявилось боковое давление и со стороны Салаира. Юго-западная окраина бассейна также образует дугу, выпуклостью обращенную в сторону бассейна, но радиус ее более значителен. Давление здесь, направленное с юго-запада на северо-восток, простирается далеко в глубь бассейна, и следы его проявления наблюдались В. И. Яворским вплоть до района р. Сред. Терси, т. е. в 75 *км* от юго-западной окраины бассейна и всего в 30 *км* от восточного его края.

Кузнецкий Алатау граничит с бассейном по дугообразной кривой еще более значительного радиуса, выпуклостью также обращенной в сторону бассейна. Это обстоятельство и характер складок, наблюдаемых по этой окраине, свидетельствуют, что давление проявилось и со стороны Кузнецкого Алатау, но оно было менее эффективным и проявилось в глубь бассейна всего на 20—30 *км*.

Значительная дислоцированность пород краевой зоны бассейна, расположенной к западу от г. Кемерово (между этим городом и д. Подъяковой), прекрасно видна в береговых обнажениях р. Томи. К востоку от этой краевой зоны напряженность складок постепенно ослабевает. По р. Томи, выше г. Кемерово, красноярские песчаники, обнаженные на протяжении более 50 *км*, образуют широкую синклиналь, осложненную в восточном крыле двумя небольшими антиклиналями, крылья которых, обращенные в сторону Кузнецкого Алатау, круче западных.

По юго-западной окраине бассейна складчатость верхнего палеозоя лучше всего изучена в Прокопьевско-Киселевском районе. Отложения балахонской серии этого района сложены в ряд узких складок, вытянутых в северо-западном — юго-восточном направлении. Более мелкие складки образуют граничащие с верхнебалахонской свитой отложения кузнецкой свиты. И здесь по мере удаления от края бассейна к центру напряженность складчатости постепенно убывает. Характерная для этого района напряженная дислоцированность осадков прослеживается на всем протяжении по юго-западной окраине бассейна.

В причумышском районе — от д. Костенковой к югу залегание отложений балахонской серии, выполняющих развитую там сложную краевую синклиналь, значительно осложнено добавочно мелкой складчатостью с крутым падением крыльев складок.

К востоку от антиклинали у д. Малиновки напряженность складчатости постепенно убывает и в отложениях верхнего девона, карбона и перми наблюдается сравнительно пологое север-северо-восточное падение.

В противоположность отмеченным окраинам с их интенсивной складчатостью, по восточной и северо-восточной окраинам складчатость угленосных отложений развита значительно слабее. Это особенно

http://jurassic.ru/

хорошо наблюдается по берегам р. Томи выше устья р. Усы и по этой последней. Восточнее р. Томи наблюдается спокойное залегание нижнего карбона, а налегающие на него песчаники острогской свиты образуют крупные пологие складки. Отложения нижних горизонтов балахонской серии сложены здесь в более крутые складки с разрывами сплошности, верхняя же половина ее имеет моноклинальное пологое залегание. Такое залегание ее наблюдается и по правому берегу р. Усы.

Нижнекаменноугольные известняки, выступающие по правому берегу р. Усы выше устья р. Чексу, имеют падение на СЗ 345°, угол 54°, а подстилающие их верхнедевонские отложения (с круто падающими плоскостями отдельности) образуют пологие флексурообразные складки, залегая местами горизонтально. Следуя отсюда по окраине бассейна к север-северо-западу, можно наблюдать постепенно усиливающуюся складчатость развитых здесь отложений. В районе р. Верх. Терси нижнекарбоновые отложения интенсивно дислоцированы и даже несколько опрокинуты в сторону бассейна. Такое же падение имеют подстилающие их осадки позднедевонского возраста, но дальше на север, у самого восточного края бассейна, эти последние сложены в пологие складки. В направлении от этой окраины к центру бассейна, как можно видеть по береговым обнажениям р. Терсей, интенсивность складчатости быстро убывает.

В районе с. Крапивино, где осадки среднего палеозоя слагают крупный Крапивинский купол, нижний карбон и прикрывающие его угленосные отложения залегают очень полого. Северо-западнее Крапивинского купола дислоцированность пород в краевой зоне бассейна возрастает, сопровождаясь смещениями более крупной амплитуды. В районе р. Тугонаковского Кельбеса, между двумя такими продольного характера тектоническими смещениями, зажаты отложения нижнего карбона и частью верхнего девона, образующие в общем пологую синклиналь, расположенную в грабене среди кембро-силурийских отложений. Ось этой складки, на широте р. Березовой, правого притока р. Тугонаковского Кельбеса, антиклинально перегибается, погружаясь с одной стороны к северу, а с другой к югу. Западнее, в районе р. Барзаса, на характере складок развитых там отложений уже ясно сказались дислокации, связанные с движением масс со стороны Колывань-Томской зоны. Это хорошо видно в строении антиклинальной складки, обнаженной в береговом обнажении р. Яи, выше устья р. Барзаса. Северо-восточное крыло этой складки несколько запрокинуто в восточном направлении.

Складчатость угленосных отложений Кузнецкого бассейна, как известно, относится к покровному типу; нигде среди них (за исключением окраин) не выходят на поверхность известняки нижнего карбона.

Примеры мелкой пологой складчатости угленосных отложений с разрывами небольшой амплитуды можно наблюдать в обнажениях по р. Томи выше г. Новокузнецка и между гг. Новокузнецком и Кемерово. Обнажения эти описаны в ряде работ В. И. Яворского, П. И. Бутова, Г. П. Радченко, В. А. Хахлова, В. Д. Фомичева и других.

По берегам р. Томи к северо-западу от д. Ерунаковой отложения ильинской и ерунаковской свит образуют целый ряд различной величины брахискладок. Тот же тип складок выявлен на левобережье р. Уската, в районе д. Красулиной, по р. Тагарышу и в других местах.

Однако местами и в срединной части бассейна наблюдаются складки с круто и вертикально поставленными крыльями. Здесь преобладают брахискладчатые структуры. В противоположность узким складкам северо-западной и юго-западной окраин бассейна, вытянутым параллельно простиранию этих окраин, брахискладки центральной части

http://jurassic.ru/

бассейна широкие, плоские, преимущественно с северо-западным простиранием осей.

Очерченная выше зональность на площади развития угленосных отложений отчетливо вырисовывается и для разрывов. Наиболее крупные и сближенные дизъюнктивы в толще пород, выполняющих бассейн, сосредоточены по окраинам его. На севере наиболее крупный из надвигов ограничивает с запада Анжеро-Судженский угленосный район, приводя в соприкосновение отложения среднего девона с отложениями балахонской серии. Как показали буровые работы по р. Алчедату, плоскость этого смещения падает там к западу, под углом 35°. За р. Мазаловским Китатом надвиг этот уходит под меловые и юрские отложения и, как можно судить по материалам работ последнего времени, несколько севернее этой реки полностью срезает отложения балахонской серии. В юг-юго-западном направлении он протягивается до р. Томи, вдоль западной границы бассейна; амплитуда его в этом направлении постепенно убывает. В обнажении правого берега р. Томи у с. Подъякова тектонически контактируют верхние горизонты верхнего девона и низы нижнего карбона.

От этого основного нарушения отходит ряд более мелких разрывов; примерно параллельно ему проходят другие, меньшей амплитуды нарушения такого же типа. Дальше от этого края бассейна (в Кемеровском районе) установлен ряд крупных и мелких дизъюнктивных нарушений, причем часть из них прослежена на большом протяжении.

Дизъюнктивные нарушения достаточно полно выявлены в пределах полей шахт Анжеро-Судженского района. Там они довольно сближены и имеют направление простирания близкое к простиранию смещаемых ими пород: падение плоскостей сместителей несколько более крутое, чем у вмещающих пород; нарушения эти образуют здесь чешуйчатую структуру.

Различного типа надвиги проявились в западных и восточных крыльях складок Кемеровского района (рис. 48).

Амплитуда дизъюнктивных нарушений снова значительно усиливается в районе лево- и правобережья р. Ини. Это наблюдается, например, южнее д. Сухостреловой, где верхний девон, представленный своими верхними горизонтами, контактирует, видимо, с острогской свитой. Еще большей амплитуды надвиг проходит юго-западнее с. Вассина.

Нарушение с крупной амплитудой установлено также у ж.-д. ст. Падунской. Скважина 3 глубиной 501 *м* не вышла из осадков юрского возраста (тарбаганская серия). В непосредственной близости от этой скважины, на правом берегу р. Ини, выступают отложения нижнего карбона и острогской свиты. Это показывает, что юра у ж.-д. ст. Падунской глубоко погружена вследствие крупного вертикального смещения послеюрского возраста.

С достаточной полнотой выявлены дизъюнктивные нарушения по юго-западной окраине бассейна. Здесь проходит целая серия нарушений, особенно хорошо выявленных в Прокопьевско-Киселевском районе. Амплитуда их местами достигает 1000 *м*; сами они прослежены на 100—200 *км*.

Наряду с крупными надвигами и взбросами установлена целая серия мелких сближенных нарушений того же типа с амплитудой 0,5—1,0 *м*. Они особенно развиты в сильнее нарушенных восточных крыльях антиклиналей, как это наблюдается, например, на полях шахт Южной, Коксовой и других Прокопьевского района.

Большей амплитуды надвиг проходит у б. Бачатской копи и в с. Сергеево, где он приводит в контакт верхнебалахонскую свиту с ерунаковской. Это нарушение является продолжением того надвига, который



http://jurassic.ru/

в Киселевском районе отделяет верхнебалахонскую свиту от кузнецкой. В этом районе, как отмечено выше, развита целая сеть продольных надвигов и взбросов, которые то сходятся, то снова расщепляются, причем амплитуда их при этом редко остается постоянной.

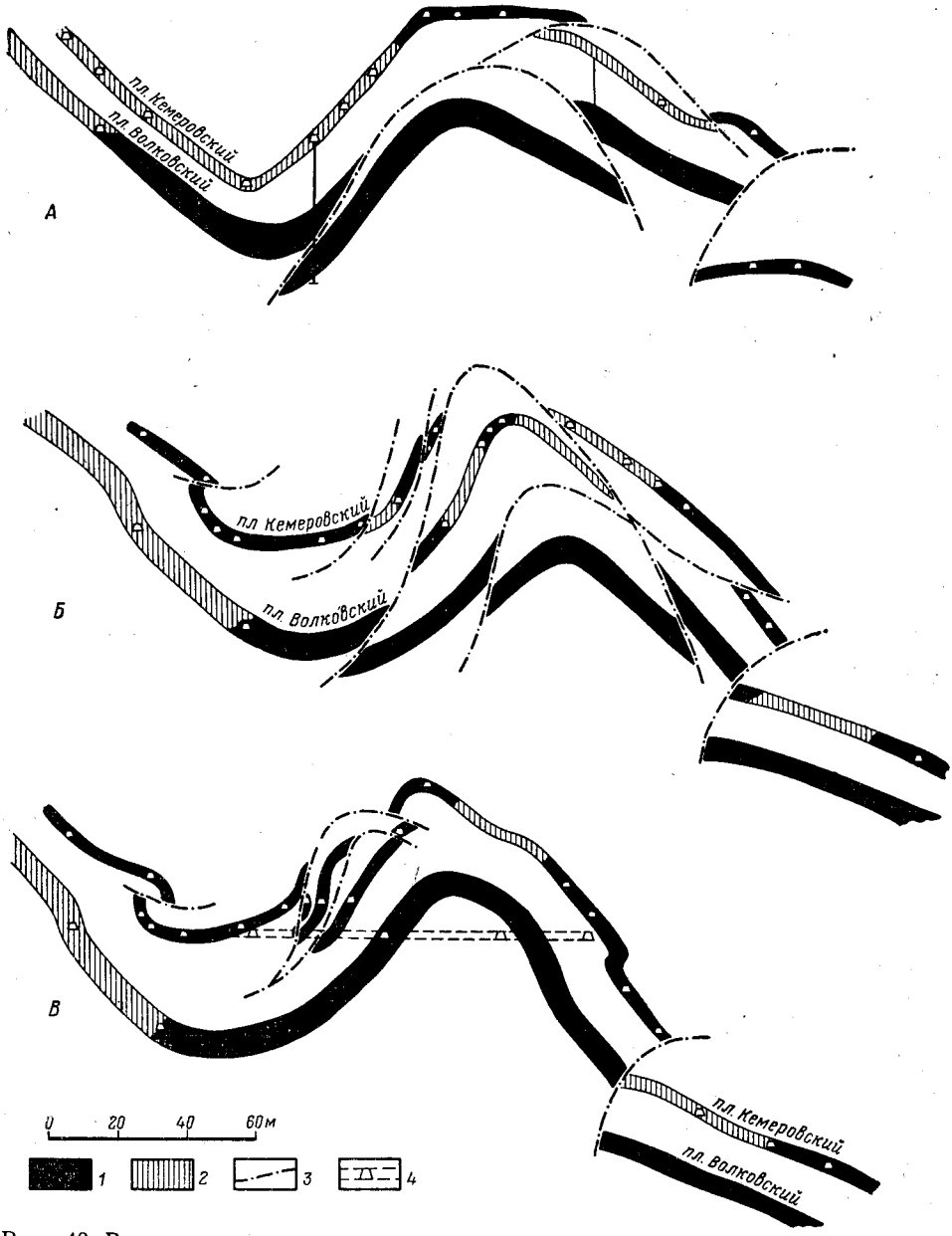



Рис. 48. Разрезы по горным выработкам северного крыла шахты «Центральной» Кемеровского района

*1* — уголь; *2* — выработанный пласт; *3* — тектонический контакт; *4* — горные выработки

Простирание надвигов, взбросов и осей складок на юго-западной окраине бассейна сохраняет северо-западное направление только между дд. Зенковой и Бормотовой. Западнее последней оно резко изменяется на широтное. В районе с. Лебедево (Пеньково) нарушения эти, видимо,

http://jurassic.ru/

затухают. Точно так же меняется направление простирания краевого надвига Салаира, проходящего у сс. Красное и Ваганово; приняв в районе с. Степного Гутова широтное направление, он проходит у с. Коурака, д. Верх. Коуракской и уходит вдоль Салаира за пределы бассейна.

К западу от д. Ново-Абышевой на структуре пород среднего палеозоя ясно сказалось движение масс в восточном-юго-восточном направлении, имевшее место до образования рассмотренных выше надвигов. Этим движением вызвано образование Рассолкинской брахиантиклинальной складки, сложенной в ядре девоном. Нижний карбон этой складки на восточном крыле имеет падение на СВ 40° угол 80°, а на западном (у пос. Демидовского) — на ЮЗ 245° угол 75°. Севернее д. Агафонихи нижний карбон западного крыла резко меняет свое простирание на юго-западное и протягивается в направлении Горловского бассейна. В районе с. Рассолкина по линии надвига, или вернее зоне надвигов и взбросов, проходит граница северо-западной оконечности Салаира. Расположенные северо-западнее Буготакские сопки находятся уже вне пределов структуры Салаира.

Севернее Рассолкинской брахискладки карбон граничит с известняками верхнего девона, имеющими почти широтное (юго-западное) простирание. Здесь мы переходим в область складчатости, обусловленной движением масс со стороны Колывань-Томской зоны. Основное направление сместителей здесь, как и по другим окраинам Кузбасса, близко к простиранию складчатого комплекса.

По юго-западной окраине бассейна В. И. Яворским давно уже установлен ряд нарушений другого типа — поперечных к простиранию пород и по возрасту несомненно более молодых, чем перечисленные выше смещения продольного направления.

Складчатые и разрывные дислокации хорошо изучены в Осиновском районе. Простирание их здесь северо-восточное, т. е. промежуточное между простиранием структур предгорий Салаира и Горной Шории.

Некоторым диссонансом этому является простирание складок с крутыми крыльями и сопровождающими их разрывами в районе р. Черный Калтанчик, ориентированных в меридиональном направлении.

По восточной и северо-восточной окраинам бассейна разрывная тектоника так же слабо развита, как и складчатость. Пока там установлен один надвиг крупной амплитуды, проходящий по краю бассейна, и несколько более мелких взбросов. Разрывы и складки несколько усложняются севернее пос. Рудниковского (в Барзасском районе).

В центральных частях бассейна нарушения разрывного характера также многочисленны, но амплитуда большинства из них менее значительна. Некоторым исключением является крупный Журинский надвиг с амплитудой перемещения до 1000 *м*, проходящий в северо-восточном крыле Ленинской синклинали у г. Ленинска. Он прослежен разведочными работами больше, чем на 60 *км*.

На прилагаемой схематической геотектонической карте бассейна (см. рис. 47) показаны линии основных дизъюнктивных нарушений и осей складок.

Развитые на площади бассейна отложения триаса и юры дислоцированы слабее перми и карбона, но тоже неравномерно в разных районах. Так, триас, развитый у восточной окраины бассейна, в системе р. Сред. Терси, образует узкую брахисинклиналь с крутыми крыльями, разбитую рядом взбросов. Полоса выходов триаса с широтным простиранием, расположенная в левобережье р. Томи между дд. Георгиевской и Каргай, связана с наличием здесь брахисинклинали, в восточной половине очень пологой, а в западной имеющей крутые (угол 55°) падения крыльев (д. Каргай и вершина р. Еланный Нарык).



http://jurassic.ru/

Юра залегает полого в центральной части бассейна, но местами углы падения ее достигают 30—40° (по р. Томи западнее р. Усы).

Установленные на площади бассейна отложения позднемелового возраста залегают почти горизонтально. Они слабо дислоцированы только за пределами бассейна.

Характер складчатости пород, выполняющих Кузнецкую котловину, и сопровождающих ее разрывов со всей несомненностью доказывает теснейшую связь их с формированием обрамляющих бассейн горных массивов. Складчатость имеет здесь «рамочный характер»: положение осей складок, линий тектонических нарушений и направления их простирания меняются в зависимости от изменения направления простирания этих массивов.

Главнейшие тектонические процессы в области окаймляющих бассейн кряжей относятся к салаирскому циклу тектогенеза, однако можно с несомненностью утверждать, что интенсивные движения имели здесь место и раньше; они хорошо выявляются при детальных исследованиях отложений, слагающих эти массивы.

В угленосных отложениях, выполняющих Кузнецкую котловину, интересно наличие конгломерата в основании острогской свиты и отсутствие углового несогласия между нею и морским нижним карбоном.

Можно допустить, как это делает М. А. Усов (1936, табл. II), что перерыв между нижним карбоном и острогской свитой является отражением проявления судетской фазы складчатости. Мы склонны связывать этот перерыв с крупными эпейрогеническими движениями.

Сложнее вопрос о времени и интенсивности проявления тектогенеза во время накопления мощной верхнепалеозойской угленосной толщи бассейна. Наше тщательное изучение этой толщи показало, что в ней, начиная от нижнебалахонской до ерунаковской свиты включительно, отсутствуют какие-либо ясные (за исключением внутриформационных) перерывы или несогласия.

Совершенно естественными являются все же высказываемые в литературе сомнения в отношении возможности отсутствия проявления тектонических движений во время накопления столь значительной по мощности толщи. В этой области можно высказывать разные предположения, но подтвердить их фактами, разобраться в деталях проявления тектогенеза — дело трудное. Более четко наблюдается только завершающая верхнепалеозойская фаза тектогенеза — пфальцская.

С другой стороны, тектонические движения протекали здесь в непрерывно-прерывистой форме. Это доказывается многими наблюдениями как в естественных обнажениях, так и по горным выработкам. Кроме того, степень интенсивности дислокации в одной и той же толще значительно меняется на небольших протяжениях. Это хорошо можно наблюдать в Анжеро-Судженском районе, где интенсивность и формы дислокаций различны на севере (севернее г. Анжеро-Судженска) и юге его (в районе шахты «Физкультурник»).

Триасовые отложения (мальцевская серия) ложатся без заметного углового несогласия, но, возможно, на различные слои верхнепермских отложений ерунаковской свиты. Дислоцированы они в древнекиммерийскую фазу тектогенеза.

Юра (тарбаганская серия), как отмечалось, дислоцирована различно на разных участках ее развития. Районы более напряженной ее дислоцированности в Кузбассе совпадают с районами более значительной дислоцированности пермских осадков, на которые она ложится с некоторым угловым несогласием, и наоборот, там, где эти последние слабо дислоцированы, юра залегает спокойно. Дислоцирована она в позднюю киммерийскую фазу.

http://jurassic.ru/

## *КОЛЫВАНЬ-ТОМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА*

Колывань-Томской складчатой зоной называют небольшую часть Обь-Енисейской герцинской геосинклинальной области, тяготеющую к гг. Новосибирску и Томску. Юго-восточная окраина этой зоны выступает на дневную поверхность в правобережье р. Оби, между г. Камнем и устьем р. Томи. Общая протяженность ее равна примерно 400 *км* при ширине не более 150 *км*. На востоке она примыкает к северо-западным окраинам Кузнецкого Алатау, Кузбасса и Салаира. На западе и северо-западе герцинские структуры погружаются под покров мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности.

А. Л. Матвеевской (1956, 1961) составлена сводная геологическая карта для всей этой территории, а это позволило значительно уточнить представления о тектонике рассматриваемого района, изложенные в работах Б. Ф. Сперанского (1948), А. В. Тыжнова (1948) и В. В. Вдовина (1956).

Материалы А. И. Гусева (1934 г.), В. В. Вдовина (1951 г.), Т. В. Вагютинской (1957 г.), К. В. Иванова и М. В. Юдина (1949 г.), В. П. Казаринова (1941 г.), А. С. Кириллова (1947 г., 1948 г.), Е. Н. Лебзина (1955 г.), Г. И. Максименко и Н. А. Лихомана (1956 г.), А. Л. Матвеевской (1943 г., 1944 г., 1952 г., 1956 г.), Б. Ф. Сперанского (1924, 1926, 1933 гг.), А. В. Тыжнова (1938, 1948 гг.), В. Д. Фомичева (1934, 1935 гг.), В. Д. Фомичева и В. П. Казаринова (1947 г.) и других показывают, что район Колывань-Томской складчатой зоны вместе с прилегающими к ней окраинами Салаира, Кузбасса и Кузнецкого Алатау обладает весьма сложным геологическим строением. Он может быть разделен на ряд участков, которые отличаются по возрасту, мощности и фациальному составу слагающих их толщ, а также по типу развитых в их пределах тектонических структур.

С юго-востока Колывань-Томская герцинская геосинклиналь ограничена складчатыми сооружениями салаирского (Кузнецкий Алатау) и каледонского (Салаирский кряж) возраста, которые по характеру развития в герцинское время могут рассматриваться как окраина герцинской платформы.

Следует, однако, отметить, что некоторые исследователи (В. Д. Фомичев, 1957, 1961 гг. и другие) считают, что в герцинское время территория этого региона переживала завершающий этап развития складчатой структуры и платформенный этап начался позднее — на грани палеозоя и мезозоя.

В пределах рассматриваемой области выделяется ряд длительно развивающихся структур различного знака, объединяемых в три основные зоны (рис. 49):

1) зона основного прогиба;

2) зона поднятий, включающая (с юго-запада на северо-восток) Ордынское, Буготакское и Митрофановское поднятия, кулисообразно сопрягающиеся друг с другом;

3) зона краевого прогиба, охватывающая Ельцовский, Горловский, Ташминский прогибы и северо-западную окраину Кузбасса.

Каждая из этих зон характеризуется особыми, только ей присущими, типичными чертами развития, на основании которых она может быть отождествлена с тем или иным типом геосинклинальных или переходных к платформенным структур.

Породы нижнего структурного яруса можно наблюдать только в приподнятых участках зоны поднятия, где они выступают в ядрах складок. Они представлены интенсивно дислоцированными и метаморфизованными среднекембрийскими (Ордынское и Богутакское поднятия) и пред-

http://jurassic.ru/

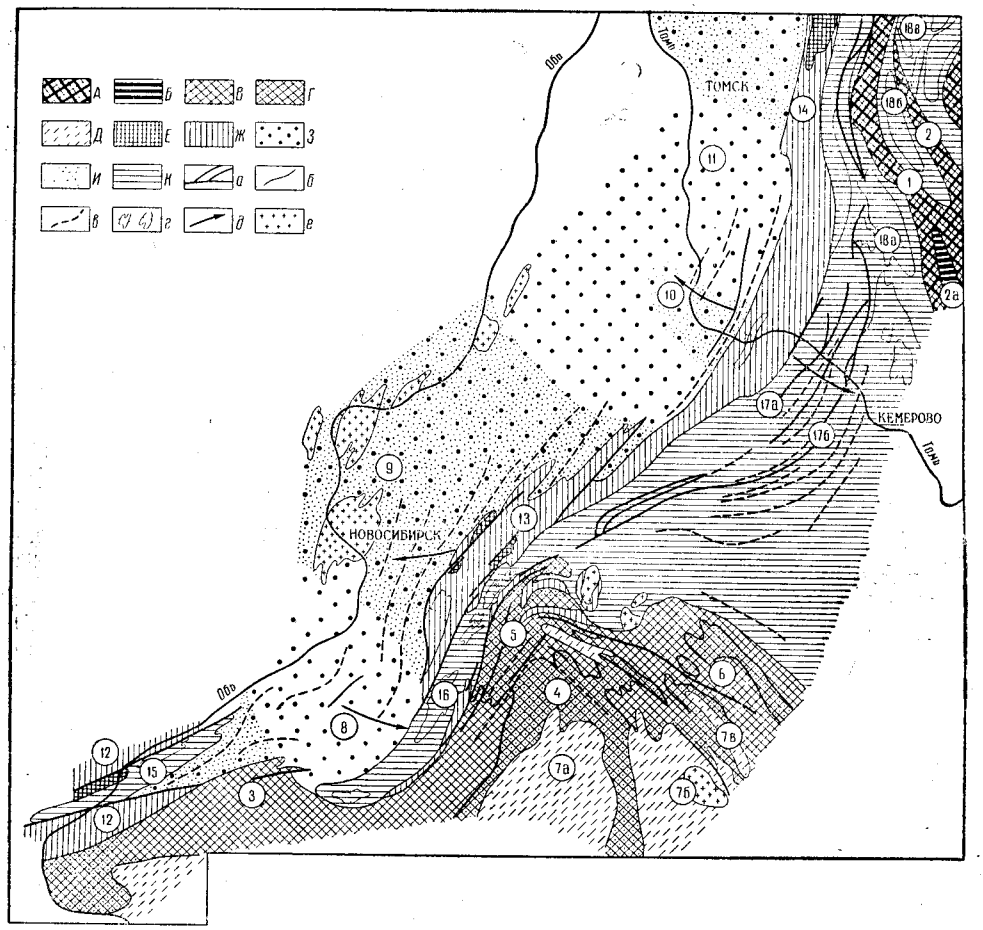



Рис. 49. Схема тектонического строения района Колывань-Томской складчатой зоны (составила А. Л. Матвеевская, 1957 г.)

**Область салаирской складчатости** (Кузнецкий Алатау): *А* — нижний структурный ярус (Pr — Cm); *Б* — верхний структурный ярус ($D_1$ — $C_1$). **Область каледонской складчатости** (Алтае-Салаирское сооружение): *В* — нижний структурный ярус (Cm); *Г* — средний структурный ярус (O — S); *Д* — верхний структурный ярус — внутренние впадины на каледонском складчатом основании ($D_1$ — $C_1$). **Область герцинской складчатости** (Колывань-Томская зона): *Е* — нижний структурный ярус — древнее образование ядер антиклинориев (Pr — Cm); *Ж* — средний структурный ярус ($D_2^2$); *З* — верхний структурный ярус — основной прогиб геосинклинальной системы ($D_3$ — $C_1^3$); *И* — участки повышенной напряженной складчатости и метаморфизма; *К* — верхний структурный ярус — краевой прогиб ($D_3$ — P). Общие условные знаки: *а* — дизъюнктивные нарушения; *б* — границы структур; *в* — оси сжатых антиклинальных складок; *г* — крупные антиклинальные и синклинальные брахиоскладки; *д* — направление преобладающего опрокидывания складок; *е* — гранитные интрузии. **Складчатые сооружения Кузнецкого Алатау** (северная окраина): *1* — Яйский выступ; *2* — Ново-Яйский выступ; *2а* — Тогунаковский грабен, **Алтае-Салаирское складчатое сооружение** (северо-западная окраина): *3* — Караканский выступ; *4* — Иковский выступ; *5* — Чемская ступень; *6* — Салаир; *7* — Центральная Алтае-Салаирская впадина (*а* — Маслянинская синклиналь, *б* — Залесовская синклиналь, *в* — Верхне-Бердская мульда). **Колывань-Томская складчатая зона.** Основной прогиб Герцинской геосинклинальной системы: *8* — Мильтюшский прогиб на продолжении оси Центральной Алтае-Салаирской впадины; *9* — район поднятий на продолжении оси Иковского выступа платформы; *10* — Прикузбасская зона на продолжении оси Зарубинского поднятия; *11* — область максимального Томского прогиба. Геосинклинальная зона герцинской геосинклинальной системы: *12* — Ордынское поднятие; *13* — Буготакское поднятие; *14* — Митрофановское поднятие. Зона краевого прогиба герцинской геосинклинальной системы: *15* — Ельцовский прогиб; *16* — Горловский прогиб; *17* — Кузнецкий прогиб: *а* — Зарубинская зона, *б* — Топкинская зона; *18* — Ташминский прогиб: *а* — Анжерский синклинорий, *б* — Кайгатская синклиналь, *в* — Безымянный прогиб

http://jurassic.ru/

положительно докембрийскими (Митрофановское поднятие) отложениями того же типа, что и в прилегающих к нему участках Кузнецкого Алатау и Салаира.

Отложения ордовика и силура, за исключением небольших выходов первого из них в Митрофановском и второго — в Ордынском поднятиях, не известны. По характеру отложений они так же, как и более древние образования, не отличаются от одновозрастных толщ Салаира и Кузнецкого Алатау.

Отложения второго (среднего) структурного яруса ($D_2^2$), который соответствует начальным стадиям формирования герцинской геосинклинали, во всех поднятиях начинаются эффузивно-осадочной спилито-кератофировой формацией, содержащей большое количество средней основности и кислых эффузивов; возраст их живетский. В верхней части этого структурного яруса местами развита осадочная, преимущественно сланцевая свита верхов живетского — низов франского яруса. Особенно широко осадочная свита представлена в пределах Митрофановского поднятия. В Ордынском она не известна, а на площади Буготакского поднятия развита слабо. Общая мощность среднего структурного этажа более значительна в Буготакском поднятии и достигает 2000—2200 *м*.

Внутренняя структура среднедевонских толщ зоны поднятий характеризуется в общем пологими залеганиями слоев, усложненными дисгармоничной складчатостью. Последняя особенно резко проявляется в однородных серых глинистых сланцах средней части пачинской свиты. Сравнительно многочисленны дизъюнктивные нарушения, которые часто сопровождаются зонами интенсивного рассланцевания пород. Сланцеватость, поражающая осадочные породы второго структурного яруса, обычно сопровождается филлитизацией их. Выражена она не везде с одинаковой интенсивностью. Например, в Буготакском, лучше изученном поднятии интенсивность рассланцовки увеличивается от центра по направлению к районам юго-западного и северо-восточного погружений.

В области основного прогиба Колывань-Томской зоны породы среднего структурного яруса нигде на дневную поверхность не выступают.

В пределах краевого прогиба отложения среднего структурного яруса обнажаются в бортовых частях Ельцовского и Горловского прогибов, Зарубинском районе Кузбасса и в Ташминском прогибе. В Горловском прогибе разрез среднего структурного яруса представлен наиболее полно. Он близок к вышеописанному, но обладает некоторым своеобразием. Особенностями этого разреза являются значительное уменьшение роли эффузивов, появление конгломератов обрушения в юго-восточном борту прогиба, а также сокращение мощности нижней — буготакской эффузивно-осадочной свиты, которое происходит главным образом за счет выпадения из разреза ее нижних горизонтов. Одновременно заметно возрастают мощности верхней — осадочной части разреза структурного яруса. Такие данные, а также другие материалы (А. Л. Матвеевская, 1956 г.) позволяют говорить о том, что Горловский прогиб оформился как таковой в период формирования верхних горизонтов буготакской свиты среднего девона.

Тектоника отложений среднего структурного яруса зоны краевого прогиба отличается от тектоники одновозрастных образований в зоне поднятия более напряженной линейной складчатостью и несколько большей степенью рассланцовки пород. Материалы, имеющиеся по среднему структурному ярусу других прогибов, не вносят существенных дополнений к сказанному.

Верхний структурный ярус ($D_3$—P) герцинского складчатого сооружения широко распространен как к северо-западу, так и юго-востоку от зоны поднятий. В пределах последней известны лишь незначительные

http://jurassic.ru/

«участки» развития верхнедевонских и этренских отложений, сохранившиеся главным образом в областях поперечных погружений этой зоны. Здесь они обладают мощностями, значительно сокращенными по сравнению с участками соседних прогибов, а по типу отложений приближаются к соответствующим образованиям области основного прогиба геосинклинали.

В основном прогибе верхний структурный ярус представлен мощной серией осадков, известных под названием инской серии ($D_3$—$C_1$). Это верхнедевонские сероцветные, внизу существенно песчано-глинистые осадки, переходящие кверху в черные глинисто-сланцевые и мергелистые образования этренских слоев.

Наибольшая глубоководность осадков франского и фаменского ярусов отмечается в районе Мильтюшского и Томского участков прогиба (А. Л. Матвеевская и Е. Ф. Иванова, 1956 г.). Здесь среди песчаников и сланцев с редкими растительными остатками, которые в Присалаирской части зоны почти не содержат фауны и носят явно мелководный характер, появляется значительное количество мергелистых и известняковых прослоев с довольно обильной морской фауной. Еще более молодыми отложениями, относящимися к этому же структурному ярусу, являются осадки турнейского и визейского ярусов нижнего карбона, а также слои, синхронные острогской свите Кузбасса ($C_1n$). В пределах рассматриваемой зоны они обладают не повсеместным развитием, а сохранились на тех же Мильтюшском и Томском участках наибольшего ее прогибания. По составу осадки нижнего карбона близки к отложениям верхнего девона, отличаясь лишь постепенно ослабевающим вверх по разрезу метаморфизмом пород.

Мощности отложений верхнего девона и карбона изменяются от 2000—2500 *м* (А. И. Гусев, 1934 г.) в районе г. Новосибирска до 10 000 *м* (К. В. Иванов и М. И. Юдин, 1953 г.; Е. А. Дидрихс и А. Е. Лебзин, 1955 г.) в Притомской части основного прогиба *.

Породы верхнего структурного яруса в той или иной мере диагенетизированы, характеризуются то более, то менее напряженными складками, осложненными дизъюнктивами. Местами складки наклонены и опрокинуты. Оси их в плане следуют общему очертанию Колывань-Томской зоны.

В районе Новосибирского Приобья черносланцевые отложения прорваны конкордантными телами герцинского гранитного интрузивного комплекса.

По степени дислоцированности и метаморфизма толщ верхнего структурного яруса, их мощностям и отчасти составу отложений в пределах основного прогиба Колывань-Томской зоны можно выделить несколько разнородных участков.

По простиранию рассматриваемой зоны намечаются три участка, характеризующиеся меньшими мощностями и большей грубозернистостью отложений, а также более высокой степенью метаморфизма и дислоцированности пород, развитых в их пределах. Они чередуются с участками больших мощностей (Мильтюшский и Томский прогибы), которые характеризуются менее напряженными дислокациями и пониженным метаморфизмом. По-видимому, к участкам первого типа приурочивается также основная масса гранитных тел. Границы этих участков нечеткие и пока недостаточно выяснены. В общем они простираются в направлении примерно поперечном к простиранию самой складчатой зоны. Участки первого типа располагаются против положи-

* 10-километровая мощность «инской серии» весьма сомнительна и, по-видимому, является следствием дублирования толщи нарушениями. *(Ред.)*

http://jurassic.ru/

тельных структур (Салаир, Кузнецкий Алатау) и как бы продолжают их внутри геосинклинальной зоны. Участки второго типа расположены против Кузбасса и Центральной Алтае-Салаирской впадины. Таким образом, синклинальные прогибы распадались на «овалы» (В. В. Белоусов, 1948 г.; В. Е. Хаин, 1954 г.) не после замыкания, а в процессе формирования геосинклинали, и этот процесс отражался на фациальности осадков и их мощностях.

В области краевого прогиба Колывань-Томской зоны верхний структурный ярус имеет другой состав осадков, значительно отличающийся от вышеописанного. Инской сероцветной серии флишоидных осадков ($D_3$—$C_1$) основного прогиба геосинклинали здесь соответствуют пестроцветные отложения, содержащие большое количество известковых прослоев с обильной морской фауной. Лишь отложения Ельцовского прогиба не содержат пестроцветных пород и по характеру осадков девона стоят ближе к одновозрастным образованиям основного прогиба этой зоны.

Выше располагаются существенно карбонатные, реже терригенные отложения низов нижнего карбона и грубозернистые осадки намюра, переходящие вверх в терригенные образования с прослоями углей.

Наконец, к этому же структурному ярусу должна быть отнесена мощная толща озерно-болотных, частично паралических угленосных отложений, формировавшаяся на протяжении среднего и позднего карбона и ранней, а местами и поздней перми.

Разрезы пород верхнего структурного яруса отдельных прогибов не вполне тождественны между собой. Они отличаются друг от друга главным образом по мощностям, которые изменяются от 3—3,5 *км* (Горловский прогиб) до 6—7 *км* в северо-западной части Кузбасса. Тип же отложений по всей рассматриваемой зоне достаточно постоянен и весьма характерен для краевых структур других геосинклинальных областей (Белоусов, 1948 г.; Хаин, 1954 г.).

Все перечисленные прогибы, за исключением северо-западной окраины Кузбасса, являются сложно построенными синклинориями, то с круто (Горловский, Ельцовский), то с более полого (Ташминский) падающими крыльями, осложненными продольными дизъюнктивными нарушениями значительной амплитуды.

Более мелкие складки, нередко усложняющие основную структуру синклинориев, обычно симметрично опрокинуты к оси прогибов. Значительно меняется по простиранию глубина погружения отдельных участков зоны прогиба, что привело к формированию отдельных, порой разобщенных краевых структур. Иногда достаточно отчетливо проявляются поперечные воздымания второго порядка, в свою очередь разделяющие прогибы на ряд характерных для рассматриваемых структур «ванн» (Горловский, Ташминский прогибы).

Таким образом, основной чертой тектонического строения рассмотренного района является принадлежность его к бортовой части герцинской геосинклинальной системы, которая имеет сложное, но вполне закономерное строение, присущее и другим геосинклинальным областям.

Рассмотрение истории развития выделенных структур на протяжении мезозойского и кайнозойского времени затрудняется недостаточной изученностью отложений соответствующего возраста (А. Л. Матвеевская, 1956 г.).

Изучение строения Колывань-Томской складчатой зоны и прилежащих к ней участков структур более древней консолидации показывает, что структурные ярусы в пределах тектонических блоков разновозра-

http://jurassic.ru/

стной консолидации (каледониды и герциниды), а также одновозрастных структур различного типа (основной и краевой прогибы геосинклинальной системы) имеют неодинаковый стратиграфический объем.

### *ГОРНЫЙ АЛТАЙ*

Вопросы тектоники Горного Алтая рассматривались в работах многочисленных исследователей этого района, начиная с Г. Е. Щуровского и П. А. Чихачева. Попытки обобщений по тектонике Алтая были сделаны И. П. Толмачевым и В. А. Обручевым (1915). Позднее обобщения по тектонике Алтая с учетом материалов последующих исследований делались в ряде работ В. П. Нехорошева (1932, 1938, 1939, 1940, 1954, 1958). Отдельные вопросы тектоники Горного Алтая затрагивались Н. А. Елисеевым, Н. Л. Бубличенко, Б. Ф. Сперанским, Ю. А. Кузнецовым, В. А. Кузнецовым и многими другими исследователями. Достаточно полной сводки с учетом всех материалов новейших геологических исследований еще нет. Предварительное краткое обобщение, схема истории геологического развития и схема геотектонического районирования Горного Алтая как части Алтае-Саянской складчатой области были разработаны В. А. Кузнецовым (1952, 1954). Более полное фактическое обоснование, дальнейшее развитие и некоторые коррективы эта схема получила в работе И. И. Белостоцкого (1956).

Геологическое строение и история геотектонического развития Горного Алтая отличаются большой сложностью. Территория Горного Алтая является частью обширной длительно развивающейся, но в основном каледонской Алтае-Саянской геосинклинальной области, обрамляющей с юго-запада древнюю Сибирскую платформу. Особенность геологического положения Горного Алтая заключается в том, что он располагается во внешней периферической зоне каледонских сооружений Алтае-Саянской области, наиболее удаленных от Сибирской платформы, в зоне перехода к соседней Обь-Зайсанской герцинской геосинклинальной системе.

Главными этапами развития геосинклинальной системы Горного Алтая явились салаирский, собственно каледонский и герцинский (раннегерцинский).

Об особенностях развития территории современного Горного Алтая в древнем докембрии известно очень немного. Судя по составу и структурам древнейших досинийских метаморфических толщ, объединяемых в теректинскую серию, можно полагать, что древнейшие осадки геосинклинального типа испытали в досинийское время полную складчатость и глубокий региональный метаморфизм, по-видимому, сопровождающийся гранитными интрузиями. Характерно, что досинийские толщи Горного Алтая дислоцированы в другом плане, нежели нижнепалеозойские, и как в Восточном, так и в Центральном Алтае характеризуются довольно выдержанными субмеридиональными простираниями структур (рис. 50).

В позднем докембрии и в кембрийском периоде территория Горного Алтая, так же как соседние районы Тувы, Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, представляла собой типичную первичную геосинклинальную область. На этом этапе геосинклинальная область испытывала дифференциацию и распадалась на геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия. В пределах Северо-Восточного Алтая и Катунско-Телецкого междуречья, т. е. на южном продолжении структур Горной Шории, наметилось геоантиклинальное поднятие и были развиты эффузивные, терригенные и карбонатные формации синия и раннего кембрия. Западнее, в пределах современного Центрального Алтая,

http://jurassic.ru/

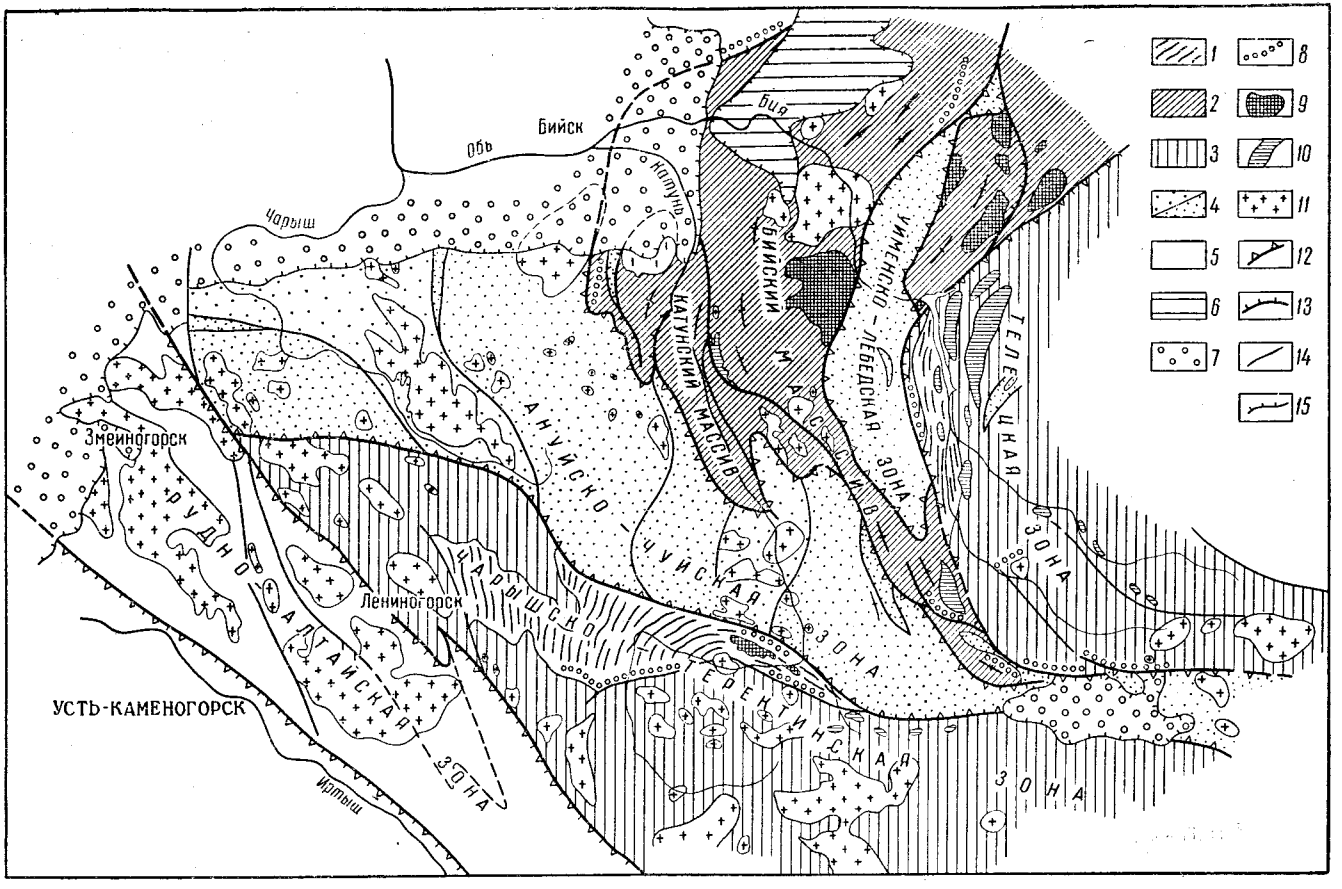



Рис. 50. Тектоническая схема Горного Алтая (составил В. А. Кузнецов, 1957 г.)

*1*—выступы протерозойского (досинийского) фундамента; *2* — структурно-фациальные зоны салаирского этапа консолидации; *3* — структурно-фациальные зоны каледонского этапа консолидации; *4* — структурно-фациальные зоны каледонско-раннегерцинского этапа с положительными и отрицательными структурами второго порядка; *5* — позднегерцинская структурно-фациальная зона Рудного Алтая; *6* — Чумышско-Ненинский прогиб (и южная окраина Кузнецкого прогиба); *7* — мезозойские прогибы; *8* — гипербазитовые пояса салаирского возраста; *9* — салаирские гранитоидные интрузии; *10* — каледонские интрузии; *11* — герцинские интрузии; *12* — границы основных структурно-фациальных зон; *13* — региональные разломы, элементы зон глубинных разломов; *14* — крупные разломы меньшего масштаба; *15* — границы прогибов

http://jurassic.ru/

по-видимому, существовал геосинклинальный прогиб с характерными спилито-кератофировой и кремнисто-сланцевой формациями раннего кембрия. Такой же прогиб, вероятно, находился и к востоку от указанной выше геосинклинальной зоны, в пределах Восточного Алтая и соседнего Западного Саяна. На границах между поднятиями и прогибами оформились зоны глубинных разломов.

Во второй половине кембрия возникла складчатость, охватившая, по-видимому, всю Алтае-Саянскую геосинклинальную область и сопровождавшаяся различными по составу интрузиями. В состав последних входили раннесалаирская гипербазитовая интрузия, локализующаяся вдоль глубинных разломов и образующая в Горном Алтае Курайский и Теректинский гипербазитовые пояса, а также позднесалаирские гранитоидные интрузии, довольно широко проявившиеся, в частности, в Лебедском районе Северо-Восточного Алтая. В результате салаирской складчатости отмеченная выше геоантиклинальная зона Северо-Восточного Алтая в основном закончила геосинклинальное развитие, была консолидирована и приобрела свойства относительно жестких масс, играющих в ходе дальнейшего развития Алтая, в каледонском этапе, роль срединного массива. Именно в связи с этим на значительной части территории Восточного Алтая, в пределах современных Бийского и Катунского горст-антиклинальных массивов, из разреза выпадают те мощные геосинклинальные толщи ордовика и силура, которые, наоборот, особенно характерны для каледонских геосинклинальных прогибов центральных и крайних восточных районов Горного Алтая и соседнего Западного Саяна.

Салаирские складчатость и магматизм явились важнейшим этапом в истории развития Горного Алтая. С этим этапом связана дифференциация геосинклинальной области на зоны поднятий и опусканий, оформившиеся позднее как разнородные по истории развития структурно-фациальные зоны. С этим же этапом связано заложение глубинных разломов на границе между структурно-фациальными зонами, а также заложение общего структурного плана Горного Алтая в целом, частично сохранившегося до нашего времени, несмотря на последующие перестройки в каледонском и герцинском этапах. Наконец, как уже отмечено, с этим же этапом связана консолидация своеобразного древнейшего «ядра» в северо-восточной части современного Горного Алтая, игравшего в дальнейшем ходе развития Алтая роль срединного массива с тектоническим режимом, отличающимся от геосинклинального режима соседних структурно-фациальных зон.

В ордовике и силуре, т. е. в собственно каледонском этапе, большая часть территории Горного Алтая продолжала геосинклинальное развитие. В глубоких прогибах в пределах Центрального, Северо-Западного и Восточного Алтая, так же как в соседнем Западном Саяне, формировались мощные песчано-сланцевые флишеподобные толщи ордовика и песчано-сланцево-известковистые толщи силура. Геосинклинальные прогибы этого этапа унаследованно развивались в зонах ранее наметившихся салаирских прогибов, сохранивших подвижность, тогда как зона геоантиклинального поднятия салаирского этапа, наметившаяся в северо-восточной части Алтая и в пределах Катунско-Телецкого междуречья, явилась и в каледонском этапе положительной структурой. Наиболее существенное значение имела древнекаледонская, по-видимому, предаренигская фаза складчатости, с которой следует связывать возникновение нового крупного геоантиклинального поднятия в западной части территории Горного Алтая, где позднее оформилась так называемая Чарышско-Теректинская структурно-фациальная зона. С этой фазой, а также с таконской фазой, на границе между ордовиком и силуром, связыва-

http://jurassic.ru/

ются интенсивная линейная складчатость и метаморфизм ордовикских песчано-сланцевых толщ, за счет которых в ряде древних зон прогибов и смятия вдоль глубинных разломов формируются зоны гнейсов и кристаллических сланцев, обычно сопровождаемых синорогенными гранитными интрузиями. Такие зоны гнейсов и кристаллических сланцев древнекаледонского возраста фиксируются в Курайском и Чуйском хребтах, в хребте Шапшал, в Белокурихинском районе и ряде других участков.

К концу каледонского этапа тектогенеза геосинклинальный режим и морские условия осадконакопления локализовались главным образом во внутренних унаследованных прогибах среди разрастающихся каледонских геоантиклинальных поднятий. Наиболее крупным прогибом такого рода явилась Ануйско-Чуйская зона, заключенная между Чарышско-Теректинским и Бийско-Катунским поднятиями. В ней аккумулировались мощные толщи морских флишеподобных песчано-сланцево-известняковых отложений силура и глинисто-сланцевые толщи нижнего девона. К юго-западу и северо-востоку от нее располагались области поднятий и преимущественного размыва.

Каледонский этап в целом имел весьма важное значение в развитии Горного Алтая, поскольку именно в этом этапе почти вся его территория, кроме зоны Ануйско-Чуйского межгорного прогиба, закончила геосинклинальное развитие и в дальнейшем являлась относительно консолидированной орогенной системой с режимом, переходным к платформенному.

Герцинский тектоно-магматический цикл имел для развития Горного Алтая также весьма существенное значение. В герцинском этапе в соседних с Горным Алтаем районах Прииртышья возникла и развилась Зайсанская геосинклиналь, звено обширной Обь-Зайсанской геосинклинальной системы. Располагаясь во внешней периферической зоне этой системы, каледонские структуры Горного Алтая, сохранившие относительную подвижность, вновь вовлекались в движения, принимавшие форму главным образом блоковых.

Позднекаледонский прогиб Ануйско-Чуйской зоны продолжал существовать в виде унаследованного прогиба типа остаточной геосинклинали и на раннегерцинском этапе, в течение девона. В связи с подновлением региональных разломов и иногда вне видимой связи с ними происходили мощные излияния лав и накопление пирокластических образований существенно кислого липарито-дацитового состава. В различных структурно-фациальных зонах аккумулировались довольно пестрые по составу то морские, то существенно континентальные эффузивно-осадочные формации нижнего и особенно среднего девона. При наличии элементов сходства с одновозрастными формациями Рудного Алтая и других участков Зайсанской геосинклинали выявлялись определенные черты отличия: среди осадочных толщ здесь шире развиты красноцветные континентальные и эпиконтинентальные образования; вулканогенные образования характеризуются в большей степени, нежели в Рудном Алтае, преобладанием производных кислых лав кератофирового или альбитофирового состава. Особое место среди вулканогенных формаций девона Горного Алтая занимает своеобразная альбитофировая гематитоносная формация эйфельского возраста, с которой связаны пластовые гематитовые руды эффузивно-осадочного типа.

Наряду с унаследованными прогибами раннегерцинского этапа, примером которых является Ануйско-Чуйский прогиб, формировались наложенные прогибы, или наложенные мульды, возникшие в результате кратковременных погружений некоторых положительных блоков и трансгрессий моря на их территорию, главным образом в эпоху среднего девона. Такого типа наложенными прогибами являются Коргон-

http://jurassic.ru/

ский прогиб, лежащий на северо-западной оконечности Чарышско-Теректинского горст-антиклинального массива, а также Уйменский прогиб, лежащий на древнем Бийском массиве.

Таким образом, тектонический режим наиболее крупных прогибов раннегерцинского этапа, в том числе Ануйско-Чуйского прогиба, судя по формационному составу девонских толщ, приближался к режиму вторичных геосинклиналей (Пейве и Синицын, 1950) и, очевидно, отличался от тектонического режима внутренних зон Зайсанской геосинклинальной системы и, в известной мере, от режима зоны Рудного Алтая. Более детальный анализ показывает, впрочем, что геотектонические условия в крупных прогибах, в частности в Ануйско-Чуйском, были многообразными в различных участках так же, как они были неодинаковыми в различных структурно-фациальных зонах Рудного Алтая (Горжевский, Комар и Яковлев, 1955).

Размещение прогибов и поднятий герцинского этапа в Горном Алтае в значительной мере предопределялось структурным планом каледонского и салаирского фундамента. Общая тенденция к унаследованному развитию структур выразилась в том, что наиболее крупные зоны прогибов герцинского этапа ложились на прогибы позднекаледонского этапа, а герцинские поднятия, в частности Чарышско-Теректинский массив Центрального Алтая, отделяющий Ануйско-Чуйский прогиб от прогиба Рудного Алтая, явились испытавшими подновление геоантиклинальными структурами каледонского этапа.

На позднегерцинском этапе весь Горный Алтай, включая и оставшиеся наиболее подвижными зоны прогибов, испытал складчатость, сопровождавшуюся глубинным магматизмом, и консолидацию, в связи с чем полностью закончилось геосинклинальное развитие его и были приобретены свойства орогенной, или складчатой области. Герцинский магматизм сыграл важнейшую роль в металлогении Горного Алтая. Размещение гранитных интрузий подчинено тектоническим структурам герцинского этапа. Максимальное количество гранитных массивов этого этапа размещено по юго-западной периферии Горного Алтая, т. е. во внешней зоне Зайсанской геосинклинальной системы, и, как известно, еще большее их количество расположено во внутренних зонах последней — в Калбинском хребте и в Рудном Алтае. Герцинские гранитные интрузии в каледонских структурах востока Горного Алтая обычно локально приурочены к зонам региональных разломов.

Таким образом, герцинский этап явился также важнейшим для оформления тектонической структуры Горного Алтая. Структуры этого этапа испытали в последующие эпохи лишь незначительные изменения и в основных чертах сохранились до настоящего времени. В мезозое, в частности в юрское время, когда в соседних районах Тувы и Кузбасса имели место крупные глыбовые движения и проявления складчатости покровного типа, в верхнем структурном ярусе в Горном Алтае, по-видимому, также происходили движения по ранее заложенным региональным разломам, причем кроме вертикальных движений, в некоторых случаях, видимо, имели место горизонтальные надвиго-сдвиговые глыбовые движения, правда, ограниченного масштаба.

В начале кайнозоя в некоторых герцинских и мезозойских межгорных прогибах продолжались погружения с накоплением достаточно мощных третичных буроугольных толщ. Наконец, в неогене Горный Алтай вовлекался в зону мощных разломов и глыбовых движений, захвативших обширные территории юга Сибири, Казахстана и Средней Азии. В результате этих проявлений неотектоники оформились современная глыбовая структура и рельеф Горного Алтая.

http://jurassic.ru/

Являясь производным многоэтапной и длительной истории геологического развития, Горный Алтай представляет весьма сложное тектоническое сооружение. Его можно характеризовать как складчато-глыбовую область, состоящую из системы глыбовых массивов и прогибов, разделенных подвижными зонами региональных разломов. Глыбовые массивы в ряде случаев являются издавна наметившимися геоантиклинальными поднятиями, которые испытывали преимущественно восходящие движения, прерываемые лишь кратковременными опусканиями; отграниченные от соседних массивов, или прогибов, региональными разломами, они представляют собой горст-антиклинальные структуры. Расположенные между глыбовыми массивами депрессионные структуры также отличаются своеобразием. От обычных синклинориев они отличаются тем, что это также длительно развивающиеся прогибы, как правило, ограниченные региональными разломами или сложными зонами разломов. Это грабен-синклинали. Особое место занимают узкие «шовные» синклинали, или грабен-синклинали, приуроченные к зонам сложных, длительно развивающихся разломов типа глубинных разломов на стыках разнородных геотектонических структур. Такие шовные грабен-синклинали, или приразломные прогибы, обычно слагаются толщами верхнего структурного этажа, зажатыми в виде узких линейных блоков между крупными массивами. Они довольно разнообразны по форме и особенностям внутреннего строения. К типу приразломных прогибов относятся Сарасинская, Куратинская, Бельгебашская и Курайская грабен-синклинали в зоне Сарасинско-Курайского глубинного разлома, а также серия мелких грабенов в зоне Чарышско-Теректинского разлома (В. А. Кузнецов, 1953 г.).

Как отмечено, некоторые зоны региональных разломов в Горном Алтае относятся к категории глубинных (А. В. Пейве, 1945 г.). Важнейшая роль глубинных разломов в формировании структур Алтая отмечается в настоящее время многими исследователями и особенно подчеркивается В. А. Кузнецовым (1952, 1953 г., 1954 г.) и И. И. Белостоцким (1956 г.).

Геотектонический анализ и районирование территории Горного Алтая позволяют расчленить ее на ряд тектонически разнородных участков, отличающихся особенностями геологического развития, структуры, магматизма и металлогении. Эти тектонически разнородные участки могут квалифицироваться как структурно-фациальные зоны (В. А. Николаев, 1944 г.).

По схеме геотектонического районирования Горного Алтая, предложенной В. А. Кузнецовым (1954), с учетом некоторых дополнений, сделанных И. И. Белостоцким (1956 г.), в пределах Горного Алтая намечаются следующие структурно-фациальные зоны (см. рис. 50): Чарышско-Теректинская (или зона Центрального Алтая), Ануйско-Чуйская, Бийско-Катунская, Уйменско-Лебедская и Телецкая. Как видно из схемы, каждая из названных зон вполне соизмерима по размерам с зоной Рудного Алтая. Известно, что в результате детального изучения зона Рудного Алтая в настоящее время расчленяется на ряд структурно-фациальных зон второго порядка (Коржевский, Комар и Яковлев, 1955). Очевидно, что и указанные выше структурно-фациальные зоны Горного Алтая будут в дальнейшем расчленены более дробно. Приведем краткую характеристику выделяемых структурно-фациальных зон.

1. На юго-западе Горного Алтая, примыкая непосредственно к зоне Рудного Алтая, располагается Чарышско-Теректинская структурно-фациальная зона (или зона Центрального Алтая). Это крупная тектоническая структура, протянувшаяся на 400 *км* через весь Горный Алтай и продолжающаяся в пределы Монгольского Алтая. В ее пре-

http://jurassic.ru/

делы входят хребты Коргонский, Холзун, Теректинский, Катунский, Южно-Чуйский и Сайлюгем, т. е. наиболее мощные хребты юго-западной, центральной и юго-восточной частей Алтая.

Стратиграфический разрез Чарышско-Теректинской зоны характеризуется следующими особенностями. В основании разреза вскрываются кристаллические сланцы теректинской серии протерозойского возраста. Выше лежит зеленокаменная вулканогенно-осадочная толща нижнего кембрия (манжерокская свита), сохранившаяся главным образом в тектонических блоках по периферии Теректинского горстового выступа протерозоя. С зеленокаменной толщей кембрия связаны гипербазитовые интрузии кембрийского возраста, образующие Теректинский гипербазитовый пояс вдоль Чарышско-Теректинского глубинного разлома, ограничивающего с севера Чарышско-Теректинскую структурно-фациальную зону. Стратиграфически выше залегают мощные песчано-сланцевые флишеподобные толщи кембро-ордовика, особенно широко развитые в хребтах Катунском и Южно-Чуйском. В составе этих толщ участвуют также кристаллические сланцы и гнейсы — продукт глубокого метаморфизма пород в древней зоне прогиба и смятия каледонского этапа. Среди них располагаются каледонские гранитные интрузии. Выделение их из числа более развитых герцинских гранитных интрузий подчас затруднительно.

Толщи докембрия и нижнего палеозоя, интенсивно дислоцированные, метаморфизованные и прорванные интрузиями, образуют нижний структурный ярус Чарышско-Теректинской структурно-фациальной зоны. Характерно почти полное выпадение из разреза последней толщ верхнего ордовика, силура и нижнего девона, которые развиты в соседней Ануйско-Чуйской зоне.

На древнекаледонском фундаменте, иногда непосредственно на докембрийских кристаллических сланцах, лежат девонские толщи верхнего структурного яруса, главным образом эффузивно-осадочные толщи среднего девона, характеризующиеся сравнительно небольшой мощностью и спокойной складчатостью с развитием брахискладок. Наиболее полные разрезы девона известны в северо-западной (погруженной) части Чарышско-Теректинской структурно-фациальной зоны, в частности в Коргонском хребте, где выделяются существенно эффузивные наземные и эпиконтинентальные свиты эйфельского возраста, сменяющиеся стратиграфически выше живетской (верхнеживетской) коргонской свитой морских известково-глинистых осадков. В составе эйфельских эффузивно-осадочных свит характерно присутствие альбитофироящмовой гематитоносной формации с подчиненными ей пластовыми гематитовыми и магнетито-гематитовыми месторождениями эффузивно-осадочного типа. В других структурно-фациальных зонах Горного Алтая эта рудоносная формация пока не установлена.

По-видимому, уже на раннекаледонском этапе развития Чарышско-Теректинская зона оформилась как геоантиклинальная положительная структура и тогда уже она по существу закончила геосинклинальный этап развития. В силуре и в начале девона она являлась областью поднятий и размыва. В герцинское время зона вновь являлась геоантиклинальным поднятием типа срединной массы между прогибами Рудного Алтая с одной стороны и Ануйско-Чуйской зоны — с другой, причем только в начале герцинского этапа, в среднем девоне, подвергалась частичному и кратковременному погружению. В результате герцинской складчатости, сопровождаемой магматизмом, а также последующих мезозойских и кайнозойских движений Чарышско-Теректинская зона приобрела характер горст-антиклинальной структуры, которая имеет сложное внутреннее строение и может быть расчленена на структуры

http://jurassic.ru/

второго порядка: Терактинский горстовый выступ докембрия, наложенные Коргонскую и Калгутинскую мульду и другие.

2. К северо-востоку от описанной зоны располагается Ануйско-Чуйская структурно-фациальная зона. Это также очень крупная структура, прослеживающаяся через весь Горный Алтай. Стратиграфический разрез здесь существенно отличается от разрезов в пределах других зон Алтая. Видимое основание разреза слагают мощные флишеподобные толщи песчаников и глинистых сланцев кембро-ордовика. Над ними лежат сланцево-известняковые толщи ордовика и силура, охарактеризованные фауной трилобитов и брахиопод. Для ордовикских толщ характерны линейная складчатость, рассланцовка, а иногда и метаморфизм пород. Выше лежат геосинклинальные толщи песчаников, глинистых сланцев и известняков силура, а также глинистых сланцев нижнего девона, которые, как было отмечено, отсутствуют в разрезе предыдущей зоны. Еще выше несогласно лежат эффузивно-осадочные толщи среднего девона, по составу и мощности несколько отличающиеся от синхронных толщ соседних зон Горного Алтая и обнаруживающие сходство с среднедевонскими толщами Змеиногорского района Рудного Алтая. Наконец, в Ануйско-Чуйской зоне имеют место сохранившиеся на ограниченных площадях морские отложения верхнего девона, франского и фаменского ярусов, а также установленные в Горном Алтае в последние годы морские отложения турнейского яруса нижнего карбона. Последние установлены как на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны, так и на севере Алтая по р. Черемшанке в бассейне р. Ануя (Грацианова, 1959). Турнейские морские отложения — глинистые известняки с обильной фауной верхнетурнейского возраста, обнаруживающей большое сходство с фауной бухтарминской свиты Рудного Алтая, найдены в последнее время в приразломном (шовном) грабене в зоне Чарышско-Терактинского глубинного разлома в верховьях р. Тюгурюка, притока р. Коксу (Левицкий, Баженова, Барцева, 1959).

Наконец, в юго-восточной части Ануйско-Чуйской зоны развиты континентальные угленосные отложения каменноугольного возраста, охарактеризованные флорой, сходной с растительными остатками алыкаевских слоев продуктивной серии Кузбасса. Там же в ряде участков, главным образом в пределах современных межгорных впадин Курайской и Чуйской, сохранились образования третичной коры выветривания и третичные буроугольные отложения.

Для Ануйско-Чуйской зоны характерны многочисленные интрузии, среди которых выделяются девонские субвулканические и гипабиссальные интрузии щелочных гранитов и габбро, а также собственно герцинские, вероятно каменноугольные и пермские по возрасту гранитоидные интрузии — гранитоиды и граниты.

Ануйско-Чуйская структурно-фациальная зона является длительно развивающейся структурой, закончившей этап геосинклинального развития позднее, чем соседние структурно-фациальные зоны каледонской системы Горного Алтая. В салаирском и раннекаледонском этапах она представляла собой геосинклинальный прогиб. Сохранив свою подвижность и после раннекаледонской складчатости, когда описанная выше Чарышско-Терактинская зона оформилась как поднятие, Ануйско-Чуйская зона продолжала сохранять преимущественные погружения и в позднекаледонском этапе. В раннегерцинском этапе на месте ее сохранился межгорный прогиб среди каледонских складчатых структур Горного Алтая, близкий к вторичным, или даже остаточным геосинклинальным прогибам (А. В. Пейве и В. М. Синицын, 1950 г.). Очевидно на позднегерцинском этапе, после завершения складчатости девонских и верхнепалеозойских толщ и после гранитных интрузий, произошла окон-



http://jurassic.ru/

чательная консолидация Ануйско-Чуйской зоны и оформление ее структуры как сложной грабен-синклинали, ограниченной зонами глубинных разломов и расчлененной на ряд поднятий и прогибов второго порядка. К ним относятся: а) синклинорий северо-западного Алтая, б) Талицкий антиклинорий, в) Ануйская грабен-синклиналь, г) серия приразломных грабен-синклиналей (Сарасинская, Куратинская, Бельгебашская и Курайская); д) Онгудайский горстовый массив и другие. Некоторые из этих структур второго порядка, по данным И. И. Белостоцкого (1956 г.), являются длительно развивающимися конседиментационными структурами.

Интересно расположение структур второго порядка внутри Ануйско-Чуйской зоны в субмеридиональном направлении, под углом к простиранию зоны в целом (так же как в зоне Рудного Алтая по данным Д. И. Горжевского и других, 1955 г.). Очевидно, это является выражением перестройки более древних докаледонских субмеридиональных структур фундамента в позднекаледонском и герцинском этапах. Положительные структуры второго порядка внутри Ануйско-Чуйской зоны (Талицкий антиклинорий, Онгудайский горст) характеризуются более глубоким денудационным срезом, в результате которого в их пределах вскрываются довольно крупные герцинские гранитные массивы, отсутствующие в синклинальных участках Ануйско-Чуйской структурно-фациальной зоны.

3. К северо-востоку от описанной зоны располагается наиболее древняя по времени консолидации структурно-фациальная зона Горного Алтая. Это — прямое структурное продолжение зоны Кузнецкого Алатау и Горной Шории, с характерным для последних стратиграфическим разрезом, интрузиями и металлогенией. В пределы этой зоны входят (на севере) Бийский и Катунский массивы и расположенные на их продолжении в Юго-Восточном Алтае Кадринский и Баратальский горстовые массивы.

Широкая на севере полоса выходов нижнего палеозоя и докембрия постепенно делается все более узкой по направлению к югу, в связи с тем что древние салаирские и другие толщи, слагающие ядра указанных выше горстовых массивов, погружаются на юге и перекрываются более молодыми отложениями, обнаженными в Ануйско-Чуйской зоне, граница с которой здесь в силу этого неотчетливая. Всю зону в целом можно выделить как Бийско-Катунскую структурно-фациальную зону.

Весьма характерным является стратиграфический разрез этой зоны, резко отличающийся от разрезов других зон Горного Алтая. В основании его вскрываются синийские карбонатные толщи с кварцитами и зеленокаменными эффузивами, являющиеся аналогами известной енисейской серии верхнего протерозоя Кузнецкого Алатау. Выше лежит серия геосинклинальных формаций нижнего и среднего кембрия (манжерокская, каянчинская, каимская и усть-семинская свиты), главным образом вулканогенно-терригенных по составу, с рифогенными археоциатовыми известняками и доломитами. Синийские и раннекембрийские толщи, объединяемые И. И. Белостоцким (1956 г.) в катунский комплекс, интенсивно дислоцированы в салаирском этапе тектогенеза, очевидно во второй половине или конце кембрия, и прорваны интрузиями салаирского магматического комплекса, в состав которого входят раннесалаирские гипербазитовые и габбровые интрузии и позднесалаирские интрузии гранитоидов.

Особенностью разреза зоны является слабое развитие ордовикских и силурийских отложений, в частности выпадение из разреза тех флишеподобных песчано-сланцевых геосинклинальных толщ громадной мощ-

http://jurassic.ru/

ности, которые, как отмечалось, особенно характерны для соседних структурно-фациальных зон Горного Алтая. В пределах данной зоны осадки ордовика имеют место, но представлены иными фациями: маломощными пачками пестроцветных аргиллитов с фауной трилобитов, обычно слабо дислоцированными и не испытавшими метаморфизма. В основании отложений ордовика в бассейне р. Сара-Кокши наблюдался конгломерат с галькой интрузивных пород, характерных для салаирских гранитоидных комплексов Северо-Восточного Алтая.

Эти данные свидетельствуют о том, что основная складчатость и интрузии в пределах данной зоны имели место до ордовика, т. е. что геосинклинальное развитие здесь закончилось в салаирском этапе.

Из разреза зоны практически выпадают также и силурийские толщи, которые представлены только в узких грабен-синклиналях, отвечающих межгорным прогибам.

Девонские отложения во многих случаях ложатся здесь непосредственно на кембрийские и представлены полого лежащими толщами континентальных пестроцветных песчаников и существенно наземных эффузивов кислого и среднего состава.

С вулканогенными толщами девона ассоциируют субвулканические и гипабиссальные интрузии гранитов и щелочных гранитов, по-видимому, также девонского возраста. Наконец, известны и позднегерцинские гранитные интрузии, располагающиеся главным образом вдоль региональных разломов.

Характер стратиграфических разрезов и структур говорит о том, что описываемая зона испытала консолидацию на салаирском этапе. В каледонское время она являлась геоантиклинальной структурой, не испытавшей глубоких погружений и геосинклинальной переработки. На герцинском этапе здесь была полуплатформенная обстановка. Зона в целом образует дугу, обращенную выпуклостью на запад.

4. Далее к востоку располагается зона Уйменско-Лебедского прогиба, которую также можно выделять в качестве особой структурно-фациальной зоны.

В отличие от Ануйско-Чуйской зоны, Уйменско-Лебедской прогиб является сравнительно неглубоким, будучи расположен на жестком салаирском фундаменте. Характерно расположение прогиба на стыке двух крупных тектонических структур: Бийско-Катунской зоны салаирид и Телецкой (Западно-Саянской) каледонской зоны.

В основании разреза прогиба лежат карбонатные толщи синия и нижнего кембрия, а также вулканогенно-осадочные толщи нижнего — среднего кембрия, сложно дислоцированные и прорванные салаирскими интрузиями. Выше несогласно лежат известные в северной (Лебедской) части прогиба песчано-сланцевые, существенно пестроцветные толщи ордовика и силура, имеющие ограниченную мощность. На них, а в южной (Уйменской) части прогиба непосредственно на кембрийском фундаменте, несогласно лежат вулканогенно-осадочные толщи среднего и верхнего девона.

По данным И. И. Белостоцкого (1956 г.), девонские толщи Уйменского прогиба по фациальному профилю и фауне обнаруживают больше сходства с девонскими толщами Минусинской котловины, нежели с одновозрастными толщами центральных и западных районов Горного Алтая.

Судя по наличию верхнепалеозойских (пермских) угленосных отложений в Пыжинском грабене, можно думать, что тенденция к погружениям, особенно значительным в зонах приразломных прогибов, сохранилась в Уйменско-Лебедской структурно-фациальной зоне до конца палеозоя.



http://jurassic.ru/

5. На крайнем востоке Горного Алтая обособляется обширная Телецкая структурно-фациальная зона, являющаяся западной частью каледонской складчатой системы Западного Саяна. Западная граница этой зоны, выраженная глубинным разломом, представляет собой выпуклую на запад дугу и проходит из верховьев р. Абакана к Телецкому озеру по Камгинскому грабену, откуда уходит на юг в район р. Чебдара, левого притока р. Башкауса и дальше на юго-восток в район Курайского хребта, откуда прослеживается в широтном направлении в Северо-Западную Монголию.

Стратиграфический разрез Телецкой зоны аналогичен разрезу Западного Саяна. Толщи докембрия и нижнего палеозоя здесь интенсивно дислоцированы, испытали метаморфизм и прорваны уже упоминавшимися салаирскими ультраосновными и основными интрузиями, а также древнекаледонскими, в том числе таконскими гранитоидами. К последним относятся интрузии Телецкого озера и хребта Корбу, многие массивы бассейна р. Чулышмана, хребта Шапшал и другие.

В межгорных прогибах типа грабен-синклиналей на поверхности каледонского фундамента несогласно лежат незначительные по мощности существенно континентальные толщи силура, красноцветные толщи девона и угленосные отложения верхнего палеозоя. Кроме уже отмеченных каледонских гранитоидов, имеются и герцинские гранитные массивы, располагающиеся главным образом вдоль крупных разломов.

Телецкая зона являлась геосинклинальным прогибом в салаирском и каледонском этапах. В конце каледонского этапа она закончила геосинклинальное развитие и приобрела свойства складчатой зоны. В герцинском этапе это была консолидированная жесткая структура, не испытавшая погружений и переработки в геосинклинальных условиях. Герцинская и современная структуры зоны в деталях еще не расшифрованы. Характерно дугообразное изменение простираний осей складок, соответствующее внешнему контуру Телецкой зоны в целом, а также наличие зон глубокого метаморфизма каледонского времени, с гнейсами и метаморфическими сланцами за счет кембро-силурийских толщ, располагающихся вдоль оконтуривающих Телецкую зону с запада и юго-запада глубинных разломов.

Такова краткая характеристика основных структур Горного Алтая. Каждая из них отличается особенностями геологического строения и истории развития, является издавна обособившимся и длительно развивающимся участком литосферы. Охарактеризованные структурно-фациальные зоны являются глубинными структурами в том значении этого термина, который ему придает А. В. Пейве (1945 г.).

Зоны подвижных сопряжений глубинных структур, очевидно, являются глубинными разломами (Пейве, 1945 г.). Они играют важнейшую роль в формировании структур Горного Алтая, являясь границами различных структурно-фациальных зон и, в частности, границами площадей развития тех или иных формаций. Глубинные разломы явились зонами проявления магматической деятельности в различных формах последней и зонами эндогенного оруденения. Они же служили границами не только структурно-фациальных, но и металлогенических зон, поскольку для каждой структурно-фациальной зоны характерны определенные проявления магматизма и эндогенного оруденения, а также определенные осадочные формации.

Наиболее важными глубинными разломами в Горном Алтае являются:

1. Северо-восточная зона смятия Рудного Алтая — западная граница каледонской складчатой системы Горного Алтая, отделяющая последнюю от герцинской Зайсанской геосинклинальной и складчатой

http://jurassic.ru/

зоны. Принадлежность этой структуры к глубинным разломам устанавливается Ю. А. Кузнецовым (1950 г.), В. А. Кузнецовым (1954 г.), И. И. Белостоцким (1956 г.) и признается В. П. Нехорошевым (1956 г.), хотя некоторые другие исследователи не разделяют этой точки зрения.

Известно, что еще более типичным, классически выраженным глубинным разломом является Иртышская зона смятия (Г. Д. Ажгирей и П. Ф. Иванкин, 1952 г.; В. П. Нехорошев, 1954, 1956, 1958 гг.).

2. Чарышско-Теректинский глубинный разлом, проходящий на границе Чарышско-Теректинской и Ануйско-Чуйской структурно-фациальных зон. Это региональный разлом, прослеживающийся на территории Горного Алтая на протяжении 400 *км* и продолжающийся в Монголию. По времени заложения он относится к числу древнейших, по-видимому кембрийских структур. Принадлежность его к категории глубинных разломов установлена В. А. Кузнецовым (1952, 1954 гг.) и признана многими другими исследователями, в частности И. И. Белостоцким (1956 г.), В. С. Заика-Новацким (1956 г.) и другими. Последний именует данную структуру Бащелак-Южночуйским разломом.

Для морфологии описываемого разлома характерны наличие дугообразных изгибов и общее перистое строение зоны разлома, при котором от основной линии разлома запад-северо-западного простирания отходит ряд боковых ветвей северо-западного простирания. В зоне основного разлома зажат ряд узких тектонических блоков, сложенных кембрийскими, силурийскими и девонскими толщами. В современной структуре на значительном протяжении (в средней части разлома) он представляется сложным глыбовым взбросом с элементами сдвиговых перемещений, причем приподнятым является южное крыло. Зона разлома сопровождается узкими локальными зонами рассланцевания и тектонических брекчий. Незначительной степенью рассланцевания и метаморфизма пород данная зона отличается от зон смятия Рудного Алтая.

Вдоль Чарышско-Теректинского разлома наблюдаются различные проявления магматизма, в частности гипербазитовые интрузии кембрийского возраста (образующие одноименный гипербазитовый пояс), по-видимому, каледонские гранитоиды и герцинские интрузии основного и гранитного состава. Вдоль зоны разлома отмечается также проявление девонского вулканизма.

3. Сарасинско-Курайская зона глубинного разлома, служащая границей между Ануйско-Чуйской и Бийско-Катунской структурно-фациальными зонами и ограничивающая с запада древнейшую в Горном Алтае зону салаирских структур. Эта зона имеет сложное кулисное или эшелонное строение и состоит из серии частных крупных разломов: Сарасинского, Катунского (отделяющего Катунский горст от Бийского массива), Кадринского, Курайского. Некоторые из названных региональных разломов представляются сложными чешуйчатыми глыбовыми надвигами (Акташский надвиг в системе Курайского регионального разлома) и характеризуются перистым строением, при котором от основных разломов отходят ответвления, создающие структуру типа «конского хвоста». Кулисно-перистое строение Курайского и некоторых других разломов в Сарасинско-Курайской зоне, очевидно, связано с перестройкой более древних нижнепалеозойских структур околомеридионального простирания в каледонско-герцинском Ануйско-Чуйском прогибе запад-северо-западного простирания. В составе Сарасинско-Курайской зоны участвует ряд отмечавшихся выше приразломных прогибов, или «шовных синклиналей» (Сарасинская, Курайская и другие).

Разломы Сарасинско-Курайской зоны, в том числе Акташский и Чаган-Узунский глыбовые надвиги чешуйчатого строения, заложенные

http://jurassic.ru/

еще в нижнем палеозое, получили окончательное оформление в герцинское время. Более поздние мезозойские и кайнозойские движения привели лишь к незначительным перестройкам и оформлению современного рельефа данного района. Имеющиеся в литературе указания о том, что Чаган-Узунский надвиг является своеобразным случаем проявления в Горном Алтае интенсивной мезозойской складчатости без соответствующих мезозойских отложений (М. А. Усов, 1936, 1945 гг.), а также о том, что этот надвиг является проявлением четвертичного тектогенеза (М. К. Коровин, 1941 г.), неточны и нуждаются в поправках.

Сарасинско-Курайская зона разломов является также областью локального проявления метаморфизма и магматической деятельности.

4. Наконец, к глубинным разломам относится Чокракская зона разломов, отделяющая Бийско-Катунскую зону салаирид от Телецкой (Западно-Саянской) структурно-фациальной зоны. Чокракская зона обоснована И. И. Белостоцким (1956 г.) и еще слабо изучена. Уже отмечалось ее сложное строение в виде обширной выгнутой на запад дуги, которая на северо-востоке уходит к Абаканскому «заливу» Минусинской котловины, а на юго-востоке сливается с Курайской зоной и проходит в северо-западную Монголию.

Совокупность основных тектонических структур Горного Алтая представляется в виде пучка глыбовых структур, сжатого на юго-востоке и раскрывающегося широким веером на северо-западе и севере. Крайние северные ветви пучка отклоняются к северо-востоку и описывают дуги, обращенные выпуклостью на запад. Такой структурный план является результатом длительного развития и последовательного усложнения структур. Наиболее древними были субмеридиональные протерозойские структуры. Затем оформились салаирские и древнекаледонские антиклинорные структуры в виде субмеридиональной выпуклой на запад дуги на востоке Алтая и ориентированной в запад-северо-западном направлении антиклинорной Чарышско-Теректинской структуры. Тогда же сформировались описанные выше глубинные разломы. Более поздние, позднекаледонские и раннегерцинские структуры приспосабливались к этим главным структурам и образовали отмеченный выше пучок складок. На герцинском этапе наметилась тенденция к частичной перестройке более древних структур в наиболее характерном для этого этапа северо-западном направлении. Наконец, в мезозойское время проявились не только движения по ранее сформированным подвижным швам, но и глыбовое движение по новым субширотным разломам.

Современный рельеф Горного Алтая, как это было установлено еще В. А. Обручевым (1915 г.), в основном создан проявлениями альпийских и новейших глыбовых движений, происходивших как по ранее заложенным так и по новым разломам. Следы новейших движений в виде появления межгорных тектонических впадин Чуйской, Курайской и Уймонской степей, впадины Телецкого озера, а также в виде современных глыбовых поднятий Катунских и Чуйских Альп, Теректинского, Коргонского, Талицкого и других массивов, — общеизвестны и описываются многими исследователями. Ряд наблюдений говорит о том, что последние, правда незначительные по масштабу, поднятия отдельных блоков, вызвавшие разрывы древних троговых долин и террас, а также небольшие глыбовые надвиги на моренные отложения (в Курайском хребте) имели место в четвертичном периоде. Относительные движения отдельных блоков на фоне общего воздымания Алтая, по-видимому, продолжаются до настоящего времени.

http://jurassic.ru/

## *СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ*

В пределах рассматриваемой территории располагается крайняя северо-западная часть Ануйско-Чуйского (Тигирекского) синклинория и северо-западная часть раннегерцинской геосинклинали Рудного Алтая, осложненная серией более мелких структур.

Участок Ануйско-Чуйского синклинория, расположенный в пределах Северо-Западного Алтая, характеризуется своеобразными чертами геологического строения. Наибольшим распространением в его пределах пользуются сравнительно слабо метаморфизованные отложения ордовика, залегающие в основании разреза этой зоны. Мощность их составляет более 4,5 тыс. *м*. Эти отложения собраны в серию линейных сильно сжатых складок, с крутыми углами падения крыльев. Оси складок имеют северо-западное, а местами северо-восточное простирание. Отложения силура залегают с размывом и резким несогласием на подстилающих отложениях. Мощность силурийских отложений достигает здесь 1500 *м*; складки их более простые, со сравнительно пологими крыльями и широкими сводами и днищами. Девонские отложения в Тигирекском синклинории играют резко подчиненную роль. Разрез их начинается с нижнедевонских отложений. Мощность известняков нижнего девона — эйфеля колеблется от нескольких десятков до 300 *м*. Стратиграфически выше с размывом залегает толща песчаников живетского яруса мощностью 500—600 *м*. Еще выше, также с размывом, залегает пачка эффузивов и туфов среднего состава, условно относимая к позднеживетскому возрасту и имеющая мощность 600—800 *м*. На этом разрез в северо-западной части Ануйско-Чуйского синклинория заканчивается. Девонские отложения слагают синклинальные структуры с пологими крыльями, осложненные крупными дизъюнктивными нарушениями. Суммарная мощность девонских отложений не превышает 1,5 *км*.

Таким образом, в ордовике, силуре и отчасти в девоне рассматриваемый участок Ануйско-Чуйского синклинория представлял собой область непрерывного прогибания и накопления осадков, только в отдельные короткие моменты геологической истории сменявшегося поднятиями. Окончательная консолидация этой зоны и превращение ее в складчатую страну произошло в позднедевонское время. Начиная с позднедевонской эпохи рассматриваемая территория представляла собой область постоянной денудации *.

Как видно из вышеуказанного, основные моменты своей геологической истории Тигирекский синклинорий пережил еще в каледонское время. На герцинский период падает завершающая стадия развития геосинклинали.

Существенно иными особенностями геологического строения и истории развития характеризуется раннегерцинская геосинклиналь Рудного Алтая. Здесь в основании разреза залегает толща метаморфизованных пород. Как показали микроскопические исследования, метаморфические сланцы образовались по аргиллитам, алевролитам и песчаникам и в отдельных случаях, возможно, по основным эффузивам. Первичный состав осадочных и метаморфических пород этой толщи весьма напоминает отложения ордовика зоны Тигирекского синклинория. На них с размывом и резким угловым несогласием залегают отложения эйфельского яруса. Отложения силура и нижнего девона отсутствуют не только в пределах северо-западной части Рудного Алтая, но и на всей территории Рудного Алтая (перерыв). В силурийском периоде и в раннеде-

* По новейшим данным и в этом районе местами сохранились морские нижнекаменноугольные отложения. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

вонскую эпоху Рудный Алтай испытал интенсивные поднятия (начавшиеся еще в позднеордовикское время) и складкообразование. Эта фаза складчатости сопровождалась внедрением гранитоидной интрузии, гальки и обломки пород которой находятся в конгломератах и песчаниках базальных слоев среднедевонских отложений. Кроме контактового метаморфизма, связанного с внедрением интрузивных массивов, породы ордовика подвергались интенсивному региональному метаморфизму, превратившему значительную их часть в метаморфические сланцы.

Созданное в результате каледонского тектогенеза складчатое сооружение Рудного Алтая, представляющее собой, по-видимому, западную часть Теректинско-Рудноалтайской геосинклинальной зоны (И. И. Белостоцкий, 1956 г.), было разбито в силурийском периоде или в раннедевонскую эпоху крупными разломами северо-западного простирания и вовлечено в новый (герцинский) этап геосинклинального развития. В среднедевонскую, позднедевонскую и раннекаменноугольную эпохи происходило опускание района. Во вторую половину раннекаменноугольной эпохи последовало общее поднятие Рудного Алтая, сопровождавшееся складчатостью. В конце раннего и в среднем карбоне Рудный Алтай представлял собой складчатую страну, в пределах которой существовали отдельные котловины, где происходило накопление континентальных обломочных и местами эффузивных образований. Эти отложения выполняют серию остаточных прогибов и наложенных мульд. туры Рудного Алтая, имела место в позднем карбоне или перми *. С ней связано внедрение интрузивных пород главным образом гранитного состава, слагающих большое количество массивов Рудного и Горного Алтая.

В пределах раннегерцинской геосинклинали Рудного Алтая выделяется несколько крупных структур. Важнейшей из них является Алейский антиклинорий, впервые выделенный В. П. Нехорошевым (1940 г.). Антиклинорий имеет северо-западное простирание, достигает в ширину 50—60 *км* (на широте г. Змеиногорска) и в длину более 150 *км*. В юго-восточном направлении ось его постепенно погружается; на северо-западе он перекрыт кайнозойскими отложениями Кулундинской степи.

В строении Алейского антиклинория участвуют отложения двух структурных комплексов: каледонского и герцинского. Каледонский представлен метаморфизованными отложениями ордовика(?), собранными в серию напряженных линейных складок субмеридионального простирания. Герцинский комплекс подразделяется на несколько структурных ярусов, отделенных друг от друга несогласиями. Нижний структурный ярус слагается осадочно-вулканогенными отложениями эйфельского яруса, собранными в серию своеобразных складок «сундучного» типа. Такие складки имеют пологие днища и своды и крутые крылья и являются переходными от линейных к типичным брахискладкам. Как предполагает Г. Ф. Яковлев, их морфология в значительной мере определяется влиянием жесткого каледонского фундамента. Следующий структурный ярус слагается отложениями верхнего девона (на восточном крыле Алейского антиклинория — отложениями верхнеживетского подъяруса и верхнего девона). Эти отложения несогласно залегают на размытой поверхности среднедевонских отложений и на прорывающих их гранитоидах. Таким образом, с допозднедевонской фазой складчатости связана синхронная ей интрузия. Отложения верхнего девона девона слагают мульды со средними углами падения крыльев и плоским

* По новейшим данным здесь имеются и слабодислоцированные среднемезозойские угленосные отложения. *(Ред.)*

http://jurassic.ru/

дном. В плане эти мульды имеют слабо вытянутую, близкую к изометричной форму.

Структурный ярус, сложенный нижнекаменноугольными отложениями, играет в строении Алейского антиклинория весьма значительную роль. Эти отложения либо выполняют внутренние впадины, ограниченные разрывами, либо встречаются в виде наложенных мульд. Мощность разреза этого структурного яруса обычно составляет несколько десятков метров, редко достигает 300—350 *м*. Наконец, среднекаменноугольные отложения слагают самый верхний структурный ярус палеозоя, участвуя вместе с нижнекаменноугольными отложениями в строении внутренних впадин или образуя самостоятельные наложенные мульды.

Мощности среднепалеозойских отложений в пределах Алейского антиклинория в два-три раза меньше, чем в смежных с ним синклинориях. Сводовая часть его в средне- и позднедевонское время представляла собой область устойчивого поднятия, которое подвергалось интенсивной денудации. В раннекаменноугольное время он претерпел общее поднятие, а в среднекаменноугольную эпоху — только в отдельных, незначительных по площади участках его происходило накопление маломощных морских и континентальных отложений.

С востока Алейский антиклинорий граничит с Быструшинским синклинорием, ось которого также погружена на юго-восток. Каледонский структурный комплекс Быструшинского синклинория аналогичен такому же комплексу Алейского антиклинория. Герцинский структурный комплекс также подразделяется на структурные ярусы; однако это подразделение значительно менее четко, чем для Алейского антиклинория: несогласия, разделяющие структурные ярусы, здесь проявляются обычно слабо.

В пределах рассматриваемой территории осевая часть Быструшинского синклинория слагается отложениями франского и фаменского ярусов; однако южнее, на левобережье р. Убы, на этих отложениях залегают мощные толщи турнейских и нижневизейских отложений, собранных в серию линейных складок с крутыми углами падения крыльев. Таким образом, Быструшинский синклинорий представлял собой в среднем палеозое область более устойчивого и длительного прогибания.

Еще восточнее прослеживаются северо-западные окончания Синюшинского антиклинория и Белоубинского синклинория; однако эти структуры располагаются в основном уже за пределами Северо-Западного Алтая на территории Восточного Казахстана, и характеристика их здесь не приводится.

В пределах Северо-Западного Алтая находятся структуры, широко известные в литературе под названием Иртышской и Северо-Восточной зон смятия. Иртышская зона смятия располагается в западной части района и отделяет раннегерцинскую синклиналь Рудного Алтая от позднегерцинской геосинклинали Калбы. Зона имеет северо-западное простирание и, по данным В. П. Курбатова и В. С. Шульгиной (1958 г.), прошла через ордовикские и нерасчлененные девонские отложения, а также позднепалеозойские гранитоиды. Осадочные и вулканогенные отложения в зоне смятия превращены в кристаллические сланцы с четко выраженной линейной ориентировкой минералов по сланцеватости. Признаков первоначального состава пород обычно не сохраняется. Рассланцевание усложнено гофрировкой, напоминающей таковую в изоклинальных складках, с запрокидыванием слоев на северо-восток. Иртышская зона смятия по современным представлениям (Г. Д. Ажгирей и П. Ф. Иванкин, 1952 г.) представляет собой глубинный разлом, возникший до среднедевонской эпохи на границе двух структурно-фациальных зон. Существование его уже в эйфеле доказывается развитием

http://jurassic.ru/

разных фаций отложений по обе стороны разлома. В дальнейшем подвижки по этому разлому возобновлялись неоднократно, и он служил подводящим каналом для движения магматических расплавов и гидротермальных растворов, метаморфизовавших вмещающие породы.

Северо-Восточная зона смятия прослеживается в центральной части описываемой территории. Как и Иртышская зона, она представлена рассланцованными и метаморфизованными породами; однако степень и глубина метаморфизма пород в ней значительно меньшие. Рассланцеванию здесь подвергаются породы ордовика, силура и девона, а также гранитоидные массивы верхнепалеозойского, так называемого Змеиногорского интрузивного комплекса. Граниты более молодого Калбинского комплекса (Елисеев, 1938 г.) внедряются в зону рассланцевания и захвачены только слабыми тектоническими подвижками, завершившими формирование Северо-Восточной зоны смятия. Северо-Восточная зона также представляет собой глубинный разлом (Ю. А. Кузнецов, 1950 г.; В. А. Кузнецов, 1954 г.), возникновение которого связано, по-видимому, с началом поднятий Рудного Алтая (по отношению к Горному Алтаю) в конце ордовика. Впоследствии движения вдоль него возобновлялись многократно, и с существованием этого разлома в значительной мере связана разная геологическая история Рудного Алтая и прилегающих частей Горного Алтая.

Разрывные нарушения более мелкого масштаба широко распространены в пределах Северо-Западного Алтая. Формирование наиболее древних из них связано с каледонским тектогенезом. Исследованиями М. А. Петровой в окрестностях г. Змеиногорска установлена система древних нарушений широтного и северо-восточного простирания. Влияние этих нарушений проявилось и при отложении нижних горизонтов девонских отложений, но выше по разрезу совершенно не чувствуется. По данным В. В. Безсмертного, эти же нарушения контролируют (западнее г. Змеиногорска) размещение субвулканических тел нижнеживетского (эйфельского) возраста. Вероятно каледонские разрывные нарушения распространены в этом районе более широко, чем это представлялось ранее, но выделение и изучение их затруднено сходством с более молодыми (герцинскими) разрывами.

Разрывные нарушения герцинского возраста могут быть подразделены на три группы:

1. Наиболее древние, ориентированные согласно с простиранием складчатых структур и имеющие обычно северо-западное, реже субмеридиальное или субширотное простирание; они пересекаются и смещаются более молодыми. Представлены они обычно взбросами или крутыми надвигами.

2. Более молодые, имеющие поперечное по отношению к складчатым структурам, главным образом северо-восточное простирание. Эти нарушения представлены большей частью нормальными сбросами.

3. Еще более молодые разрывные нарушения отличаются преимущественно субширотными простираниями. Эти нарушения, также представленные нормальными сбросами, затрагивают все палеозойские породы района и, возможно, связаны с молодыми альпийскими движениями.

### *ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ**

Западно-Сибирская низменность, представляющая собой в тектоническом отношении типичную плиту, имеет четко двухэтажное строение. Нижний этаж — это складчатый фундамент плиты, прошедший гео-

* Более подробно см. «Геология СССР», том XLIV.

http://jurassic.ru/

синклинальную и полуплатформенную стадии развития в докембрийские и палеозойскую эры, в триасовый период и частично в раннелейасовое время. Фундамент сложен в основном докембрийскими и палеозойскими (до верхней перми включительно) отложениями, прорванными разнообразными по составу изверженными породами. В ряде мест он состоит из двух-трех структурных ярусов. Верхние структурные ярусы фундамента сложены сравнительно слабо дислоцированными и слабо или совсем не метаморфизованными палеозойскими, нижнетриасовыми (туринская серия) и рэт-лейасовыми (челябинская серия) отложениями. Образование верхних структурных ярусов фундамента происходило в полуплатформенных условиях, которые, по мнению ряда геологов, представляют собой заключительные этапы развития страны, сопровождавшиеся возникновением межгорных впадин, передовых прогибов и т. п.

Верхний этаж Западно-Сибирской плиты — это платформенный покров, или чехол ее, состоящий из весьма полого залегающих (с наклоном слоев обычно до 1°) мезозойских и кайнозойских, не метаморфизованных, в верхней части рыхлых отложений. Мощность этого покрова достигает, например в Омской области, 4000—4500 *м*. Формирование платформенного чехла Западно-Сибирской плиты началось в конце среднелейасового времени.

В пределах описываемой территории выделяются семь тектонических зон:

1. Сымско-Чулымская тектоническая зона. Фундамент ее сложен предположительно отложениями салаирского времени.

2. Каменско-Алейская тектоническая зона. Фундамент сложен поздними герцинидами, а близ Алтая — поздними каледонидами и ранними герцинидами.

3. Павлодарская тектоническая зона. Фундамент сложен, по-видимому, ранними герцинидами.

4. Каргатская тектоническая зона. Фундамент сложен, по-видимому, ранними герцинидами.

5. Пудинская тектоническая зона. Возраст пород, слагающих фундамент, не установлен. Возможно развитие каледонских и герцинских структур.

6. Александровская тектоническая зона. Возраст пород фундамента не установлен. Возможно развитие герцинских структур.

7. Большереченская тектоническая зона. В фундаменте описываемой тектонической зоны, вероятно, развиты герцинские и каледонские структуры.

### *СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ*

Приведенные выше данные, с учетом материалов по тектонике смежных территорий, особенно Красноярского края и Тувинской области, позволяют сделать некоторые обобщения и наметить общий ход развития геологических структур Западной Сибири.

Имеющиеся материалы позволяют говорить о длительном, многоэтапном процессе формирования геологических структур Западной Сибири. В истории развития этой территории можно выделить несколько главных этапов тектогенеза, с которыми было связано оформление и консолидация крупных тектонических структур, или существенная перестройка структур Западной Сибири в целом. Такими важнейшими этапами (во всяком случае для послепротерозойского времени) следует считать кембрийский (салаирский), собственно каледонский, герцинский и, наконец, мезо-кайнозойский. В кембрийском и собственно каледонском этапе были оформлены структуры большей части Алтае-Саян-

http://jurassic.ru/

ской области, слагающей юго-восточную часть Западной Сибири, а также, по-видимому, значительной части домезозойского фундамента Западно-Сибирской низменности. В герцинском этапе завершилась консолидация западных районов Алтае-Саянской области и фундамента Западно-Сибирской низменности. Наконец, с мезо-кайнозойским этапом связано формирование обширного прогиба Западно-Сибирской низменности (рис. 51).

Наиболее трудно восстановление допалеозойской истории развития Западной Сибири, так как материал по докембрийским образованиям противоречив и недостаточен для однозначного решения ряда вопросов. По-видимому, достаточно уверенно можно говорить о наличии в пределах рассматриваемой территории двух крупных комплексов или серий допалеозойских образований: собственно протерозойского и синийского. Расчленение протерозойских и выделение архейских (?) образований в пределах Западной Сибири пока затруднительно.

Если отнести к протерозойским образованиям кристаллические сланцы, гнейсы и метаморфические толщи Томского массива в осевой части Кузнецкого Алатау, а также терентинскую серию метаморфических сланцев Горного Алтая, можно полагать, что в протерозойском (досинийском) этапе на территории Юго-Западной Сибири, как и в Алтае-Саянской области в целом, уже существовали геосинклинальные условия. Древнейшие осадочно-вулканогенные формации геосинклинального типа испытали в досинийское время полную линейную складчатость и глубокий региональный метаморфизм, сопровождавшийся интрузиями гранитной магмы, а также, по-видимому, широко проявившимися явлениями гранитизации. Судя по отрывочным данным, в пределах сравнительно некрупных массивов досинийских толщ, обнаженных на современном уровне денудаций (Томский, Терентинский и Прителецкий массивы), преобладали субмеридиональные дислокации.

На синийском этапе юг Западной Сибири снова находился в условиях геосинклинального режима, входя в пределы обширной геосинклинальной области, огибавшей с юга и с запада древнюю Сибирскую платформу. Наиболее характерным в эту эпоху было накопление мощных карбонатно-кремнистых осадков, прерываемое в некоторых районах существенно подводными экструзиями основных лав, обычно сопровождаемых туфогенными и кластическими осадками. При этом наметилось усиление магматической активности к концу этапа. В это время Алтае-Саянская область была, по-видимому, уже неоднородной, распадаясь на зоны погружений и зоны относительных поднятий, на районы интенсивного и районы слабого вулканизма. Надо думать, что в это время уже наметился тот общий структурный план области, который получил более отчетливое оформление в последующие этапы развития структур Западной Сибири. С синийским этапом связаны накопления доломитов, кварцитов, возможно магнезитов, известны признаки марганцевого оруденения. В связи с вулканизмом этого этапа намечается наличие некрупных субвулканических и гипабиссальных интрузий габброидной магмы.

В конце синийского времени и особенно в раннем кембрии Алтае-Саянская область и, по-видимому, значительная часть фундамента Западно-Сибирской низменности вступили в чрезвычайно важный для истории их развития салаирский этап. Алтае-Саянская область и, видимо, Западная Сибирь в целом, представляли на этом этапе типично выраженную первичную геосинклинальную область, причем более резко, чем до этого, произошла дифференциация тектонического режима, возникали и углублялись прогибы и относительные геоантиклинальные поднятия. О их наличии можно судить по формационному составу соответствующих толщ. На границах между тектоническими структурами

http://jurassic.ru/

различного знака возникали вновь и получили дальнейшее оформление возникшие ранее мощные, весьма протяженные зоны глубинных разломов. Резко усилился и достиг массового повсеместного развития вул-

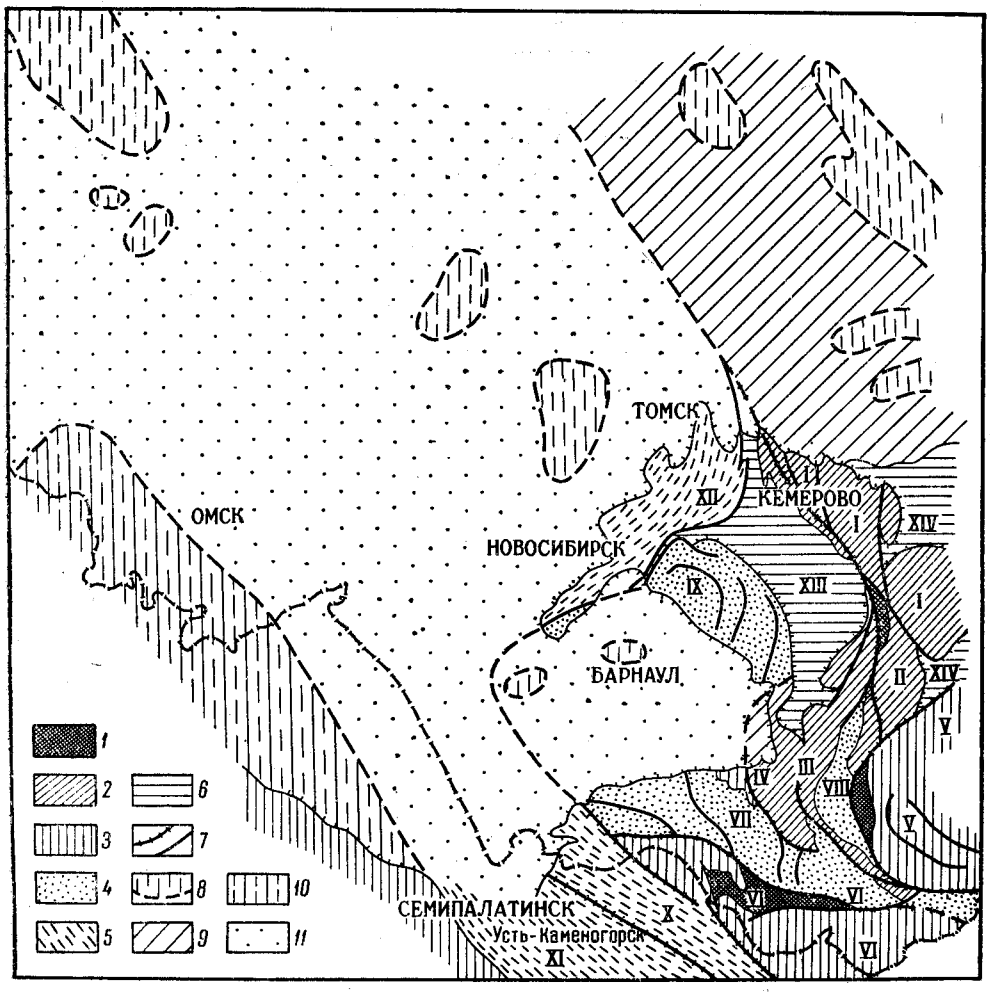



Рис. 51. Тектоническая карта Западной Сибири. Составил В. А. Кузнецов (в пределах Западно-Сибирской низменности — по Н. Н. Ростовцеву, 1959)

**Алтае-Саянская складчатая область:** *1* — выступы докембрийского фундамента складчатой области; *2* — структурно-фациальные зоны, испытавшие консолидацию в кембрийском (салаирском) этапе (салаирские складчатые зоны); *3* — то же, собственно каледонского этапа (каледонские складчатые зоны), *4* — то же, каледонско-раннегерцинского этапа; *5* — то же, собственно герцинского этапа; *6* — герцинские краевые и межгорные прогибы; *7* — глубинные разломы, прочие региональные разломы. **Западно-Сибирская низменность:** *8* — предполагаемые срединные массивы, а также впадины в домезозойском фундаменте низменности; *9* — предполагаемая область распространения салаирских складчатых структур; *10* — то же, каледонских структур; *11* — то же, герцинских структур.

**Структуры:** I — Кузнецкий Алатау; II — Горношорский массив; III — Бийский массив; IV — Катунский горстовый массив; V — Западно-Саянский массив; VI — Чарышско-Теректинский массив; VII — Ануйско-Чуйский прогиб; VIII — Уйменско-Лебедской прогиб; IX — Салаирская зона; X — зона Рудного Алтая; XI — Зайсанская (Колбинская) зона; XII — Колывань-Томская зона; XIII — Кузнецкий прогиб; XIV — Минусинский прогиб

канизм с излиянием главным образом основных базальтоидных лав. Вдоль зон глубинных разломов возникли узкие и глубокие геосинклинальные троги, которые фиксируются по линейным зонам развития характерных для таких тектонических структур спилито-кератофировой,

http://jurassic.ru/

кремнистой и глинисто-сланцевой формаций раннекембрийского возраста. В зонах относительных поднятий, морфологически выраженных цепями вулканических островов (возможно, подобных современным основным дугам восточной окраины Азиатского материка), синхронные раннекембрийские осадки представлены карбонатными, наземно-вулканогенными и, наконец, грубокластическими формациями с рифами археоциатовых известняков.

Развитие в этом этапе структур типа глубинных разломов, глубоких геосинклинальных трогов, или борозд, а также островных дуг заставляет предполагать, что территория Западной Сибири между древними Сибирской и Русской платформами в синийском и салаирском этапах отличалась тем, что литосфера здесь имела океанический характер, с незначительной сиалической оболочкой и неглубоким залеганием перидотитового субстрата.

Очевидно именно в связи с этим на салаирском этапе господствовали излияния основных базальтоидных лав. Они развиты в толщах нижнего кембрия всех районов Алтае-Саянской области, в том числе в Кузнецком Алатау, Горной Шории, в Горном Алтае и в Салаирском кряже.

В ряде зон глубинных разломов, по-видимому, достигших сравнительно неглубоко залегавшего на этом этапе перидотитового субстрата, внедрялись гипербазитовые массивы и формировались протяженные гипербазитовые пояса, наиболее мощные в Западном Саяне и в Туве, но достигающие крупных масштабов также и вдоль осевой зоны Кузнецкого Алатау, в Горном Алтае и в Салаирском кряже. Во всех районах Алтае-Саянской области эта характерная интрузия, образующая особую гипербазитовую формацию, проявилась приблизительно в одно время — в конце раннего — начале среднего кембрия.

На последующих этапах развития каледонских структур Западной Сибири, видимо, в связи с увеличением мощности сиалической оболочки земной коры, подобная гипербазитовая формация вторично не проявлялась.

Общий план размещения тектонических структур, и в том числе глубинных разломов, был намечен, по-видимому, еще в протерозое. На салаирском этапе, когда он получил более отчетливое выражение, формировались складчатые системы и серии региональных разломов господствующих северо-западного, субмеридионального и северо-восточного простираний. Характерно наличие дуг салаирских складок и разломов, обращенных выпуклостью на запад и северо-запад, отчетливо выраженных, в частности, в салаирских структурах восточной части Горного Алтая.

О происхождении системы сопряженных северо-западного и северо-восточного направлений складчатых и разрывных структур Алтае-Саянской области высказывались различные гипотезы. Этот вопрос все еще остается неясным, и можно отметить лишь, что эта система возникла на самых ранних этапах развития области, причем определенное влияние при этом имела конфигурация жесткого массива Сибирской платформы. Можно предположить, что на план складчатой области оказало также влияние наличие погруженных жестких глыб древнего протерозойского фундамента области, неполностью переработанных в геосинклинальных прогибах салаирского этапа. О наличии таких глыб можно судить по блокам протерозойских толщ, обнажающихся в ядрах антиклинальных структур салаирского этапа. Некоторые исследователи предполагают наличие погребенных срединных массивов (выступов протерозойского фундамента) и в основании межгорных впадин (Кузнецкой и Минусинской), однако это допущение пока слабо обосновано.

http://jurassic.ru/

В более поздней стадии салаирского тектонического этапа произошло дальнейшее расчленение геосинклинальной области, возникли поднятия и области денудации, в связи с чем усложнился формационный состав среднекембрийских толщ; продолжался вулканизм с резким преобладанием излияний базальтоидных лав, в осадках появились красноцветные, иногда марганценосные и фосфоритоносные отложения. Отмечаются, в частности в Горном Алтае, накопления железных руд эффузивно-осадочного типа (А. Ф. Белоусов, 1961 г.).

В конце среднего кембрия произошла основная складчатость * кембрийского (салаирского) тектогенеза. В это время подновились глубинные разломы и в зонах последних возникали интрузии габброидной магмы. В связи со складчатостью, или непосредственно вслед за основной складчатостью салаирского цикла, произошли мощные интрузии основных и средних по составу магм, образовавших сложные интрузивные комплексы в Кузнецком Алатау (Берикульский, Мартайгинский, Уленьский и другие), в Горной Шории и в северо-восточной части Горного Алтая (Лебедской или Садринский комплекс). В основном это гранодиорит-плагиогранитные интрузии с отклонениями состава, с одной стороны, до диоритов и габбро, а с другой — до гранитов, граносиенитов и сиенитов. Эти сложно дифференцированные интрузивные комплексы, по-видимому, следует рассматривать как производные дифференциации габброидной магмы при широком проявлении гибридизма.

Основная складчатость конца среднего кембрия и мощные массивы, особенно массивы гранодиоритового ряда, сопровождались, по-видимому, общими поднятиями и повлекли замыкание кембрийских геосинклиналей и консолидацию складчатых структур. Это обстоятельство позволяет многим геологам выделять кембрийский (салаирский) этап в качестве важнейшего, равноценного каледонскому этапу других геосинклинальных областей. Другие исследователи, признавая важную роль салаирской складчатости в оформлении складчатых структур Алтае-Саянской области, рассматривают ее как начальные и ранние этапы каледонского тектогенеза, охватывающего кембрий, ордовик, силур и даже девон. В том и другом случае бесспорно, что значительные части Алтае-Саянской геосинклинальной области в течение позднего протерозоя — среднего кембрия прошли, в сущности, полный цикл геосинклинального развития, оформились как складчатые структуры и в последующем не подвергались существенной переработке в геосинклинальных условиях. Это позволяет выделять в составе Алтае-Саянской складчатой области структурно-фациальные зоны салаирского этапа консолидации. К ним в пределах Западной Сибири относятся Кузнецкий Алатау, Горная Шория и ее прямое структурное продолжение в пределах восточной части Горного Алтая (Бийско-Катунские горст-антиклинальные массивы).

Следующий крупный геотектонический этап, собственно каледонский, охватывающий конец кембрия, ордовик, силур и нижний девон, имел для развития структур юга Западной Сибири несколько меньшее значение. В начале этого этапа, в позднем кембрии и раннем ордовике, возобновляются тектонические движения, но геосинклинальный режим проявляется не на всей территории Саяно-Алтайской области, а локализуется лишь в некоторых структурно-фациальных зонах, главным образом в зонах геосинклинальных прогибов предыдущего салаирского этапа. Эти прогибы сохраняют относительную подвижность в конце кембрия и ордовике, тогда как геоантиклинальные поднятия предыдущего

* На Салаире это имело место между ранним и средним кембрием и после позднего кембрия. (*Ред.*)

http://jurassic.ru/

этапа, относительно консолидированные, не испытывают теперь существенных погружений и перестройки в геосинклинальных условиях. В этом, очевидно, проявляется тенденция к унаследованному развитию структур.

Наиболее крупными геосинклинальными прогибами этого этапа (конца кембрия и ордовика) явились Западно-Саянский и Алтае-Салаирский прогибы. В них накапливались мощные многокилометровые флишеподобные терригенные толщи песчаников и глинистых сланцев, главным образом продуктов разрушения кембрийских эффузивных толщ, подвергавшихся денудации в областях геоантиклинальных поднятий. Эти песчано-сланцевые толщи были сложены в интенсивные линейные складки и метаморфизованы. Расположенная между этими прогибами территория современного Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Телецко-Катунского междуречья в Горном Алтае представляла собой область геоантиклинального поднятия и находилась на данном этапе в условиях геоантиклинального режима. В ее пределах практически почти отсутствовало осадконакопление, и только в узких, периодически возникавших межгорных прогибах, связанных с зонами глубинных разломов, формировались сравнительно незначительной мощности кластические толщи ордовика и силура (Кожуховский прогиб на севере Кузнецкого Алатау, Анзасский, Кондомский и Лебедской прогибы в Горной Шории). Вулканизм на этом этапе в Алтае-Саянской области почти не проявлялся. Эффузивные образования в разрезах позднего кембрия — ордовика практически почти отсутствуют во всех районах Алтае-Саянской области. Очень характерны, вместе с тем, интенсивные, проявления глубинного магматизма в виде гранитоидных интрузий, обычно тесно связанных с зонами интенсивных дислокаций и метаморфизма песчано-сланцевых толщ кембро-ордовика. Такие гранитные интрузии локализуются в зонах прогибов данного этапа и в ряде случаев четко приурочиваются к линейным зонам смятия и метаморфизма вдоль глубинных разломов, как это имеет место, например, в осевой зоне Курайского хребта и в хребте Шапшал в Горном Алтае. К этой группе раннекаледонских (таконских) гранитоидных интрузий, по-видимому, относятся массивы Телецкого района, часть массивов Катунского хребта, массив гнейсовидных гранитов Белокурихинского района в Горном Алтае и ряд других. Обычна приуроченность гранитных массивов к широким полям кристаллических сланцев и гнейсов, подчас инъекционных, развивающихся за счет кембро-ордовикских песчано-сланцевых толщ. Есть основания считать эту раннекаледонскую гранитоидную интрузивную формацию производной гранитной магмы, возникающей за счет плавления вмещающих силикатных толщ, в связи с метаморфизмом последних, сопровождающимся широким фронтом гранитизации. Очевидно, интрузия относится к группе синорогенных, связанных с главной складчатостью вмещающих толщ в геосинклинальных прогибах раннекаледонского этапа.

В пределах салаирских складчатых структур, являющихся на раннекаледонском этапе жесткими структурами с геоантиклинальным режимом, также проявился глубинный магматизм, имеющий, однако, иное выражение. В связи с ним внедрились массивы гранитоидов в Кузнецком Алатау и в Горной Шории, прорывающие кембро-ордовикские толщи этих районов (Казский, по-видимому, Темиртауский, а также Кожуховский районы). Металлогеническая характеристика синорогенных древнекаледонских гранитов Горного Алтая пока недостаточно ясна.

В результате проявлений раннекаледонского тектогенеза произошла дальнейшая консолидация геосинклинальной области, замкнулись Западно-Саянская и Алтае-Салаирская геосинклинальные зоны и в их

http://jurassic.ru/

пределах возникли зоны поднятий. В частности возникла Чарышско-Теректинская (Холзунско-Чуйская) геоантиклинальная зона, в состав которой некоторые исследователи включают и северную часть зоны Рудного Алтая. Эта зона в дальнейшем существует как геоантиклинальная структура с тенденцией к преимущественным поднятиям.

В последующие стадии каледонского тектогенеза, в конце ордовика и в силуре, геосинклинальный режим сохранился лишь в сравнительно узких зонах, в частности в Ануйско-Чуйском и Лебедском прогибах, в Западном Саяне и на Салаире. В этих прогибах аккумулировались существенно песчано-сланцевые, а затем карбонатные, флишеподобные толщи, морские в западной части Алтае-Саянской области и эпиконтинентальные, пестроцветные — на востоке. В пределах остальной территории Алтае-Саянской области преобладали условия, свойственные геоантиклинальным поднятиям с преимущественным размывом, денудацией. Вулканизм на этом этапе также почти не проявлялся.

Складчатость в толщах позднего ордовика и силура (умеренно-напряженная) существенно отличается от линейной складчатости кембро-ордовикских толщ. Тектогенез конца каледонского этапа сопровождался обновлением многих ранее заложенных разломов, глыбовыми движениями блоков и глубинным магматизмом, главным образом, гранитоидными интрузиями посторогенного, трещинного типа. Интрузии позднекаледонских гранитоидов, приуроченные к зонам разломов и к почве толщ верхнего структурного яруса, установлены на востоке области. Аналоги этих интрузий имеются, по-видимому, и в Горном Алтае, судя по присутствию гальки гранитов в конгломератах нижнего девона, но здесь они пока недостаточно четко отделяются от более древних таконских и последующих герцинских гранитных интрузий.

С началом девона Алтае-Саянская область вступает в новый, герцинский этап развития, также имеющий весьма важное значение для развития ее структур. В каледонских складчатых структурах востока области происходят крупные движения блоков по подновляющимся древним и вновь возникающим региональным разломам и на фоне общего поднятия продолжают развитие и возникают вновь крупные межгорные прогибы (Тувинский, Минусинский, Уйменский). На западе области, где степень консолидации структур была недостаточной, происходит более решительная перестройка их и формируется новая Зайсанская геосинклинальная система. Звеньями этой системы являются Рудно-Алтайская и Колывань-Томская структурно-фациальные зоны. В то же время в девоне продолжал развиваться унаследованный позднекаледонский Ануйско-Чуйский прогиб, представлявший в раннегерцинском этапе остаточную геосинклиналь. Близкие условия существовали и в пределах Салаира.

В течение девонского периода геотектонический режим во всех районах Алтае-Саянской области был весьма неустойчивым. Проявились многочисленные движения, влекущие местные перерывы в осадконакоплении. В раннем девоне устойчивые погружения с накоплением существенно глинисто-сланцевых и карбонатных толщ имели место, главным образом, в северо-западной части Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая и в Салаире. В среднем девоне погружения охватили более обширные территории; временные трансгрессии моря захватили многие районы Горного Алтая, бывшие до этого положительными структурами с тенденцией к преимущественным поднятиям; например, Коргонский район в северо-западной части Горного Алтая. В это же время оформился Кузнецкий и другие прогибы. В верхнем девоне вновь преобладали поднятия и морские осадки формировались лишь в пределах Кузбасса и узких локальных прогибов в Ануйско-Чуйской зоне Алтая. В восточных



http://jurassic.ru/

районах области накапливались континентальные пестроцветные толщи.

В то же время в среднем и позднем девоне, а затем в раннем карбоне продолжалось погружение Рудно-Алтайской и Колывань-Томской структурно-фациальных зон с накоплением в них мощных эффузивно-осадочных, а затем морских флишоидных глинисто-сланцевых толщ.

Девонский период в пределах почти всей Алтае-Саянской области ознаменовался мощным и длительным вулканизмом, сопровождавшимся субвулканическими и гипабиссальными интрузиями. Магматизм этого раннего этапа герцинского тектогенеза по своему масштабу и значению может сравниваться лишь с кембрийским (салаирским) магматизмом. Это была вторая на протяжении палеозоя эпоха мощного вулканизма.

Девонский магматизм качественно резко отличается от кембрийского. В то время как кембрийский (салаирский) магматизм отличался повсеместной на территории Алтае-Саянской области активной деятельностью основных базальтоидных лав и внедрением ультраосновных и основных интрузий, в том числе гранодиорит-плагиогранитных интрузий, производных габброидных магм, девонский магматизм в различных районах этой области в разнородных по характеру разреза и степени консолидации структурах проявлялся различным образом. Во многих районах, в противоположность кембрийскому, в девонском этапе решительно преобладали производные кислых гранитоидных магм. Разными были время проявления вулканизма и формы последнего. На востоке вулканизм начался в начале раннего девона, возможно, даже в конце силура и проявлялся мощными извержениями базальтовых и андезитовых, а также щелочных лав; причем уже в конце среднего девона вулканические излияния прекратились. На западе, в Горном Алтае, вулканизм начался позднее, в среднем девоне, в эйфельском веке, продолжался в живетском и завершился в франском веке, причем повсеместно преобладали извержения кислых липарито-дацитовых лав. Еще далее к западу, в Рудном Алтае, вулканизм, также начавшись в эйфельском веке, продолжался в позднем девоне и в раннем карбоне, причем, в среднем девоне преобладали излияния кислых лав, которые позднее сменились основными. Наконец, в зоне Салаира вулканизм в девонском этапе почти не проявлялся. В присалаирской окраине Кузбасса излияния лав среднего и основного состава известны в отложениях живетского яруса.

В общем девонский вулканизм почти всех районов горной части Западной Сибири имеет характер вулканизма вторичных и остаточных геосинклинальных прогибов, отличаясь от кембрийского вулканизма, свойственного первичным геосинклинальным системам.

Глубинный магматизм девонского этапа также отличался своеобразными особенностями. Широкое проявление имели субвулканические гипабиссальные интрузии основного, кислого и щелочного состава. К девонским относятся стратифицированные интрузии габбро Патынской группы, а также слабо дифференцированные габбровые интрузии Кузнецкого Алатау, многочисленные интрузии сиенитов, нордмаркитов, щелочных и нефелиновых сиенитов того же района и Минусинской котловины, некоторые массивы щелочных гранитов, порфиров, альбититов, а также габбро Горного Алтая. Для большинства этих интрузий довольно отчетливо устанавливается связь с близкими по возрасту девонскими эффузивными образованиями. Глубинные гранитоидные интрузии девонского возраста выделяются в северо-западной и северной частях Горного Алтая. Относившиеся ранее к девонским интрузии Тельбесского района Горной Шории имеют, возможно, более древний каледонский возраст (В. М. Кляровский, 1952 г.).

Отмеченные особенности и разнообразие в проявлениях девонского магматизма находятся в связи с особенностями тектонического строения

http://jurassic.ru/

и развития Алтае-Саянской области на данном этапе. В связи с последовательной консолидацией области с востока на запад, с удалением от Сибирской платформы, смещалось во времени и начало вулканических излияний: от раннего девона в восточных районах до среднего-позднего девона на западе, в Зайсанской геосинклинальной системе. Господство основных и щелочных лав в районе Минусинского прогиба и резкое преобладание кислых лав в пределах Алтая несомненно связано с различными тектоническими условиями и различным формационным составом нижнего додевонского структурного яруса. В частности, господство кислых порфировых и кератофировых лав в девоне Горного Алтая должно быть поставлено в связь с наличием в додевонском фундаменте мощных силикатных толщ кембро-ордовика и силура и с возросшей к этому времени мощностью сиалической оболочки земной коры, внутри которой, по-видимому, возникали в девонском этапе магматические очаги.

С девонским магматизмом связывается довольно разнообразная эндогенная минерализация.

В последевонское время, в раннем карбоне и позднем палеозое продолжалось развитие геосинклинальных прогибов Зайсанской системы, в том числе Колывань-Томской зоны, где накапливались морские флишоидные толщи, и дальнейшее формирование межгорных прогибов на салаирско-каледонском основании (в том числе Кузнецкого прогиба), а также узких приразломных прогибов в глубине Горного Алтая, к югу от Кузбасса. В Кузнецком прогибе, как известно, в нижнем карбоне существовали морские условия, сменившиеся затем континентальными (накапливалась угленосная толща). В узких прогибах Горного Алтая, так же как в соседнем Тувинском прогибе и в Минусинской котловине, существовал континентальный режим и накопились угленосные толщи.

В последевонское время не только в Зайсанской геосинклинальной системе, но и в пределах ранее консолидированных каледонско-салаирских структур Алтае-Саянской складчатой области несомненно имели место проявления герцинского тектогенеза. В геосинклинальных зонах они вызвали полную линейную складчатость и рассланцовку верхнедевонских, каменноугольных и отчасти пермских толщ. В пределах жестких каледонско-салаирских структур проявились глыбовые движения по разломам, особенно энергичные по краевым разломам, ограничивающим межгорные прогибы. Девонские, каменноугольные и частью пермские угленосные толщи прогибов сложены в складки типа коробчатых и брахискладок, обычно более сжатых в зонах разломов. Все палеозойские толщи, до пермо-карбоновых включительно, участвуют в строении ряда региональных разломов по западной окраине Кузнецкого Алатау, а также вдоль ряда крупных разломов Горного Алтая, в частности в зоне Курайского разлома в юго-восточной части последнего.

Последевонский вулканизм имел незначительное развитие и выразился лишь в излиянии основных эффузивов в эпоху раннего карбона в Рудно-Алтайской зоне. Зато весьма энергично проявился глубинный магматизм, выраженный в последовательном появлении ряда интрузивных комплексов. Как известно, герцинские интрузии наиболее широко развиты в герцинской геосинклинальной системе — в Калбе, Рудном Алтае и отчасти в Колывань-Томской зоне. Однако такие же гранитные интрузии, секущие верхнедевонские и карбоновые отложения, имеются и в Салаирском кряже (испытавшем основную консолидацию в каледонском этапе), вдоль окраины Кузбасса и весьма широко и разнообразно проявляются на территории Горного Алтая. В пределах последнего выделяется ряд герцинских магматических комплексов. Наиболее ранним является Чарышский комплекс габбро и габбро-диабазов, тесно



http://jurassic.ru/

связанный с региональным Чарышским разломом. Далее следуют батолитовые гранитоидные интрузии, среди которых выделяется комплекс гранитоидов Змеиногорского типа и интрузивный комплекс слюдяных гранитов, аналог известного Калбинского комплекса Рудного Алтая и Калбы. Массивы этих комплексов располагаются преимущественно в песчано-сланцевых толщах кембро-ордовика и силура. Они внедрялись, по-видимому, под покрышку девонских толщ, прорывая среднедевонские и в некоторых случаях верхнедевонские, в том числе фаменские отложения. Абсолютный возраст пород некоторых массивов определяется (К — Ar-методом) в пределах 230—240 млн. лет. Очевидно, это синорогенные или позднескладчатые герцинские интрузии. Наиболее поздними являются диабазово-лампрофировые интрузии типа малых посторогенных интрузий, связанные с зонами разломов и образующие серии даек, подчиненных сопряженным трещинным структурам.

Герцинские глыбовые движения, а также герцинский магматизм и оруденение выходят в своем распространении из пределов герцинской геосинклинальной системы и проявляются также в примыкающих к ней зонах каледонской и салаирской консолидации. Это позволяет полагать, что, подобно ряду других областей, она испытала сложное полицикличное развитие.

В результате герцинского тектогенеза юг Западной Сибири, равно как и фундамент Западно-Сибирской низменности, полностью завершили геосинклинальное развитие и приобрели структуру молодых платформенных сооружений. Почти вся территория юга Западной Сибири после этого представляла собой континент, область преимущественной денудации и накопления континентальных осадков (Кузбасс).

В триасе и особенно в юре на юге Западной Сибири вновь проявились дифференциальные глыбовые движения и возобновилось погружение ранее существовавших межгорных прогибов — Кузнецкого, Тувинского и Минусинского, в которых накапливались угленосные отложения значительной мощности. Примерно с середины среднелейасовой эпохи началось погружение территории Западно-Сибирской низменности, образование в ее пределах мощного покрова мезозойских и кайнозойских отложений, достигающих 3—4 *км* мощности. В поздней юре, в меловом и в палеогеновом периодах, главным образом в северной части низменности формировались морские отложения. На юге и в Алтае-Саянской области (в некоторых прогибах) в первой половине третичного времени продолжались погружения с накоплением угленосных толщ. Наконец, в неогене вновь произошли глыбовые движения, в Алтае-Саянской области имели место дифференциальные блоковые поднятия на фоне общего воздымания области и сформировался в основных чертах современный рельеф Западной Сибири.

В результате указанного многоэтапного развития территория Западной Сибири приобрела весьма сложное тектоническое строение. В современной структуре этой страны выделяются прежде всего приподнятая Алтае-Саянская складчатая область и занимающая остальную часть этой обширной территории Западно-Сибирская низменность (молодая эпипалеозойская платформа).

В Алтае-Саянской складчатой области выделяются структурно-фациальные (или складчатые) зоны различного возраста, или времени консолидации, прошедшие различный путь развития и обладающие в связи с этим различной металлогенической характеристикой. В соответствии со схемой геотектонического районирования, предложенной В. А. Кузнецовым (1954 г.), с учетом дополнений В. А. Унксова (1958 г.), здесь выделяются салаирские складчатые зоны (или зоны

http://jurassic.ru/

ранней стабилизации В. А. Унксова), собственно каледонские складчатые зоны, каледонско-герцинские зоны длительного развития и собственно герцинские зоны. Кроме того, выделяются межгорные и краевые прогибы различных типов и возраста.

К салаирским складчатым зонам относятся те участки Алтае-Саянской первичной геосинклинальной области, обрамлявшие с запада Сибирскую платформу, которые прошли полный цикл геосинклинального развития на синийско-кембрийском этапе, испытали консолидацию в результате салаирской складчатости в конце среднего и в позднем кембрии и не подвергались существенной перестройке в гесинклинальных условиях в последующих этапах развития. Нижним структурным ярусом салаирских зон являются геосинклинальные формации протерозоя, синия и кембрия, обычно интенсивно дислоцированные и прорванные салаирскими, т. е. средне- и верхнекембрийскими интрузиями. Кембро-ордовикские флишоидные толщи, характерные для каледонских складчатых зон, или полностью отсутствуют здесь, или представлены иными фациями, незначительными по мощности и со слабо метаморфизованными осадками. Верхний структурный ярус образован силурийскими, но чаще девонскими и верхнепалеозойскими отложениями, обычно слабо дислоцированными. Интрузивные образования в толщах верхнего яруса сравнительно немногочисленны и чаще представлены посторогенными трещинными интрузиями основного состава, а также щелочными интрузиями.

Древние салаирские складчатые структуры слагают в пределах Алтае-Саянской области широкую выпуклую к северу дугу, примыкающую на востоке к Сибирской платформе и протягивающуюся на запад до восточной части Горного Алтая. В процессе развития области эта обширная дуга древних складок была разбита на ряд тектонических блоков, имеющих в настоящее время характер горстовых массивов, разделенных межгорными прогибами. В границах Западной Сибири крупнейшим массивом салаирского возраста является Кузнецкий Алатау с его южным продолжением — Горной Шорией. Дальнейшее южное продолжение салаирских складчатых структур располагается в пределах .восточной части современного Горного Алтая. Здесь к зоне салаирских структур относятся Бийский массив, Катунский горст и юго-восточное продолжение последних в виде серии менее крупных горстовых массивов в районе Айгулакского и Курайского хребтов в Юго-Восточном Алтае.

Собственно каледонскими структурно-фациальными зонами являются те участки первичной геосинклинальной области, которые, испытав некоторую консолидацию в салаирском этапе, сохранили относительную подвижность и продолжали в кембрии и ордовике геосинклиное развитие. В салаирском этапе это были прогибы типа интрагеосинклиналей. В раннекаледонском этапе в них формируются флишевые геосинклинали с мощными толщами терригенных осадков. Видимо, проявляется унаследованный характер развития. В нижнем структурном ярусе этих зон участвуют докембрийские и кембрийские геосинклинальные толщи, интенсивно дислоцированные, метаморфизованные и прорванные салаирскими интрузиями. Кроме того, в нижнем ярусе участвуют мощные многокилометровые флишоидные песчано-сланцевые толщи кембро-ордовика, испытавшие напряженную линейную складчатость и локально проявляющийся, особенно интенсивный в зонах смятия и региональных разломов, метаморфизм. В этих толщах проявляются характерные синорогенные гранитные интрузии, массивы которых ассоциируют с зонами метаморфизма кембро-ордовикских песчано-сланцевых толщ.

http://jurassic.ru/

В верхнем структурном ярусе каледонских зон развиты формировавшиеся, по-видимому, только в узких межгорных прогибах сравнительно маломощные толщи силура, эффузивно-осадочные толщи среднего девона и в некоторых участках — верхнепалеозойские угленосные отложения. В различных районах проявляется посткаледонский глубинный магматизм, главным образом связанный с герцинскими гранитными интрузиями, приуроченными к ослабленным швам, крупным разломам.

К каледонским складчатым зонам относится наиболее характерная в этом отношении Западно-Саянская складчатая зона, в том числе ее крайняя западная часть, входящая в современные пределы Горного Алтая, т. е. в границы рассматриваемой в данном томе территории. Такой же каледонской зоной является та обширная часть Горного Алтая, которая располагается между отмеченными выше салаирскими структурами Бийского и Катунского горстов и известной северо-восточной зоной смятия, т. е. границей герцинской складчатой зоны Рудного Алтая. В пределы этой территории входит обособившаяся в качестве положительной геоантиклинальной структуры еще в раннекаледонском (таконском) этапе обширная Чарышско-Теректинская складчатая зона (некоторыми исследователями она, правда в несколько других границах, выделяется под наименованием Холзунско-Чуйского антиклинория).

Кроме собственно каледонских структур, выделяются зоны длительного развития, в основном каледонские, но испытавшие значительные прогибания, относительную подвижность в девоне, т. е. в ранние стадии герцинского тектогенеза.

Одной из таких зон является Ануйско-Чуйская зона, являвшаяся геосинклинальным прогибом в течение кембрия, ордовика и силура, а затем продолжавшая существовать в качестве унаследованного синклинального прогиба (типа остаточной геосинклинали) в течение всего девона и частью раннего карбона. В герцинском этапе она несомненно испытала значительный тектогенез — складчатость девонских и каменноугольных толщ, особенно интенсивную вдоль разломов, а также интенсивный герцинский магматизм, в частности интрузии гранитов. По особенностям развития в герцинском этапе Ануйско-Чуйская зона обнаруживает сходство с Рудно-Алтайской структурно-фациальной зоной.

К каледонско-герцинским структурам длительного геосинклинального развития относят также Салаир, который прошел цикл геосинклинального развития в каледонском этапе, но сохранил подвижность и в герцинском цикле. В нем проявились герцинские движения и некрупные гранитные интрузии, прорывающие верхнедевонские и нижнекарбоновые отложения.

Наконец, в западной части Алтае-Саянской области выделяются собственно герцинские структурно-фациальные зоны, элементы Зайсанской геосинклинальной системы. К ним относятся Рудно-Алтайская и Колывань-Томская зоны, обладающие сходным стратиграфическим разрезом и проявлениями магматизма. Геосинклинальное развитие в обеих этих зонах началось в эпоху среднего девона и продолжалось, по-видимому, до конца карбона. По характеру магматизма геосинклинальные зоны Рудного Алтая и Колывань-Томской дуги существенно отличаются от первичных геосинклинальных систем, поскольку в них, по существу, не проявилось характерной для первичных геосинклиналей спилито-кератофировой формации и обильных базитовых и гипербазитовых интрузий. На ранних этапах развития обеих зон, в среднем девоне, явно преобладают экструзии кислых лав липарито-дацитового состава. Интрузивный магматизм проявился также преимущественно гранитоидными интрузиями. Впрочем, в последнее время в Иртышской зоне смятия, на

http://jurassic.ru/

границе между Рудным Алтаем и Калбинской зоной, выделяются образования, вероятно, среднедевонского возраста, напоминающие офиолитовые комплексы первичных геосинклиналей, характерные для ранних этапов развития последних (Т. Я. Хорева, 1959 г.).

В строении Алтае-Саянской области участвуют также каледонские и герцинские прогибы. В пределах рассматриваемой территории располагаются прогиб Кузнецкого бассейна, Уйменско-Лебедской прогиб и ряд мелких приразломных прогибов.

Кузнецкий прогиб по ряду признаков относится к структурам типа поперечных краевых прогибов (Н. С. Шатский, 1946 г.). Будучи связанным с входящим углом молодой герцинской платформы, он вместе с тем закономерно приурочен к древнему подвижному шву — зоне глубинного разлома, отделяющей резко разнородные древние складчатые структуры Кузнецкого Алатау от каледонских складчатых структур Салаира.

Уйменско-Лебедской прогиб в восточной части Горного Алтая также располагается вдоль зоны сопряжения двух разнородных древних структур — салаирского массива на западе и каледонской складчатой зоны на востоке.

В заключение следует отметить наличие и большое значение в структуре Алтае-Саянской складчатой области зон глубинных разломов. Наиболее крупными из них являются: Кузнецко-Алтайская, прослеживающаяся вдоль западной окраины Кузнецкого Алатау, через всю Горную Шорию и далее вдоль западной границы древних салаирских структур в Горном Алтае; Чарышско-Теректинская зона разлома, отделяющая одноименное горстовое поднятие от Ануйско-Чуйской зоны прогибов; Северо-Восточная зона смятия Рудного Алтая, отделяющая структуры последнего от Чарышско-Теректинского (Холзунско-Чуйского) массива.

Наконец, необходимо отметить некоторые особенности общего структурного плана Алтае-Саянской области.

Складчато-глыбовые сооружения салаирского и каледонского возраста, а также ограничивающие их краевые (глубинные) разломы образуют систему сложно сочленяющихся между собой дугообразных структур. Располагаются они закономерно, ориентируясь главным образом в северо-западном и северо-восточном направлениях. Такое диагональное расположение древнепалеозойских складчатых структур и региональных разломов, по-видимому, обусловлено блоковым строением более древнего фундамента. Можно предположить, что дуги палеозойских складок каким-то образом приспосабливаются, как бы «вписываются» в вероятно более прямоугольную сетку глыбовых структур этого фундамента. Однако это является только предположением, в палеозойских же складчатых структурах имеют место явно дугообразные причленения различно ориентированных структур. Глубинные разломы и подчиненные им гипербазитовые пояса кембрийского возраста также слагают сложную систему дуг, причленяющихся друг к другу; при этом не известно пока ни одного примера явного пересечения (сокращения) глубинных разломов, или резкого (торцового) сопряжения складчатых структур *. Дугообразные изгибы складчатых структур наиболее отчетливо вырисовываются в Салаирском массиве, в восточной части Горного Алтая и в примыкающей к ней западной окраине Западного Саяна.

Каледониды Алтае-Саянской области огибаются с запада дугами герцинских складок Обь-Зайсанской системы — Рудно-Алтайской и Кал-

* Торцовые сочленения складчатых структур в пределах Саяно-Алтайской области, имеют место, например, вдоль Шапшальского глубинного разлома и др. (Главн. ред.)

http://jurassic.ru/

бинской складчатыми зонами на юго-западе и Колывань-Томской дугой на северо-западе. При этом и в герцинских складчатых структурах, конфигурация которых явно зависит от очертания молодой герцинской платформы (Алтае-Саянских каледонид), при наличии резких дугообразных перегибов преимущественное развитие имеют отрезки структур, ориентированные в тех же северо-западном и северо-восточном направлениях.

Известно, что эти два направления наиболее характерны для крупнейших структур типа «линеаментов» в различных районах земного шара и что высказываются предположения о планетарном характере этих структур.

Некоторые исследователи допускают существование в Алтае-Саянской области системы пересекающихся сверхглубинных разломов и ослабленных зон, слабо выраженных в толщах верхнего структурного яруса; причем предполагают, что подобные зоны, иногда ориентированные поперек складчатых структур, влияют на размещение интрузий, а узлы скрещения таких зон определяют положение рудных узлов. Эти интересные построения пока достаточно гипотетичны и нуждаются в дальнейшей разработке и обосновании.

Западно-Сибирская низменность, как уже отмечено, представляет собой молодую эпипалеозойскую платформу, имеющую двухярусное (местами трех- и четырехярусное) строение. Некоторые исследователи определяют низменность как эпигерцинскую платформу, что, очевидно, не совсем точно, так как больше оснований считать домезозойский фундамент низменности сложным сооружением, в состав которого входят не только герцинские, но и более древние складчатые структуры.

Строение домезозойского фундамента низменности недостаточно ясно и различными авторами трактуется неодинаково. По имеющимся данным, особенно по материалам аэромагнитных съемок, можно считать, что каледонские и салаирские структуры Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна с их характерными простираниями складок продолжаются в фундаменте низменности по крайней мере до 62° с. ш. Каледонские структуры Горного Алтая и Салаира не распространяются далеко в глубь низменности и оконтуриваются на северо-западе Колывань-Томской складчатой дугой герцинского возраста. Менее ясно строение фундамента низменности к северу от Колывань-Томской зоны и от каледонских структур Северного Казахстана. По-видимому, следует согласиться с тем, что на данном уровне наших знаний нельзя предложить однозначного решения и следует считать одинаково возможными несколько вариантов структуры фундамента этого района, как это предложено Н. Н. Ростовцевым и др. (1964).

По геофизическим данным, в домезозойском фундаменте низменности намечается наличие средне- и верхнепалеозойских прогибов типа Кузбасса, или Минусинского прогиба. Предполагается, что в основании этих перекрытых мезо-кайнозойскими отложениями прогибов должны залегать жесткие блоки древнейшего фундамента (срединные массивы); однако и это пока остается достаточно гипотетичным.

В мезо-кайнозойском покрове низменности более или менее однозначно многими авторами выделяются крупные структуры: Иртышская синеклиза, Обское (Васюганский вал) и Пуровское поднятия и т. д. Кроме того, выделяется большое количество валообразных структур второго и третьего порядка. Вопрос о закономерностях формирования указанных структур недостаточно ясен. В последнее время появляется все больше оснований считать большинство этих структур унаследованными поднятиями.

http://jurassic.ru/

## *Глава 7*

# ГЕОМОРФОЛОГИЯ

### *ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА*

Изучение рельефа юго-восточной части Западной Сибири было начато в первой половине XVIII в. В начале XIX в. Г. П. Гельмерсен (1834), П. А. Чихачев (1845) и Г. Е. Щуровский (1846) дали описание главных черт рельефа Алтая и пытались установить закономерности в расположении алтайских хребтов. Предложенные ими схемы имеют теперь лишь историческое значение.

Расширение и углубление исследований Алтая в конце XIX и начале XX в. связано с именами С. А. Яковлева (1908), И. Г. Гранэ (1915, 1916), В. В. Сапожникова (1901), П. П. Пилипенко (1912), В. В. Резниченко (1914) и др. Значительный вклад в изучение Алтая сделал В. А. Обручев (1915): он описал особенности рельефа, следы древнего оледенения и дал новую трактовку структуры Алтайской горной страны.

В этот же период И. П. Толмачевым (1909) было дано детальное описание форм рельефа Кузнецкого Алатау, выяснено их происхождение, изложена история развития рельефа. По И. П. Толмачеву, Кузнецкий Алатау, Салаир и Алтай представляют единую систему древней складчатости. Два первых из них — горсты, разделенные грабеном Кузнецкой впадины. В трудах Н. К. Высоцкого (1891, 1896), А. А. Краснопольского (1898), Г. И. Танфильева (1902), И. П. Толмачева (1907), Д. А. Драницына (1915) и других описан рельеф отдельных районов и всей Западно-Сибирской низменности в целом, в общих чертах указана история его формирования.

После Октябрьской социалистической революции В. П. Нехорошевым (1926, 1932), Л. И. Семихатовой (1928), И. М. Мягковым (1936), Л. А. Рагозиным (1942), М. С. Калецкой (1938, 1948), М. В. Троновым (1949), Ю. А. Кузнецовым (1950), Е. Н. Щукиной (1953), Л. Н. Ивановским (1947, 1956, 1957, 1958) и другими были изучены многие районы Горного Алтая. Е. Н. Щукиной (1958) дано сводное описание рельефа этой горной страны и составлена геоморфологическая карта Алтая и его предгорий.

Кузнецкий Алатау изучал А. Н. Чураков (1932), который наметил историю его развития и выделил стадии формирования современного рельефа.

Вопросам геоморфологии Кузнецкой впадины посвящены исследования Е. В. Шумиловой (1934), давшей общую схему формирования террас р. Томи в ее среднем течении, Н. Н. Соколова (1935), описавшего рельеф значительной части территории Салаира, Кузбасса и Приобья, В. К. Монича (1937), описавшего формирование поверхностей выравнивания в Кузнецком Алатау и выяснившего роль тектоники в этом процессе.

Рельеф средней и южной частей Западно-Сибирской низменности (включая и Бийско-Барнаульскую впадину) изучался Я. С. Эдельштейном (1926, 1936), П. А. Православлевым (1933), И. П. Герасимовым (1934, 1935, 1940), В. А. Дементьевым (1940, 1947), Н. А. Нагинским

http://jurassic.ru/

(1946, 1950), М. П. Нагорским (1941, 1951), А. В. Живаго (1948), Б. Ф. Петровым (1948), А. И. Москвитиным (1952), В. А. Мартыновым (1957), В. И. Орловым (1959), А. А. Земцовым и С. Б. Шацким (1959, 1961), В. Г. Лебедевым (1959), Г. В. Заниным (1959), Ю. М. Михановым (1960) и другими.

В их трудах Западно-Сибирская низменность рассматривается как колоссальная аллювиальная равнина. Этими же исследователями предложены различные варианты геоморфологического районирования низменности (с описанием выделенных районов), освещены вопросы происхождения и распространения многих интересных форм рельефа.

Рельеф части территории Западной Сибири, освещенной в настоящем томе, отличается значительным разнообразием. На расстоянии многих сотен километров здесь тянется обширная низменность, которая на юге сменяется возвышенными равнинами, плато и, наконец, горными хребтами. Соответственно изменяются и абсолютные высоты поверхности: от 50—100 *м* (на севере) до 4500 *м* (на юге). Многообразие рельефа создано в результате взаимодействия экзогенных (климатических) и эндогенных (тектонических) факторов, различно проявлявшихся во времени и пространстве на территории Западной Сибири.

Основным, ведущим фактором рельефообразования являются тектонические движения. Само подразделение Западной Сибири на равнины и горы, а также главные черты геоморфологии определяются геотектоникой, создающей структурные основы рельефа. Под влиянием тектонических движений здесь еще в палеозойскую эпоху сформировались складчатые зоны, из которых позднее образовались горные системы Южной Сибири — Алтай, Салаир и Кузнецкий Алатау, в различной степени денудированные.

Межгорные впадины Алтая (Чуйская, Курайская, Уйменская, Катандинская, Абайская, Ябаганская, Самахинская) имеют несомненно тектоническое происхождение.

Такой же тектонический характер имеет крупная Кузнецкая впадина, расположенная между Кузнецким Алатау и Салаирским кряжем. Рельеф, созданный тектоническими движениями, подвергался непрерывному воздействию экзогенных факторов — денудации.

Об интенсивных денудационных процессах, продолжавшихся в условиях континентального режима в мезозое и кайнозое, свидетельствуют широко распространенные поверхности выравнивания — остаточные пенеплены, характерные для Алтая, Салаира и Кузнецкого Алатау.

В то время как горные системы в южной части Западной Сибири являлись областями сноса обломочного материала, на соседних равнинах преобладала аккумуляция, формировались мощные толщи осадочных отложений, заполнявших области прогибания.

Не менее важное значение в преобразовании и моделировке первичного структурного рельефа имели древние и современные оледенения. На формирование рельефа равнин древние оледенения в рассматриваемых районах оказывали в основном косвенное влияние.

В значительно большей мере проявлялась ледниковая деятельность в горах. Горы, являясь областями сноса, разрушались и сглаживались ледниками, а обломочный материал транспортировался ледниками и отлагался у подножия гор (заполнял также межгорные впадины). Свидетельством ледниковой экзарации в горах служит хорошо выраженная разветвленная система трогов. С другой стороны, на более низких уровнях сохранились аккумулятивные ледниковые образования — крупные гряды и валы конечно-моренных образований, создавшие холмисто-западинный рельеф межгорных впадин и предгорий.

http://jurassic.ru/

Значительно меньшее значение в формировании рельефа рассматриваемой территории юго-востока Западной Сибири имеют эоловые процессы и карстовые явления. Первые распространены преимущественно в пределах равнинной Кулундинской степи (речные дюны), вторые — в некоторых районах Горного Алтая, Кузнецкого Алатау и Салаира.

Климатические условия в северной части Западно-Сибирской низменности способствовали накоплению мощных торфяников (например, в бассейне р. Васюгана).

Основные особенности современного рельефа юго-востока Западной Сибири тесно связаны с главными чертами геологической структуры. Принимая во внимание эту закономерность, можно выделить две крупные геоморфологические области, которые соответствуют крупным тектоническим элементам (рис. 52): Западно-Сибирскую низменность (среднюю и южную ее части) и Алтае-Саянскую горную область.

## *СРЕДНЯЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ*

Рельеф Обь-Иртышского и Обь-Енисейского междуречий в пределах бывшего Нарымского края изучался Д. А. Драницыным (1915), Р. С. Ильиным (1930), В. Н. Сукачевым (1933, 1934), М. П. Нагорским (1951), А. А. Земцовым (1953), Б. В. Мизеровым (1954, 1956) и другими исследователями. Бассейны правых притоков р. Оби — рр. Кети и Тыма описаны Л. А. Рагозиным, С. В. Суховым (1951) и В. В. Барковым (1951). Некоторые данные по геоморфологии и палеогеографии этих районов имеются в сводных работах Я. С. Эдельштейна (1936), И. П. Герасимова (1940), В. А. Дементьева (1940) и С. С. Воскресенского (1956, 1962).

Исходя из истории развития рельефа, среднюю часть Западно-Сибирской низменности можно разделить на три зоны: 1) ледниковую, 2) перигляциальную (приледниковую) и 3) внеледниковую.

В ледниковую зону входит часть Вах-Тымского междуречья и бассейн р. Ларь-Егана, левого притока р. Оби, протекающего юго-западнее с. Александровского. Высоты здесь не превышают 160 *м* над уровнем моря; рельеф плоский, полого-волнистый. Очень редко встречаются невысокие (до 20 *м*) холмы, сохранившиеся на Вах-Тымском водоразделе. Холмы эти имеют весьма пологие очертания вершин и склонов, переходящих в более или менее выровненные и заболоченные понижения. Конечноморенные образования здесь не сохранились, и прежняя поверхность, созданная ледниковой аккумуляцией, значительно снивелирована последующими эрозионно-денудационными процессами. Особенно заметно проявление эрозионной деятельности вблизи речных долин. Образующиеся балки и овраги имеют весьма пологие склоны; заболоченные днища их в верховьях расширяются, превращаясь в лопастнообразные болота.

На поверхности междуречий ледниковой зоны нет озер. В послеледниковое время крупные озера были спущены развившейся речной сетью и превратились в разобщенные болотные массивы с небольшими «окнами» воды среди торфяников.

Ледниковая зона окаймляется широкой полосой, сложенной толщей флювиогляциальных грубозернистых песков и озерно-ледниковых супесей и глин, перекрытых слоем покровных суглинков и торфа. Эта полоса занимает бассейны рр. Тыма и Кети, Васюгана и нижней части Парабели, а также некоторых правых притоков р. Иртыша.

http://jurassic.ru/

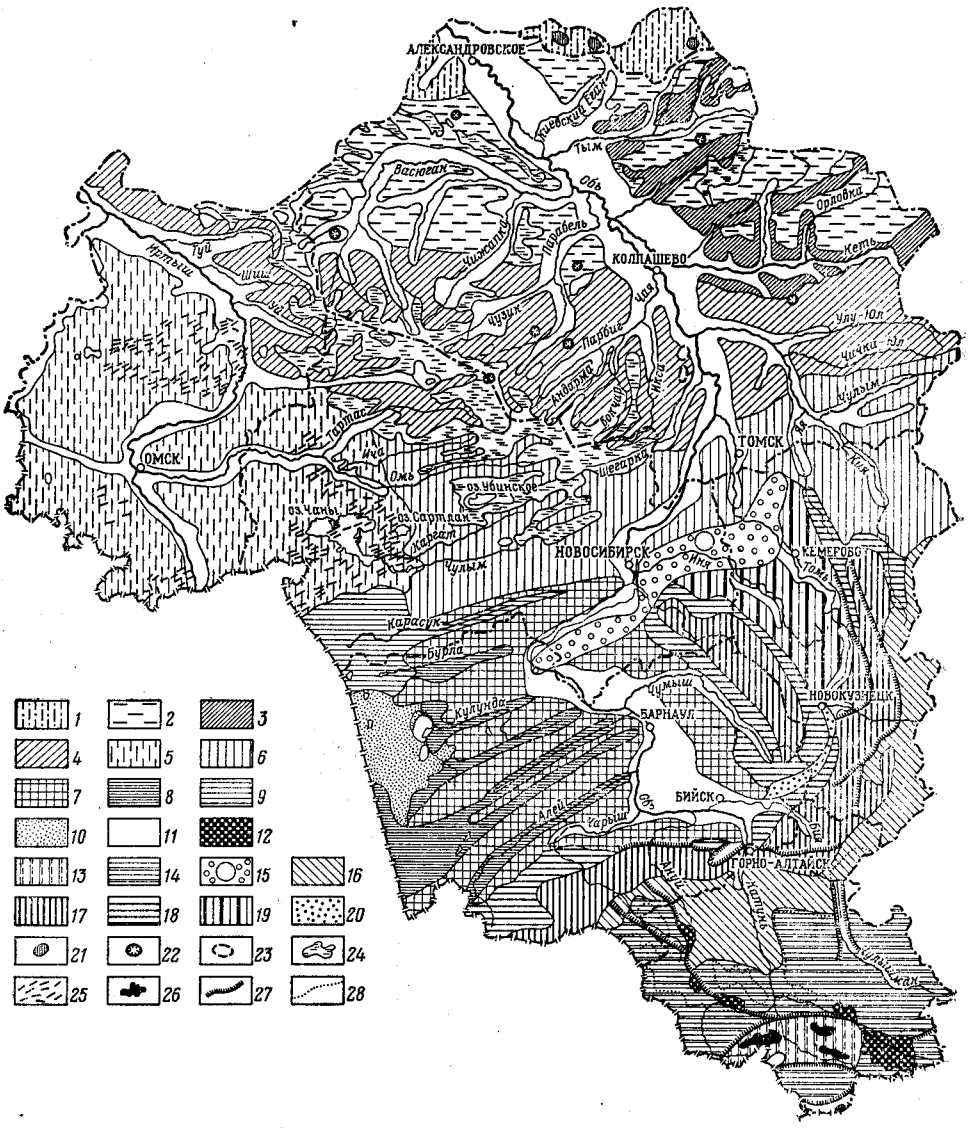



Рис. 52. Геоморфологическая карта (составили: С. Ф. Дубинкин, А. А. Земцов, В. А. Мартынов.)

**Западно-Сибирская низменность.** Ледниковая зона: *1* — моренная равнина с редкими холмами, с эрозионным расчленением (абс. отм. 150—160 *м*). Приледниковая зона: *2* — зандровая полого-волнистая равнина (абс. отм. 110—120 *м*); *3* — древние ложбины стока талых ледниковых вод времени самаровского оледенения (абс. отм. 75—100 *м*). Внеледниковая зона: *4* — озерно-аллювиальная равнина, плоская, сильно заболоченная, слабо расчлененная (ср. абс. отм. ~ 140 *м*); *5* — аллювиальная равнина, плоская, нерасчлененная с широким распространением мелких озер, западин и грив (абс. отм. 100—120 *м* — Ишимская и Западно-Барабинская равнины); *6* — озерно-аллювиальная равнина, плоская, слабо расчлененная с участками верхового и низинного заболачивания (абс. отм. 120—160 *м* — Восточно-Барабинская равнина, северная часть Обь-Томского междуречья и Томь-Чулымское междуречье); *7* — возвышенная аккумулятивная равнина (Приобское степное плато), расчлененная древними долинами на ряд увалов — останцов (абс. отм. 175—300 *м*); *8* — древние речные долины южной части Обь-Иртышского междуречья; *9* — озерно-аллювиальная равнина (Карасукская равнина), полого-всхолмленная, слабо расчлененная с широкими речными поймами и озерами (абс. отм. 115—120 *м*); *10* — аллювиальная равнина пологоволнистая, нерасчлененная (абс. отм. 125—140 *м*); *11* — речные долины с комплексом аккумулятивных террас

**Алтае-Саянская область.** Ледниковая зона: *12* — межгорные впадины (денудационно-аккумулятивные равнины): Чуйская, Уйменская и др.; *13* — высокогорный, резко расчлененный рельеф (абс. отм. 3500—4000 *м*) с ледниками и фирнами в центральной части и следами ледниковой дея-

http://jurassic.ru/

Приледниковая равнина характеризуется весьма слабым колебанием относительных высот и значительной выровненностью рельефа. Поверхность ее слабо волнистая, местами плоская, с высотами до 100—150 *м* над уровнем моря. Равнинность и сглаженность рельефа, а также большое количество выпадающих атмосферных осадков создают благоприятные условия для образования на междуречьях обширных массивов верховых болот. Последние занимают водораздельные пространства и представлены грядово-мочажинными и озерно-мочажинными комплексами. Болота имеют крайне изрезанную, извилистую границу с незаболоченными пространствами. При этом отдельные небольшие островки суши можно встретить в окраинных частях болот и в то же время заболоченные участки местами глубоко вклиниваются в сушу. Местами на площади Вах-Тымского междуречья болота имеют лопастную или же древовидную форму и соединяются с небольшими долинами, являясь как бы вершинами последних. Такой тип болот мог или возникнуть в результате заболачивания овражно-балочной сети в связи с тектоническим опусканием этой части района, или вызван изменениями физико-географических условий во вторую половину четвертичного периода. Возможно, что такой рисунок болот обусловлен захватом речной сетью крупных болотных массивов и расчленением их на более мелкие вытянутые участки.

В восточной части приледниковой зоны достаточно отчетливо прослеживаются древние приледниковые ложбины стока, которые пересекают Обь-Енисейский водораздел по линии современных рр. Тыма и Кети. Ложбины имеют северо-восточное направление, а ширина их достигает 30—60 *км*. В рельефе ложбин выделяются линейновытянутые параллельно ее бортам песчаные гривы, поросшие чистым сосновым бором. Гривы имеют незначительную (до 3 *км*) ширину и тянутся параллельно друг другу местами на несколько десятков километров. Межгривные понижения заняты болотами или озерами, которые также имеют вытянутую форму и соединяются небольшими речками. Высота грив над окружающими их болотами и озерами достигает 5—15 *м*.

Подобные древние ложбины стока прослеживаются и на Кеть-Тымском междуречье, однако они имеют там более расплывчатые очертания и слабее выражены в рельефе.

Формирование этих ложбин со свойственными им формами рельефа началось в эпоху максимального (среднечетвертичного) оледенения потоками талых вод у края ледника и подпруженными им водами рр. Енисея и Оби. Это подтверждается наличием сквозного соединения унаследованной долины р. Тыма с долиной р. Сыма, впадающей слева в р. Енисей. Внутриложбинные гривы сложены преимущественно песками, гравелистыми песками и галечниками, что также свидетельствует о водно-эрозионном генезисе этих грив. Пески на поверхности грив часто раздуваются ветром, причем образуют эоловые формы рельефа

---

тельности по периферии; *14* — высокогорный, резко расчлененный рельеф (абс. отм. 2700—3200 *м*), местами со следами максимального оледенения, редкие фирновые поля. Внеледниковая зона: *15* — равнина плоская, мелкохолмистая с неглубоким залеганием палеозойского фундамента, местами отпрепарированный мелкосопочник (абс. отм. 200—290 *м*); *16* — среднегорный, резко расчлененный рельеф (абс. отм. 1000—1800 *м*) с пологими склонами долин конусов выноса и делювиальных шлейфов, местами мелкосопочник и реликты древней равнины; *17* — горно-холмистый рельеф (абс. отм. 600—900 *м* на юге и 300—600 *м* на севере) с реликтами древних долин; *18* — пологий мелкохолмистый рельеф предгорий (абс. отм. 400—500 *м* на юге и 200—300 *м* на севере) с участками мелкосопочника (монадноки и островные горы); *19* — межгорная наклонная равнина Кузбасса (абс. отм. 350—400 *м* на юге и 220—250 *м* на севере); *20* — денудационно-аккумулятивная (унаследованная с неогена?) Ненинская долина.

**Формы рельефа:** *21* — моренные холмы; *22* — термокарстовые котловины; *23* — суффозионные воронки; *24* — верховые болота; *25* — гривы; *26* — современные ледники; *27* — тектонические разрывы, проявляющиеся в рельефе; *28* — граница максимального оледенения (на равнине и в горах)

http://jurassic.ru/

фа — мелкие холмики, располагающиеся на гривах и возвышающиеся над сухими, поросшими сосновым бором, понижениями на 1,5—2 *м* и реже на 5—7 *м*.

На севере Обь-Иртышского междуречья М. П. Нагорским (1951 г.) также наблюдались широкие (до 10 *км*) параллельные гряды, вытянутые с северо-востока на юго-запад и поросшие сосновым бором. Гряды разделены низинами с болотами и озерами. С. С. Воскресенский (1956, 1962 гг.) называет этот рельеф «грядовым рельефом междуречных пространств». Понижения между грядами заняты притоками р. Оби. Высота гряд над понижениями достигает 30—60 *м* при ширине 10 *км* и длине 100—150 *км*.

В северо-восточном направлении гряды становятся морфологически слабо выраженными и на Обь-Енисейском междуречье, в бассейне р. Кети, прослеживаются с трудом.

Преобладание на левобережье р. Оби, южнее ледниковой зоны, озерно-ледниковых, озерных и речных отложений свидетельствует о наличии в прошлом в краевой области наступавшего ледника обширных впадин и речных долин, которые заполнялись талыми ледниковыми водами и водами рек, текущих с юга и подпруженных ледником. Сток этих вод осуществляется в западном направлении.

Приледниковая зона с ее равнинной поверхностью расчленена достаточно густой гидрографической сетью. Реки имеют очень широкие и асимметричные долины, которые неглубоко (до 40—50 *м*) врезаны в равнину. В долинах их рядом исследователей установлено четыре террасы. Так, М. П. Нагорский (1951 г.) в среднем течении р. Оби выделяет три надпойменные террасы с относительными высотами в 12 *м*, 8 *м*, 6 *м* и пойму. Столько же террас, но с несколько другими высотными отметками, наблюдается и по притокам р. Оби (Земцов, 1953).

Особенно хорошо развита пойма на крупных реках. Ширина ее по р. Оби достигает несколько десятков километров (у с. Александровского 22 *км*). Широкие поймы имеют рр. Кеть, Тым, Парабель, Васюган. В рельефе пойм хорошо выражены веера блуждания русел в виде меандр и озера серповидной формы.

Внеледниковая зона формировалась вне области непосредственного влияния оледенений, имевших место на севере низменности. Современные черты ее рельефа обусловлены длительными блужданиями речных потоков, которые привели к образованию аллювиально-аккумулятивной равнины с плоской или плосковолнистой поверхностью, с обширными верховыми болотами в пределах Обь-Иртышского междуречья (Васюганские и Абинские болота). Как и в перигляциальной полосе, основные формы рельефа внеледниковой зоны имеют северо-восточную ориентировку, что подчеркивается распределением растительности. Крупные положительные формы рельефа (гряды) заняты лесными массивами. В понижениях между ними тянутся заболоченные пространства, лишенные древесной растительности. По Б. В. Мизерову (1956 г.), этой ориентировке подчинены мезо- и микроформы рельефа моховых болот. Таким образом, для Обь-Иртышского междуречья характерна северо-восточная направленность основных форм рельефа. Это хорошо подчеркивается рисунком гидрографической сети. Реки, берущие начало в долинообразных заболоченных понижениях, стекают на юго-запад к р. Иртышу и на северо-восток к р. Оби.

Несколько южнее, в Барабинской и Ишимской степях, широко развиты типичные гривы, которые тянутся параллельно друг другу, имея также строгую северо-восточную ориентировку. На левобережье р. Ир-

http://jurassic.ru/

тыша высота грив колеблется в пределах 8—10 *м*, ширина достигает 300 *м* при длине от 1 до 8 *км*. Местами длина грив составляет десятки километров. Межгривные понижения заболочены, часто встречаются озерные впадины и небольшие речки, теряющиеся в болотах.

Внеледниковая аллювиально-аккумулятивная равнина расчленена широкими террасированными долинами. По рр. Оби, Иртышу и их крупным притокам выделяются три надпойменных террасы и пойма. На правобережье р. Иртыша севернее г. Тары речная сеть врезана на глубину до 50—70 *м*. Склоны долин расчленены многочисленными балками и оврагами. На песчаных террасах речных долин нередко развиты перевеваемые боровые пески и дюны.

В моделировке рельефа всей описываемой территории существенное значение имели явления суффозии и термокарста, связанные с деградацией вечной мерзлоты в центральной части Западно-Сибирской низменности. Эти процессы способствовали образованию мезо- и микрорельефа. К ним относятся многочисленные озерные котловины, мелкие западины и «блюдца» — весьма характерные формы микрорельефа для степной части низменности.

Котловины суффозионного происхождения приурочены главным образом к южным хорошо дренированным приречным районам, где притоки крупных рек глубоко врезаются в песчанистые и суглинистые отложения плато и способствуют, таким образом, активизации суффозионных процессов. Котловины суффозионного генезиса наблюдаются вблизи долин рр. Кенги, Парабели, Парбига и других притоков р. Оби. Хорошо они выражены и в бассейне р. Тары. Однако развитие суффозионных процессов осложняется глинистостью отложений, слагающих водораздельные пространства, значительной удаленностью последних от речных долин и слабым их дренажем. Образование суффозионных западин в подобных условиях затруднено.

Более широко распространены здесь западины и котловины термокарстового генезиса. Г. И. Танфильев (1923 г.) первый обратил внимание на это, связав образование озерных котловин Западной Сибири с действием вечной мерзлоты. Особенно подчеркнул роль термокарста в формировании рельефа С. П. Качурин (1947 г.), который категорически утверждал, что «главной причиной впадин и западин, подобно аласам Якутии, и здесь в ряде районов Западной Сибири было таяние мерзлых грунтов, содержащих грунтовый лед».

Западины встречаются повсеместно вдали от речных долин и независимо от литологического состава пород. Протаивание линз льда в мерзлых породах способствовало проседанию грунта и образованию различной формы и глубины западин. В дальнейшем под влиянием ряда факторов эти резко выраженные отрицательные формы рельефа были сглажены и заторфованы. Надо полагать, что описываемые термокарстовые западины и явились очагами заболачивания обширных водораздельных пространств центральной части Западно-Сибирской низменности.

## *ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ*

Южная часть Западно-Сибирской низменности стала объектом географических и геологических исследований начиная с прошлого столетия. Исследования И. Д. Черского (1888 г.), Н. К. Высоцкого (1891 г.), А. А. Краснопольского (1898 г.) и Г. И. Танфильева (1902 г.) доказали широкое развитие в этой области значительных по мощности

http://jurassic.ru/

континентальных третичных и четвертичных отложений и несомненную связь рельефа с четвертичной историей района, в которой большая роль приписывается материковому оледенению.

Д. А. Драницын и И. П. Толмачев считали современный рельеф Западно-Сибирской низменности эрозионным. В то же время А. Молотилов (1912 г.) и Л. С. Берг (1914 г.) предполагали, что современной эпохе предшествовала эпоха сухого субаридного времени, и высказывались за полупустынные условия образования рельефа с развитием дефляции и с навеиванием песчаных грив.

В послереволюционное время взгляды Н. К. Высоцкого и Г. И. Танфильева были широко развиты И. П. Герасимовым, назвавшим Западно-Сибирскую низменность древней и современной аллювиальной равниной. Рельеф низменности И. П. Герасимов (1934, 1935, 1940 гг.) считает «аллювиально-аккумулятивным». Аналогичные взгляды высказаны относительно рельефа Барабинской равнины Б. Ф. Петровым (1948 г.) и обобщены в работе А. Д. Панадиади (1953 г.).

Что касается рельефа южной Приобской части низменности, то после работ И. Билля (1899 г.), впервые описавшего кулундинские ложбины стока, вопросов его происхождения касались И. П. Герасимов (1934 г.), П. А. Православлев (1933 г.), М. П. Нагорский (1941 г.), А. И. Москвитин (1952 г.) и другие. Большинство исследователей считает эти ложбины эрозионно-аккумулятивными формами рельефа. А. И. Москвитин (1952 г.) предполагает тектоническое происхождение ложбин и Приобских увалов (грабены и горсты).

Многочисленные исследователи придают решающую роль в развитии рельефа Алтая новейшим движениям — неотектонике (В. А. Обручев, В. П. Нехорошев, Б. Ф. Сперанский, М. П. Нагорский, С. Ф. Дубинкин, А. И. Москвитин, Е. Н. Щукина и другие). Молодые поднятия Алтая, вероятно, сопровождались на предгорных равнинах широкими плавными прогибами, заполненными обломочным материалом, принесенным с гор (Бийско-Барнаульская впадина, Кулундинская впадина и другие).

В пределах южной части Западно-Сибирской низменности выделяется Приобское степное плато с пересекающими его древними долинами (Восточная Кулунда), Центральная Кулундинская аллювиальная равнина, Барабинская озерно-аллювиальная равнина и другие. Своеобразными районами являются долины рр. Оби и Иртыша. Восточнее р. Оби находится Обь-Томская водораздельная равнина, южная часть которой расположена в пределах Колывань-Томских поднятий и поэтому отличается значительным расчленением.

## ПРИОБСКОЕ СТЕПНОЕ ПЛАТО

Приобская возвышенная равнина располагается в восточной наиболее высокой части Обь-Иртышского междуречья (на востоке Кулундинской степи). Она отчетливо выделяется на карте по высоте своей поверхности, как правило, превышающей отметки 140—150 *м*. Максимальные абсолютные отметки в пределах плато достигают 300 *м* и более. Размытые склоны плато в Кулунде начинаются несколько восточнее озер Кулундинского и Кучукского. На юге оно постепенно переходит в Предалтайскую равнину, а на востоке за р. Обью вплотную подходит к Салаиру и к Колывань-Томским поднятиям. Характерны довольно мощные (до 180 *м*) толщи четвертичных отложений плато.

Важнейшими элементами рельефа плато являются параллельные друг другу древние долины, направленные с северо-востока на юго-

http://jurassic.ru/

запад и расчленяющие плато на ряд крупных пологих увалов. Особенно четко выделяются в рельефе водораздельные увалы* между долинами: Алейской и Барнаульской, Барнаульской и Касмалинской, Касмалинской и Верхне-Кулундинской, а также между Нижне-Кулундинской и Бурлинской, и между Бурлинской и Карасукской. Таким образом, увалы представляют собой характерные удлиненные эрозионные останцы некогда существовавшей единой равнины или плато. Они несут теперь следы эрозионного овражно-балочного расчленения, суффозии и просадок, делювиальных и пролювиальных процессов, эрозии почв. Склоны увалов характеризуются незначительной крутизной, исчисляемой десятками минут, реже одним-двумя градусами.

Древние речные долины, представляющие собой остатки параллельной гидрографической сети, устьями открываются к Кулундинской и Карасукской равнинам. К этим долинам часто приурочены ленточные боровые массивы. Сосны растут обычно на вытянутых в северо-восточном направлении песчаных грядах — старых дюнах; между грядами располагаются заболоченные лощины (ляги) и узкие длинные озерные впадины. Этот эолово-дефляционный рельеф зачастую целиком преображает характер речных долин, препятствует стоку, способствует развитию изолированных минерализованных озер. Так, например, почти совершенно прекратился поверхностный сток вод в Касмалинской и Верхне-Кулундинской долинах. Небольшой сток на юго-запад намечается в Барнаульской долине; в Нижне-Кулундинской, Бурлинской и Карасукской долинах сохранились речки, разработавшие широкие надпойменные террасы, но в настоящее время сильно обмелевшие.

Бурением установлено, что в каждой из таких долин залегают древние аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения, нередко значительной мощности (до 50 *м*). Это говорит за то, что формирование древних долин связано с эрозионной и аккумулятивной деятельностью потоков и что каждая из древних долин представляет собой узкую лентовидную аллювиальную равнину.

### ЦЕНТРАЛЬНАЯ КУЛУНДИНСКАЯ АЛЛЮВИАЛЬНАЯ РАВНИНА

Западная часть Кулундинской степи существенно отличается от восточной. Здесь широко распространены минерализованные озера, понижения с солончаками и солонцовыми почвами. Рельеф этой части Кулунды преимущественно плоскоравнинный, нерасчлененный, с колебанием высотных отметок от 140 *м* на юге до 110 *м* на севере и северо-западе. Характерен степной ландшафт, сменяющийся на юге, в районах дельтовидных окончаний Касмалинской и Барнаульской долин, ландшафтом ленточных боров (Бель-Агачская степь). Эта западная часть Кулунды, получившая название Центральной Кулундинской аллювиальной равнины, представляет собой обширный геоморфологический район, простирающийся к западу от меридиана восточных берегов озер Кулундинского и Кучукского до Прииртышья. Границей Кулундинской равнины на востоке являются склоны Приобского степного плато; на западе равнина обрывается наклонным уступом к Иртышской долине; северная граница проходит примерно по долине р. Бурлы, за которой начинается несколько иная ландшафтная зона, известная как Карасукская аллювиально-озерная равнина.

* Для этих увалов меньше всего подходит название «грива», которое иногда пытаются к ним применить. Грива — форма мезорельефа. Увал имеет в длину 150—200 *км*, в ширину до 50 *км*.



http://jurassic.ru/

Центральная Кулундинская аллювиальная равнина сложена четвертичными отложениями, имеющими двухъярусное строение.

Поверхность равнины характеризуется однообразным плоским, или очень полого всхолмленным рельефом. Несколько разнообразят унылый ландшафт крупные одиночные минерализованные озера или цепочки озер и понижений, ориентированных в субмеридиональном направлении. Цепочки озер и понижений напоминают обрывки древних русел (озера Дунай, Кривая Пучина, Джира и другие) и указывают на наиболее вероятные направления древнечетвертичных потоков в Кулунде с юга на север, к наиболее погруженной части Кулундинской тектонической впадины.

Иначе расположены озера Большое Яровое, Бурлинское, Кучукское и Кулундинское. Происхождение их, как и происхождение крупных озер Прииртышья (Улькенкарой, Теке, Кызылкак, Селеты-Тенгиз и других), представляет и на сегодняшний день геологическую загадку.

Значительная часть исследователей (И. П. Герасимов, А. С. Кесь, Н. Г. Кассин и другие) принимает котловинные озера Кулунды и Прииртышья за остатки древней речной сети. Буровые работы доказали изолированность котловин друг от друга; между ними не устанавливаются какие-либо погребенные русла, в то же время в самих озерных котловинах Кулунды мощность илистых озерных отложений достигает 30—50 *м* (озера Кулундинское, Бурлинское, Анж-булат и другие). Для объяснения происхождения таких глубоких для степной равнины котловин часто привлекается эоловая дефляционная гипотеза, но напрашивается вопрос, не связаны ли они с опусканием отдельных блоков фундамента, повлекшим «просадки» поверхности на участках озер.

## БАРАБИНСКАЯ ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНАЯ РАВНИНА

К северу от Кулундинской аллювиальной равнины расположена Барабинская низменная равнина, захватывающая значительную полосу Обь-Иртышского междуречья, вплоть до Васюганских болот на севере. В пределах Барабы выделяется несколько геоморфологических районов: Карасукская озерно-аллювиальная равнина (охватывающая нижние участки бассейнов рр. Бурлы, Карасука и Багана), Западно-Барабинская (Татарская) озерная и Восточно-Барабинская (Чулымская) озерно-аллювиальная равнины. Эти крупные районы с условными границами могут быть подразделены по морфологическим признакам на ряд подрайонов. Такое дробное районирование Барабинской равнины проведено, например, А. Д. Панадиади (1953 г.).

Карасукская равнина — район с широким распространением современных речных и озерных разливов, с блуждающими по широким поймам и дробящимися на рукава речками, часто резко меняющими направления течения (р. Карасук с рукавами — р. Баганенком и р. Чуманом, р. Бурла). На плоских междуречных равнинах распространены ложбинки сезонных стоков талых и дождевых вод (своего рода делли) и суффозионно-просадочные западины. Местами встречаются разноориентированные песчаные гривы.

Западно-Барабинская (Татарская) озерная равнина характеризуется довольно пониженной поверхностью (100—115 *м* над уровнем моря) и чрезвычайно густой сетью озер и займищ, сменяющихся к северу болотными массивами. Особенно типичная часть этого района, тяготеющая к оз. Чаны и распространяющаяся от него далее на юго-запад. Это наиболее низкая часть Барабинской низменности с большим количеством различных по величине и форме озер. На этой площади распространен известный гривный рельеф. Выделенные здесь

http://jurassic.ru/

поля современных озерных, озерно-болотных и делювиально-озерных отложений указывают на заметные современные погружения района.

Восточно-Барабинская (Чулымская) равнина имеет несколько более высокие, по сравнению с Западной, гипсометрические отметки (от 120 до 150 *м*) и характеризуется слабой речной расчлененностью (рр. Чулым, Каргат и другие) и широким распространением верховых и низинных болот, образующих зачастую неправильные цепочки, вытянутые в юго-западном направлении вдоль понижений, которые напоминают ложбины стока. Гривный рельеф встречается и в этом районе, однако здесь он слабее выражен. Мощность четвертичного чехла колеблется от 20 до 60 *м*.

Условная граница между Западным и Восточным геоморфологическими районами Барабы проходит несколько восточнее оз. Чаны.

Для всей Барабинской равнины в целом характерны широкая заозеренность и заболоченность, а также большое распространение колково-западинных форм и деллей. Как особенную черту положительного рельефа нужно отметить широкое распространение известных барабинских грив.

Поверхность Барабинской равнины представляет пример длительно развивающегося рельефа, переработанного (уже после формирования нижне- среднечетвертичной аллювиальной и озерно-аллювиальной равнины) целым комплексом внешних агентов, характерных для внеледниковой перигляциальной зоны: действием талых вод, мерзлотных явлений (к сожалению, еще слабо изученных), озерной и речной эрозии и т. д.

Вопрос о происхождении гривного рельефа Барабы вызывает и поныне оживленную дискуссию. Многие исследователи (Г. И. Танфильев, И. П. Герасимов, Б. Ф. Петров и другие) защищают эрозионно-аккумулятивное происхождение грив, связывая их с ледниковыми потоками. Другие авторы (А. Мотовилов, Л. С. Берг, М. И. Кучин, В. А. Мартынов) относят гривы к аккумулятивным эоловым образованиям.

К западу от долины р. Иртыша продолжается низменная равнина с теми же чертами рельефа, которые так характерны для Барабы.

## РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ

Южную часть Западно-Сибирской низменности пересекают две крупные речные артерии — Обь и Иртыш. Они выработали свои террасированные долины, в значительной мере отличающиеся друг от друга.

Долина р. Оби ограничена в южной части низменности склонами и обрывами Приобского степного плато, а на участке от г. Камня до г. Новосибирска и далее вниз по течению, до с. Батурино, пересекает район близкого к дневной поверхности залегания коренных палеозойских пород. На большом протяжении долины выделяются: хорошо разработанная пойма с рядом уровней от низкого до высокого; I надпойменная терраса высотой 6—10 *м*, местами с реликтами сегментного и гривистого рельефа, часто с эоловыми грядами на поверхности, поросшими сосновым бором (например, Кудряшевский бор у г. Новосибирска); II надпойменная терраса высотой от 12 до 20 *м*; вверх по течению она, по-видимому, разделяется на две отдельные террасы, поэтому III терраса (25—30 *м*) района г. Новосибирска сопоставляется с IV (смоленской) террасой Бийского района. Количество террас, таким образом, к горам увеличивается. На правобережье р. Оби террасы погребены под навеянными «боровыми» песками, затрудняющими надежное картирование геоморфологических границ. Наиболее полно



http://jurassic.ru/

ряд Обских террас представлен в Бийско-Барнаульском районе, где ширина долины этой реки за счет развитых правобережных террас достигает многих километров.

Менее надежно выделение IV надпойменной террасы в районе г. Новосибирска или V — в районе Бийска. Эта высокая терраса в рельефе не выражена и сливается постепенно с высокими водоразделами плато. Есть основания предполагать, что осадки IV надпойменной террасы ниже устья р. Томи сливаются с приледниковыми озерно-аллювиальными равнинами.

Долина р. Иртыша от г. Павлодара до г. Омска также имеет террасированное строение, но четко выражена там только пойменная терраса; I надпойменная терраса сохранилась спорадически и удовлетворительно выделяется в рельефе ниже г. Омска, имея там высоту 7—12 *м*; II и III надпойменные террасы (высотой 15 и 25 *м*) по высотным отметкам (между гг. Павлодаром и Омском) часто не отличаются от примыкающей степной равнины, но довольно четко выделяются в разрезах, так как имеют в составе аллювия характерные иртышские пески. Существование террас было доказано бурением; разрезы их видны в многочисленных обнажениях по р. Иртышу. Южнее г. Павлодара выражена IV терраса, сливающаяся с Кулундинской равниной.

Различие строения долин Оби (довольно глубоко врезанной) и Иртыша (с террасами, зачастую сливающимися с примыкающей равниной) объясняется, по-видимому, неотектоникой. Река Обь пересекла область преимущественно верхнечетвертичных и современных поднятий; отсюда и более четкая скульптура поверхностей террас в ее долине. Река Иртыш между г. Павлодаром и с. Качиры пересекла участок неотектонических погружений (здесь особенно расплывчата конфигурация террас), затем попала в район слабых неотектонических поднятий (правобережье у г. Омска). Формирование долины р. Иртыша протекало на фоне более стабильной тектонической обстановки, чем та, которая имела место у обрамлений. Данные о новейших тектонических движениях (повторные нивелировки вдоль линии железной дороги) указывают, что интенсивность поднятия в пределах Барабинской равнины возрастает по направлению от г. Татарска к г. Новосибирску (А. Д. Панадиади, 1953 г.; Д. Н. Фиалков, 1958 г.). Среднегодовая интенсивность поднятий, по вычислениям А. Д. Панадиади, составила для ст. Карачи 4,6 *мм*, у пересечения железной дорогой р. Оби — 23,6 *мм*.

На развитие рельефа южной части Западно-Сибирской низменности оказали влияние неотектонические колебательные движения; с другой стороны, сложная препарировка равнинного рельефа связана с особыми физико-географическими условиями внеледниковой перигляциальной зоны.

### *КОЛЫВАНЬ-ТОМСКАЯ ЗОНА*

Район, отвечающий области Колывань-Томской складчатой зоны, охватывает собой Каменско-Новосибирское Приобье, северную часть Обь-Томского междуречья и Томь-Яйское междуречье к северу от Транссибирской магистрали. В геоморфологическом отношении область Колывань-Томской зоны представляет собой слегка волнистую, в разной степени расчлененную равнину с абсолютными отметками до 200—290 *м*.

Геологическое строение и отчасти геоморфологические особенности этой территории изучали Б. Ф. Сперанский, А. Л. Матвеевская,

http://jurassic.ru/

А. И. Гусев, В. Д. Фомичев, В. П. Казаринов, И. П. Максимов, Т. Ф. Васютинская, В. В. Фениксова, Р. Ф. Колпакова и другие.

Описываемая равнина сложена преимущественно глинисто-песчаными отложениями мощностью до 40—50 *м*. Ниже залегают складчатые палеозойские породы, имеющие в основном север-северо-восточное простирание.

В рельефе палеозойских пород отмечаются депрессии и глубоко врезанные погребенные речные долины, выполненные осадками олигоцена и отложениями более молодого возраста.

Направление форм рельефа в общем север-северо-восточное, соответствующее простиранию палеозойских пород.

К северо-западу волнистая равнина Томь-Колыванской зоны постепенно сливается с рельефом Западно-Сибирской низменности, имеющим более низкие отметки, на востоке — примыкает к равнине северо-западной окраины Кузнецкой впадины.

Южнее Новосибирска так называемая Приобская равнина Колывань-Томской зоны окаймляется с востока областью Буготакского геоантиклинального участка, представляющего собой резко выраженную в рельефе полосу холмов северо-восточного простирания, постепенно воздымающуюся с юго-запада (от района с. Коен) на северо-восток. Абсолютные отметки холмов здесь достигают 330 *м*; рыхлый покров имеет незначительную мощность. На водоразделах и холмах наблюдаются выходы палеозойских пород.

Речные долины в районе Приобской равнины, особенно в среднем и нижнем течениях рек, врезаны довольно глубоко и вскрывают в своих бортах как рыхлые, так и палеозойские породы.

По северо-западной окраине Кузнецкой впадины хорошо выражен в рельефе приподнятый водораздел рр. Томи и Ини и их притоков, известный под названием Сокур.

Томь-Яйское междуречье представляет собой расчлененную равнину с абсолютными отметками 220—270 *м*, сложенную с поверхности рыхлой толщей третичных и четвертичных, в основном озерных осадков, имеющих мощность до 40—50 *м*. Рыхлая толща, состоящая преимущественно из глинистых пород, нивелирует собой неровности рельефа палеозойских пород. Равнина Томь-Яйского междуречья характеризуется в основном плоским, но значительно расчлененным рельефом за счет глубоко врезанных узких речных долин правобережных притоков р. Томи — рр. Сосновки, Тугояковки, Басандайки, Ушайки, Киргизки и др. В отличие от почти незалесенных пространств Приобской равнины, водораздельная равнина Томь-Яйского междуречья почти сплошь покрыта осиновым лесом и пихтово-еловой тайгой.

Примерно в районе среднего течения правобережных притоков р. Томи водораздельная равнина Томь-Яйского междуречья образует в рельефе уступ с причлененной к ней с запада более пониженной аллювиально-озерной равниной Вороновской террасы с абсолютными отметками 180—200 *м*.

Ширина долин правых притоков р. Томи незначительна; они глубоко врезаны в водораздельные пространства и часто вскрывают породы палеозоя. Основные реки чаще всего секут палеозойские породы вкрест простирания, но очень часто долины их образуют колена, следующие общему север-северо-восточному простиранию палеозойских пород. Такова, например, долина р. Сосновки.

На тех участках, где реки пересекают древние депрессии, выполненные третичными песчано-глинистыми осадками, характер их долин резко меняется. Долины здесь значительно расширяются, русла рек начинают сильно меандрировать, борта долин выполаживаются и

http://jurassic.ru/

в долинах развивается комплекс широких террас. В качестве примера можно привести долину р. Басандайки в районе д. Лучановой и с. Вороново, где она пересекает Лучановскую и Вороновскую депрессии, выполненные осадками олигоцена.

В конце палеозоя — начале мезозоя палеозойский фундамент Колывань-Томской зоны был интенсивно дислоцирован, пересечен дайками протеробазов, а затем пенепленизирован. С конца триаса эта территория превратилась в область молодой платформы и неоднократно покрывалась корами выветривания, наиболее мощные из которых имели позднемеловой и палеогеновый возраст.

В олигоцене имело место поднятие территории и врезание в фундамент речных долин, заполненных затем позднепалеогеновыми отложениями. В начале четвертичного времени здесь было обширное озеро, в котором накапливались черные тайгинские глины. Затем началось сводовое поднятие территории над окраиной Западно-Сибирской низменности и формирование современной речной сети с четко выраженными террасами.

### *БИЙСКО-БАРНАУЛЬСКАЯ ВПАДИНА*

Изучением этой территории, являющейся по существу южной окраиной Западно-Сибирской низменности, занимались В. Н. Нехорошев (1926 г.), П. А. Православлев (1933 г.), М. П. Нагорский (1948 г.), А. В. Живаго (1948 г.), Е. Н. Щукина (1960 г.), Ю. М. Миханков (1961 г.) и другие.

Бийско-Барнаульская впадина представлена террасовидной равниной, в строении которой принимают участие степное плато с абсолютными отметками, колеблющимися в пределах 250—270 *м*, и врезанный в него комплекс аккумулятивных террас р. Оби и ее притоков. С запада Бийско-Барнаульская впадина граничит с Кулундинской котловиной примерно по Обь-Кулундинскому водоразделу, который слабо выражен в рельефе и ориентирован в субмеридиональном направлении, по линии гг. Камень на Оби — Рубцовск.

На северо-востоке впадина постепенно сменяется окраиной Салаирского кряжа. На юге и юго-востоке Бийско-Барнаульская впадина граничит с Горным Алтаем. Здесь на значительном протяжении четко выражен в современном рельефе резкий пограничный его уступ, так называемый фас Алтая. К югу от этого уступа начинается типичный горный рельеф; севернее фаса расположены предгорья в виде слабо всхолмленной равнины, в пределах которой кое-где имеются группы сопок, или одиночные сопки (островные горы), сложенные палеозойскими породами, преимущественно гранитами. Эти островные горы как бы «тонут» (погружаются) в рыхлых отложениях.

В зоне сопряжения Горной Шории и Салаирского кряжа расположена Ненинско-Чулымская денудационно-аккумулятивная равнина, которая в прошлом являлась связующим звеном («проливом») между озерно-аллювиальными и аккумулятивными равнинами Бийско-Барнаульской впадины и Кузбасской котловиной.

Необходимо добавить, что и на северо-западе впадина граничит с горным сооружением (Томь-Колыванской складчатой зоной), но палеозой погружен там под рыхлым покровом и в современном рельефе наблюдается лишь пологий водораздельный вал, ориентированный в северо-восточном направлении. Река Обь, пропиливая этот водораздельный вал в районе г. Камень на Оби, делает в нем коленообразный изгиб. На наличие в этой части Бийско-Барнаульской впадины под рыхлыми отложениями неглубоко погруженного палеозойского склад-

http://jurassic.ru/

чатого фундамента указывают выходы пород палеозоя в цоколях речных террас.

Приподнятая древняя ($Q_1$) аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина Бийско-Барнаульской впадины носит название Приобское степное плато.

Плоскостная и линейная эрозия в совокупности с суффозией и эоловыми процессами в значительной степени изменили первоначальный равнинный облик этой впадины, придав ей террасированный характер. Пять надпойменных и две пойменные террасы р. Оби и ее основных притоков врезаны в толщу степного плато. Уступы IV и V надпойменных террас в рельефе выражены слабо. Поверхности этих террас в ряде случаев сливаются с поверхностью степного плато. На левобережье р. Оби в пределах плато имеются пологосклонные древние долины стока, ориентированные в северо-восточном направлении и расположенные параллельно друг другу. Река Обь в интервале от устья р. Чарыша до устья р. Касмалы, размывая левый берег, вскрывает разрез степного плато в обрывах высотой от 70 до 100 *м*.

На левобережье р. Оби между долинами рр. Чарыша и Катуни остатки степного плато сохранились в виде асимметричных гряд (Колыванский и Ануйский увалы), являющихся водоразделами левых притоков р. Оби (рр. Чарыша, Ануя, Песчаной). Увалы эти имеют пологий южный склон, к которому прислонены аккумулятивные террасы этих рек, и крутой северный склон, часто осложненный оползневыми террасами. Здесь на поверхности увалов плато выступают кое-где останцы погребенного рельефа с выходами палеозойских пород, на которых сохранилась мощная кора выветривания.

Мелкие формы рельефа в пределах области распространения степного плато, такие, как суффозионные степные блюдца, замкнутые и полузакрытые западины, оползни, придают равнине мелкохолмистый рельеф с изометричными озерками и заболоченными участками.

С начала четвертичного периода, когда современное степное плато было оформлено в виде предельной аккумулятивной равнины, усилились колебательные движения, сопровождавшиеся разрывными нарушениями. Преобладающими были положительные движения, которые неоднократно сменялись опусканием. В результате поверхность впадины к настоящему времени оказалась приподнятой минимум на 100—150 *м*, на что указывает глубокий врез аллювиальных отложений в нижнечетвертичные осадки степного плато.

Первое и максимальное врезание (до 180—200 *м*) речных долин в осадки степного плато и неогена, палеогена, а местами и в породы палеозоя произошло во второй половине $Q_1$. После этого глубокого врезания в сравнительно узких долинах произошло накопление погребенного аллювия $Q_{1-2}$*. Впоследствии древние истоки р. Оби в пределах Бийско-Барнаульской впадины, кроме донного размыва, произвели расширение долин до 40—50 *км* и только после этого началось накопление мощной (60—75 *м*) толщи аллювия верхней V надпойменной террасы. Позднее подобная обстановка формирования террас повторялась неоднократно на протяжении четвертичного периода, но масштабы размыва и накопления постепенно уменьшались. По М. П. Нагорскому террасы р. Оби имеют следующие высоты: Бийская 55—60 *м*, Смоленская 35—45 *м*, Боровая 16—25 *м*, Низкая Боровая 7—12 *м* и пойменная 1—4 *м*.

Чем моложе терраса, тем лучше она сохранилась. Например, у Боровой и Низкой Боровой террас (по терминологии М. П. Нагор-

* Монастырская свита — $Q_{1-2}$ (Адаменко, 1961).

http://jurassic.ru/

ского) нижняя и верхняя закраины, бровка и поверхность чаще выражены достаточно четко. Этого нельзя сказать о более высоких террасах, особенно о Бийской, которая местами незаметно сливается с поверхностью степного плато.

Перевеянные в дюны аллювиальные пески Смоленской и Боровой террас в значительной степени усложнили поверхности этих двух террас. На других участках их, где эоловые процессы проявились слабо,

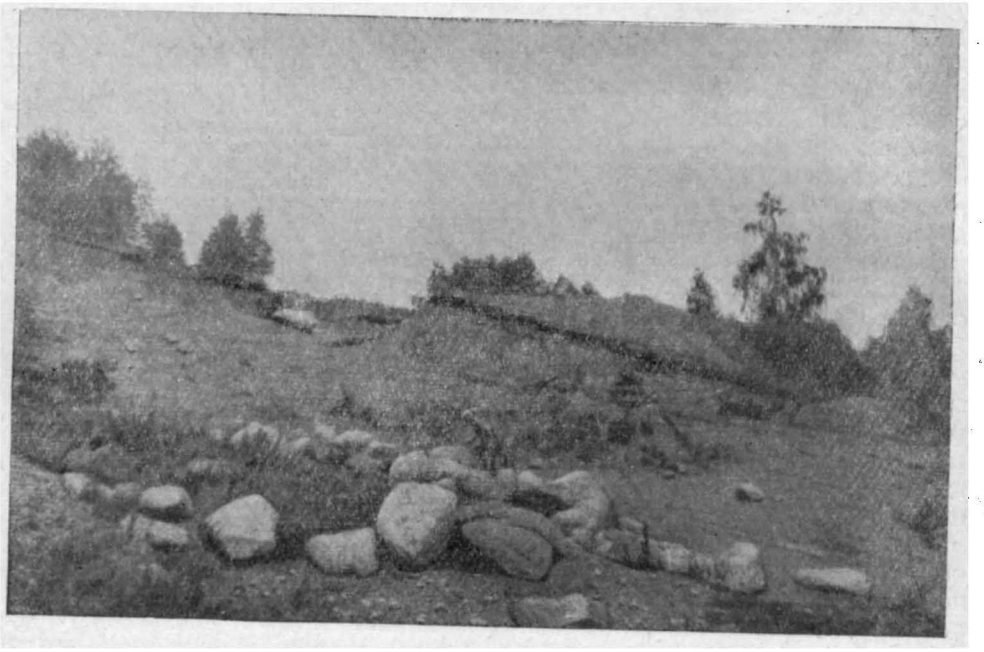


Рис. 53. Наклонная слоистость и валунник в теле Майминского вала у фаса Горного Алтая (фото С. Ф. Дубинкина)

следы суффозионных процессов сохранились ярче. У пос. Новиково, по правому берегу р. Бии, на Низкой Боровой террасе развиты дюнный и суффозионный рельеф. Суффозионные воронки часто представлены округлыми озерами с крутыми высокими берегами. По правобережью рр. Бии и Оби, в пределах высоких террас, с суффозией связаны образования большинства сухих долин — логов, временные потоки в которых проявляются только в период таяния снега и во время сильных ливней. Следствием суффозии здесь являются оползневые явления на любых участках склона. Даже на очень пологих склонах происходит оползание грунта, на что указывает «пьяный лес» березовых колков.

Все террасы р. Оби сложены типичными аллювиальными отложениями, характерными для предгорий. Разнозернистые преимущественно полимиктовые пески обычны для аллювия удаленных от гор частей впадины, где галечники, а тем более валуны встречаются несравненно реже, чем в предгорьях, или у самых гор. Это характерно для разрезов всех террас, начиная от поймы и кончая самой высокой Бийской террасой. Острова пойменных террас рр. Катуни и Бии слагаются песчано-галечниковым аллювием, в котором нередко можно видеть валуны до 2—4 *м* в поперечнике. Почти то же можно сказать и о составе аллювия, например, Смоленской террасы. У с. Маймы, где

http://jurassic.ru/

она сохранилась в виде вала, в составе аллювия этой террасы присутствует большое количество валунов размером до 4—6 *м* в поперечнике (рис. 53). Крупные валуны представлены преимущественно гранитоидами айской интрузии, к массиву которой частично прислонен аллювий этой террасы.

Изобилие валунов на поверхности этого вала и в разрезе его, а также форма останца террасы (в виде моренного вала) привели многих исследователей к выводу, что это конечная морена Катунского или Майминского долинного ледника. В то же время ни у кого не вызывает сомнения, что слабо всхолмленная предгорная равнина, прослеживающаяся вдоль р. Катуни от фаса Алтая до г. Бийска, является поверхностью высокой (Смоленской) террасы р. Катуни. На ее поверхности и в разрезах ее аллювия также много валунов, причем часто встречаются валуны очень крупных размеров — до 8 *м* в поперечнике.

## *АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ*

Изучение геоморфологии территории связано с именами В. В. Сапожникова (1901 г.), В. А. Обручева (1915 и др.), В. П. Нехорошева (1926, 1932 гг.), И. Г. Гранэ (1915, 1916 гг.), Е. Н. Щукиной (1953, 1960 гг.), В. К. Монича (1937 г.), А. Н. Чуракова (1932 г.), А. Л. Додина (1948 г.), В. Д. Фомичева (1956 г.), Б. Ф. Сперанского (1933 г.), А. М. Кузьмина (1920 г.), М. А. Гаррис (1947 г.), М. В. Тронова (1949 г.) и других.

Кузнецкий Алатау, Салаир и Алтай — это серия сложных сводовых поднятий с длительной историей формирования рельефа. Реликты пенепленизированной равнины на водораздельных пространствах Кузнецкого Алатау и Салаира с остатками рыхлых послемезозойских отложений указывают на то, что с конца мезозоя эти районы Западной Сибири представляли собой равнинную область, на которой происходила аккумуляция осадков. На территории Алтая мезозойские образования пользуются ограниченным распространением: они сохранились там в тектонических клиньях. Учитывая это обстоятельство, можно принять, что в мезозое Алтай был горным сооружением.

В третичное время на территории рассматриваемых горных сооружений образовалась мощная кора химического выветривания, которая более или менее полно сохранилась в предгорной равнине и на Салаире, в меньшей мере — в пределах Кузнецкого Алатау. В Горном Алтае кора химического выветривания известна только по периферии, в пределах горно-холмистого рельефа и в некоторых межгорных впадинах (Чуйская степь и другие).

Салаирский кряж представляет собой асимметричное сводовое поднятие, которое достаточно четко обособляется от соседних областей: Кузбасса, Горной Шории и Западно-Сибирской низменности. Зона главного водораздела кряжа, совпадающая с длинной осью свода, имеет форму пологой дуги, обращенной выпуклой стороной на северо-восток, и общее северо-западное направление. Юго-западный склон Салаира пологий, постепенно сливается с равниной степного плато Бийско-Барнаульской впадины. Северо-восточный склон кряжа уже юго-западного и более крутой, осложнен сбросами. По этим тектоническим швам, отчетливо проявляющимся в современном рельефе в виде уступа — Тыргана с относительной высотой до 100—120 *м*, происходило поднятие Салаира над Кузнецкой котловиной.

Полоса уступа Тыргана ориентирована, так же как и длинная ось сводового поднятия, в северо-западном направлении; линии разломов

http://jurassic.ru/

располагаются кулисообразно и не совсем параллельны друг другу, постепенно сближаются при движении на северо-запад.

Кроме поперечной асимметрии свода, на Салаире проявляется асимметрия и по длинной оси его. Максимальные высоты приурочены к южной окраине Салаира, к водораздельной гряде Кивде с наиболее высокой абсолютной отметкой 617,5 *м* у сопки того же названия (гора Кивда).

Почти всюду на Салаире можно встретить следы былой пенепленизированной равнины, которые указывают на то, что в раннем и среднем мезозое Салаир представлял собой область сноса, откуда выветрелый материал транспортировался и отлагался в соседних пониженных областях. В конце мезозоя на месте Салаира располагалась мелкосопочная равнина с монадноками стойких палеозойских пород.

В кайнозое, вплоть до времени формирования высокой террасы рек Оби, Бии и Катуни, Салаир был областью аккумуляции. В это время рыхлые образования захоронили мелкосопочник Салаира, превратив его в равнину с достаточно мощным плащом рыхлых образований. Тогда же здесь сформировалась мощная кора выветривания.

Вследствие сводового поднятия этой равнины после неогена часть рыхлого покрова была денудирована. Наибольшей денудации подверглась зона основного водораздела кряжа. Здесь снова были отпрепарированы бывшие монадноки, выступающие сейчас в виде островных гор (гора Копна с абсолютной отметкой 509,2 *м*, гора Кивда и др.).

По В. Д. Фомичеву (1956, 1961 гг.), для осевой части Салаира характерны значительная расчлененность, довольно глубокий врез речных долин. Всхолмленные водоразделы, представляющие собой остатки древнего пенеплена, покрыты тайгой. В северной части кряжа отсутствие дренажа и слабая проницаемость покровных рыхлых осадков обусловливают развитие небольших заболоченных пространств на водоразделах.

Склоны свода подверглись меньшей денудации. Глубоко врезанные долины рек и логов юго-западного склона с выположенными, часто широкими водоразделами, вскрывают рыхлую толщу до 100—120 *м* мощности, которая покоится на неровной поверхности палеозоя с сохранившейся местами корой химического выветривания складчатого фундамента Салаира.

Для юго-западного склона кряжа характерна значительная ширина I и II надпойменных речных террас, высотой 12—15 *м*. Менее развиты III и IV надпойменные террасы высотой 25—40 *м*. У этих высоких террас имеются цоколи коренных пород. Более высокие террасы на Салаире не установлены.

В долинах рек, стекающих с Салаира в северо-восточном направлении, в сторону Кузбасса, имеются террасы только нижней и средней группы, с высотами, не превышающими 12—15 *м*. Таким образом, речные долины юго-западного склона кряжа были заложены раньше, чем стал расчленяться северо-восточный его склон.

Все основные реки юго-западного склона, в частности правые притоки р. Чумыша и верховья самого Чумыша, консеквентные, т. е. были заложены согласно общему уклону местности. И только впоследствии, когда реки «пропилили» рыхлую толщу и их русла достигли складчатого фундамента, направление течения рек стало в значительной степени корректироваться геологической структурой палеозойского складчатого фундамента.

Правые притоки р. Чумыша, стекающие по юго-западному склону Салаира, остались консеквентными только в низовьях, где сохранилась достаточно мощная рыхлая толща, а в средних и верхних отрезках,

http://jurassic.ru/

где русла этих речек достигали складчатого фундамента, долины имеют извилистый характер как следствие подчинения геологической структуре складчатых толщ. Вершины некоторых из этих речек, например у р. Бол. Мунгая, уже достигли самого свода — зоны главного водораздела Салаира и даже несколько кулисообразно зашли за вершины речек, текущих в противоположную сторону, т. е. по северо-восточному склону кряжа.

Левые притоки рр. Ини и Томи, стекающие с северо-восточного склона в сторону Кузбасса, были заложены также консеквентно. Заходят они в пределы кряжа лишь своими вершинами. Эти реки менее многоводны, чем притоки р. Чумыша. Базис эрозии рек, стекающих с северо-восточного склона, более высокий по сравнению с базисом эрозии рек, стекающих с юго-западного склона. Поэтому долины рек северо-восточного склона менее глубокие (глубина их не превышает 60—80 *м*), но продольный профиль их несколько круче по сравнению с продольным профилем долин рек юго-западного склона.

На Салаире сохранились реликты и более древних захороненных речных систем. Одна из них в районе сс. Новокаменка и Обухово пересекает современные водоразделы, но в рельефе не улавливается. По С. А. Ростовцеву (ЗСГУ), буровыми скважинами здесь выявлена погребенная долина шириной до 200 *м*, дно которой на 100 *м* ниже современного уровня рек. По длине эта долина прослежена на 4 *км*. Морфология и осадки погребенных долин слабо изучены. Они представляют большой интерес в отношении поисков полезных ископаемых, связанных с рыхлыми осадками, не исключая и подземные воды.

В. Д. Фомичев предполагает, что р. Чумыш в свое время, возможно, впадала не в р. Обь, а в р. Бию, протекая по долине р. Антропа в низовьях долины р. Бехтемира. Река Неня, по А. С. Кириллову, прежде имела иное направление течения, чем в настоящее время. На это указывает ориентировка долин притоков р. Нени, в их приустьевых частях. Некоторые речные долины Салаира имеют эпигенетические участки, например, долина р. Сунгая пересекает Тягунский «хребет».

Ледниковых образований на Салаире не было. Предполагают, что в ледниковое время здесь шло накопление лёссовидных пород, т. е. тут образовались те же в общем четвертичные толщи, что и в Бийско-Барнаульской впадине, бортом которой являлся Салаир.

Кузнецкий Алатау. Это второй северный отрог обширного сводового поднятия Алтае-Саянской складчатой области. Юго-восточная часть Алатау (южнее р. Томи) известна как Горная Шория, а северная окраина именуется Мариинской тайгой. Однако учитывая историю геологического развития и геоморфологию этих районов, их следует рассматривать как части единого региона — Кузнецкого Алатау.

Кузнецкий Алатау на юге граничит с Северо-восточным Алтаем; от Салаира он отделен Ненинско-Чумышской впадиной; на север-северо-запад хребет постепенно понижается и погружается под мезокайнозойские осадки Западно-Сибирской низменности. С запада — от Кузнецкой впадины он отделяется ясно выраженным в современном рельефе уступом высотой до 300—600 *м*. С Минусинской и с другими расположенными севернее депрессиями имеет сложно моделированную границу, местами с крутым уступом до 400 *м* высотой. Но иногда он орографически слабо отделяется от всхолмленных предгорий — отрогов, например, хребтов Бистагского и Кийского и кряжей Батеневского, Салгонского и других.

Длинная ось сводового поднятия Кузнецкого Алатау ориентирована в субмеридиональном направлении. Максимальная абсолютная

http://jurassic.ru/

высота и наиболее резкое расчленение рельефа (1000—1500 *м*) наблюдаются в центральной части Алатау, откуда расходятся основные кряжи. Здесь, в истоках рр. Бель-су и Казыра (правые притоки р. Томи) и Бел. Июса (истоки р. Чулыма) возвышается хребет Тегир-Тыш с господствующей вершиной — горой Верхний Зуб (рис. 54). В истоках рр. Черн. Июса, Верх. и Сред. Терси располагается другой достаточно крупный горный хребет Кузнецкого Алатау с господствующей вершиной Большой Каным, достигающей абсолютной высоты 1870 *м*.

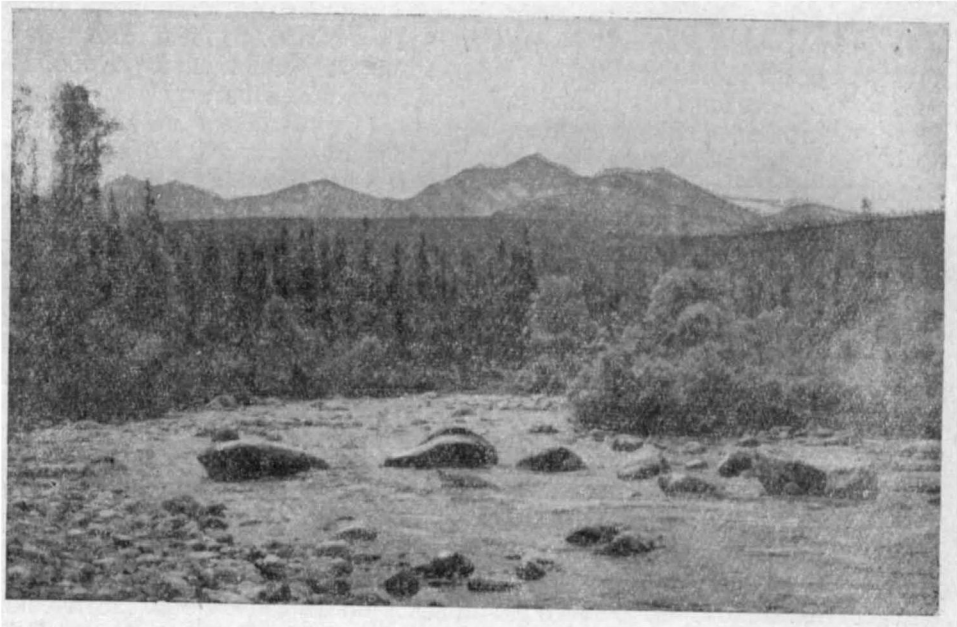


Рис. 54. Река Бель-су, юго-восточная окраина Кузнецкого бассейна. На горизонте хребет Тегир-Тыш с вершиной «Верхний Зуб» (фото А. С. Морозова)

Указанные два хребта, вытянутые в северо-западном направлении, несколько кулисообразно заходят друг за друга.

Отдельные вершины гор или их группы, как правило, слагаются стойкими палеозойскими породами. В. К. Монич (1937 г.) отмечал, что мезорельеф Кузнецкого Алатау зависит не столько от первичного геологического строения (тектоника), сколько от петрографических особенностей горных пород. Правда, некоторые геологические структуры, как например, Лебедской грабен, или тектонические разрывы, по которым происходили подвижки в самое последнее время, достаточно отчетливо отражены в современном рельефе.

Ведущей формой рельефа в осевой части свода, как и всего Кузнецкого Алатау в целом, являются выравненные водораздельные пространства со следами ранее существовавшего пенеплена, на месте которого оформились современные горы. Над этой выравненной поверхностью местами возвышаются отдельные сопки с умеренно выпуклыми или плоскими вершинами. На фоне бывшего пенеплена здесь существуют и участки альпийского рельефа, для которого характерны гольцы с карами, моренами, озерами, нагорными и солифлюкционными террасами. Многие горы среднегорья располагаются выше линии леса, которая в северной части находится на высоте 1100—1200 *м*, а в южной поднимается до 1400—1500 *м*. Сразу за этой границей начинается

http://jurassic.ru/

полоса альпийских лугов, которая выше сменяется высокогорной тундрой. Господствующие вершины — гольцы одеты плащом каменных россыпей — курумников, образующих каменные реки, нередко спускающиеся далеко вниз в речные долины (рис. 55). Денудация в условиях нивального климата привела к асимметрии альпийского рельефа гольцовой области. Восточные и северо-восточные склоны гор крутые, осложненные карами, в которых имеются летующие снежники, расположенные на абсолютной высоте 1300—1400 *м*, а ближе к оси Алатау снижающиеся до 1200 *м*. Раньше снежники располагались ниже.

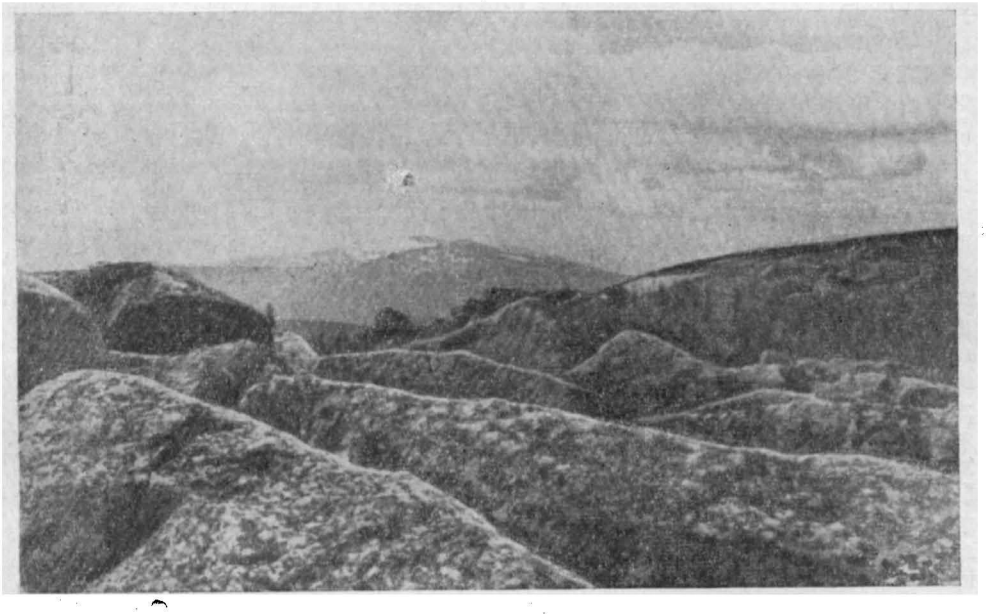


Рис. 55. Кузнецкий Алатау. Курумник на горе Церковной

Следы долинных ледников сохранились только на крайнем юге Кузнецкого Алатау, в верховьях р. Абакана. Здесь имеются троги, сглаженные скалы, морены, эрратические валуны — индикаторы центров оледенения долинных ледников. О многократности оледенения и тем более о покровном оледенении в пределах Кузнецкого Алатау фактического материала нет.

Остатки древней пенепленизированной равнины в Алатау сохранились широко, особенно в верховьях рек, где плоскосклонные долины разделены широкими уплощенными гривами, на которых коренные горные породы прикрыты значительным слоем глин с щебенкой и валунами местных пород. Часто эти пространства заболочены.

Среднегорный резко расчлененный рельеф по периферии хребта опоясывается зоной горнохолмистого рельефа со средними абсолютными высотами водораздельных пространств, достигающими 600—900 *м* в южной половине и 300—600 *м* — в северной. В пределах этой зоны Кузнецкий Алатау покрыт густой тайгой с заболоченными пространствами; как это, например, наблюдается в Мариинской тайге.

Глыбовый характер сводового поднятия в этой зоне проявился особенно четко, на что указывают несколько уровней выровненных площадок с рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями — реликтами былого третичного пенеплена. Расколы, сопровождающие поднятия

http://jurassic.ru/

свода, имели различную ориентировку. В настоящее время нет достаточно обоснованного фактического материала, на основании которого можно было бы судить о ведущей роли разрывных нарушений того или иного направления. Ясно только, что многие разрывы (неотектоника) проявлялись по древним тектоническим швам, ориентированным в север-северо-западном направлении; к числу их относятся и четко выраженные уступы, отделяющие Кузнецкую впадину от Кузнецкого Алатау. Кроме того, имеются поперечные (широтные) расколы, которые хотя и не находят отражений на мелкомасштабных геологических картах, но достаточно ясно выражены в современном рельефе северных предгорий кряжа.

Большая часть речных долин в зоне горнохолмистого рельефа имеет двухъярусное строение, которое выражается в том, что каньонообразные долины врезанных меандр рр. Мрас-су, Кондомы, Мундыбаша, Кожуха и многих других вложены в пологоволнистый древний рельеф. При формировании горнохолмистого рельефа эти реки, протекая в широких плоскодонных пологосклонных долинах, имели древний вид с блуждающими меандрами, заложенными в собственных более или менее мощных аллювиальных отложениях. При последующем поднятии свода Кузнецкого Алатау реки, прорезав собственный аллювий, достигли коренных палеозойских пород и, образовав врезанные меандры, приобрели смешанные террасы с высоким цоколем коренных пород (150—200 *м* и даже 300 *м* высотой). В настоящее время почти все реки Алатау носят горный характер, находясь в стадии донного размыва, о чем свидетельствуют пороги и перекаты. Исключением являются верховья рек, где долины их находятся в пределах пологохолмистого рельефа. Индивидуальные отличные черты имеет р. Лебедь. По характеру течения, форме долины и общему характеру рельефа всего бассейна р. Лебедь напоминает, например, р. Кондому в прошлом, когда эта река протекала по пологохолмистой местности в широкой плоскодонной пологосклонной долине, меандрируя среди собственных аллювиальных отложений. Последнее скачкообразное поднятие свода не коснулось бассейна р. Лебеди и поэтому этот участок Кузнецкого Алатау сохранил черты древнего рельефа.

На юге (вдоль Ненинско-Чумышской впадины) и на крайнем севере Кузнецкого Алатау горнохолмистый рельеф постепенно сменяется плоским мелкохолмистым рельефом, сливающимся с равнинным рельефом Западно-Сибирской низменности. В пределах области пологого мелкохолмистого рельефа значительно развиты рыхлые мезо-кайнозойские отложения, из-под которых выступают плосковершинные сопки — островные горы, являющиеся отпрепарированными монадноками пенепленизированной равнины, с корой химического выветривания. Невысокие широкие плоские водоразделы и разделяющие их пологосклонные узкие долины обусловливают характерный рельеф данной области.

Алтай (в пределах Западной Сибири) представляет собой лишь северную часть единого мощного сводового поднятия, охватывающего Монгольский, Китайский и Русский Алтай. В пределах части этого свода, расположенной в РСФСР, ось поднятия ориентирована в широтном направлении и погружается на запад. Здесь выделяется пять типов рельефа:

1. Высокогорный, резко расчлененный рельеф с абсолютными высотами от 3500 до 4000 *м* и больше, с ледниками и фирнами в центральной части и следами ледниковой деятельности по периферии.

2. Высокогорный, резко расчлененный рельеф с абсолютными высотами 2700—3200 *м* со следами былого максимального оледенения;

http://jurassic.ru/

участками на господствующих вершинах имеются летующие снежники.

3. Среднегорный, резко расчлененный рельеф с абсолютными высотами 1000—1800 *м*, с пологими, длинными склонами конусов выноса и делювиальных шлейфов; в отдельных участках сохранился мелкосопочник.

4. Горнохолмистый рельеф с абсолютными высотами в 600—900 *м*, с четкими следами древней равнины.

5. Плоский мелкохолмистый рельеф с абсолютными высотами 400—500 *м*, переходный от равнинного к горному.

Эти типы рельефа последовательно сменяют друг друга в направлении с юга на север и северо-запад, а это доказывает, что общее погружение свода происходит в тех же направлениях. Максимальное воздымание свода приурочено к южной части Горного Алтая, где существуют современные ледники (Чуйские Альпы, хребет Табын-Богдо-Ола). Во время сводового поднятия, кроме плавного волнообразного вздутия этого участка земной коры, здесь происходили расколы; частью по древним (начиная с докембрия?) зонам дробления, частью по более молодым разрывам. Разрывные нарушения ориентированы в различных направлениях; например, глыба высокогорного резко расчлененного рельефа с горным узлом горы Белухи со всех сторон ограничена разрывными нарушениями; вдоль зоны древнего глубинного разлома, являющейся одной из основных тектонических структур Алтая, как четки расположены межгорные впадины: Чуйская, Курайская, Уймонская, Урсульская, Улаганская; молодыми разрывами ограничена тектоническая впадина Телецкого озера; зоной разлома отделяются горы Алтая от равнины Западно-Сибирской низменности и т. д.

В высокогорье с абсолютной высотой 3500—4000 *м* господствует нивальный климат, следствием которого являются такие специфические формы рельефа, как нагорные и солифлюкционные террасы, а также ледники и фирновые поля и связанные с ними скульптурные и аккумулятивные формы рельефа в виде каров, трогов, сглаженных скал, маргинальных каналов, конечных, боковых и донных морен. Для нагорных террас характерны уплощенные пространства, покрытые грубообломочным материалом местных пород, среди которого повсеместно выступают останцы разрушенных скал. Начиная с бровки нагорной террасы вниз по ее уступу развиваются солифлюкционные террасы, а в основании уступа обнажаются коренные породы, часто покрытые снежными пятнами (это «морозный забой» по терминологии С. Г. Боча и И. И. Краснова). В районах недавней ледниковой деятельности и на участках современных ледников рельеф резко расчлененный, с крутыми и даже отвесными скалами и острыми зубчатыми водоразделами. По данным исследований М. В. Тронова (1949 г.) только с северных склонов Катунского хребта берут начало 248 ледников общей площадью 170 *км*$^2$. Главные и более крупные современные ледники сосредоточены на северных склонах Катунского и Чуйского хребтов. Они протягиваются на 3—5 *км*, а некоторые на 8—11 *км*. Самый длинный и крупный по площади (13,5 *км*$^2$) ледник Менсу спускается до 1930 *м* абсолютной высоты.

В пределах более низкого высокогорья, где абсолютные высоты водораздельных пространств колеблются от 2700 до 3200 *м*, современные ледники отсутствуют, редко встречаются небольшие пятна летующих снежников на северных и северо-восточных скалистых склонах господствующих вершин.

Вопрос о числе древних (четвертичных) оледенений на Алтае до сих пор остается спорным. Ряд исследователей считают, что на Алтае было трех- и даже четырехкратное оледенение (А. М. Кузьмин, 1929 г.;

http://jurassic.ru/

Е. Н. Щукина, 1961 г. и другие). В пределах рассматриваемой зоны почти всюду в той или иной степени сохранности имеются явные следы деятельности только двух древних оледенений долинного типа. Языки более древних ледников, имея общие центры оледенения на господствующих более или менее выположенных водораздельных пространствах, спускались по долинам — трогам. Кроме простых долинных ледников, здесь существовали и переметные ледники. В последнем случае часть ледниковой массы из одного трога через водоразделы перемещалась в другой трог. На это указывают сглаженные скалы, боковые и донные морены на седловинах водоразделов. Второе оледенение было также долинного типа, но менее мощное, чем первое, на что указывают оставленные им конечные, донные и боковые морены.

Для районов высокогорного типа рельефа Алтая, как и для всей Алтае-Саянской горной области, характерны выровненные водоразделы. В этой зоне Алтая позднейшее моделирование приподнятого пенеплена обязано как ледниковой деятельности, так и горной нивации с образованием нагорных и солифлюкционных террас. Как уже отмечалось, ровные площади водоразделов высокогорья Алтая покрыты элювием невыветрелых коренных палеозойских пород. От древнего третичного (?) пенеплена, если он здесь и существовал, к настоящему времени ничего не осталось. Его следы уничтожены ледниками и горной нивацией.

Среднегорный резко расчлененный рельеф со средними абсолютными высотами 1000—1800 *м*, постепенно сменяя высокогорную область, наиболее полно представлен в верховьях бассейнов рр. Ануя, Песчаной и среднего течения р. Катуни с притоками рр. Сема и Урсула. Здесь в плоскохолмистые водораздельные пространства, где сохранились древние широкие пологосклонные долины с достаточно мощными делювиально-пролювиальными и аллювиальными осадками, врезаны современные глубокие и узкие долины рек. На некоторых вершинах холмов из-под рыхлых элювиально-делювиальных отложений выступают скальные останцы, свидетели прошлого расчлененного рельефа. Вершины таких рек, как Ануй, Чарыш, Песчаная, Урсул с его левыми притоками и других сохранили черты древних пологосклонных широких долин. Вниз по течению долины этих рек углубляются, узкие участки их чередуются с озеровидными расширениями, оформляются невысокие надпойменные террасы, которые в озеровидных расширениях, в сочетании с островными горами, образуют мелкосопочный ландшафт. Самой древней долиной Алтая, постоянно обновляемой, является долина р. Катуни. Эта река и ее приток — р. Чуя исключительно активно реагировали на все события истории формирования Горного Алтая, которая зафиксирована как в многочисленных (до 14—17) прекрасно выраженных террасах этих рек, так и в конфигурации их долин. Следовательно, чтобы восстановить историю развития этой горной страны, необходимо провести тщательные и кропотливые исследования, главным образом по долинам этих двух рек.

В пределах среднегорья Алтая формирование рельефа обязано денудационным процессам без участия ледниковой деятельности. Следы былого оледенения установлены лишь на небольшом участке Северо-Восточного Алтая — в верховьях рр. Камги и Лебеди.

По периферии Алтая сравнительно узкой полосой развит горно-холмистый рельеф (рис. 56). На водораздельных пространствах со средней абсолютной высотой 600—900 *м* сохранились реликты древней равнины со следами коры химического выветривания. Некоторые долины рек (рр. Чарыш, Ануй, Песчаная) в пределах этого типа рельефа несут явные черты врезанных меандр. Свидетели широких древних

http://jurassic.ru/

долин этих рек с остатками аллювиальных отложений, среди которых в прошлом были заложены блуждающие меандры, сохранились высоко на склонах или даже водоразделах, например в пределах Белокурихинского гранитного массива. Основные водные артерии — рр. Катунь и Бия в пределах этого типа рельефа остаются бурными горными реками. Выровненные водоразделы слабо обнажены, задернованы, используются под посевы, пастбища или сенокосные угодья. Долины рек узкие с крутыми, иногда отвесными скальными склонами. Долины речек и ручьев то узкие с крутыми скалистыми склонами, то, наоборот, чрез-

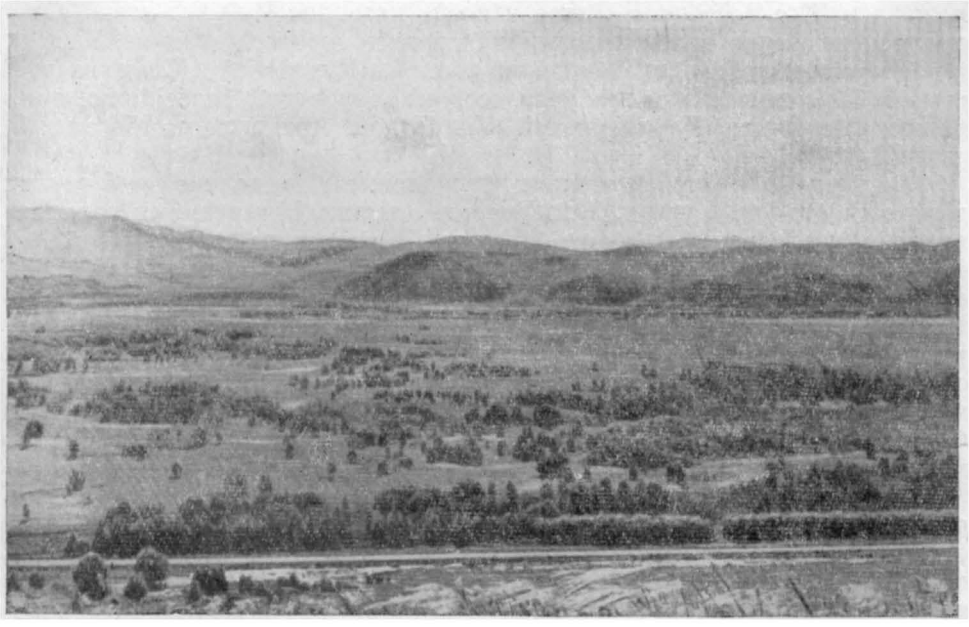


Рис. 56. Горно-холмистый рельеф предгорий Горного Алтая. На переднем плане — Приобское плато (Бийско-Барнаульская впадина). Фото С. Ф. Дубинкина

вычайно широкие с заболоченным плоским дном и пологими, затянутыми рыхлыми отложениями склонами.

С предгорной равниной Западно-Сибирской низменности горно-холмистый рельеф сливается через плоский мелкохолмистый рельеф предгорий, или имеет резкую границу в виде четко выраженного в современном рельефе тектонического уступа — фаса Алтая.

Плоский мелкохолмистый рельеф предгорий наиболее полно представлен в нижнем течении р. Чарыша; небольшие площади его тяготеют к низовьям рр. Катуни и Бии. Здесь водораздельные пространства широкие, выровненные с мощными рыхлыми отложениями, из-под которых выступают одиночные сопки или группы их, сложенные палеозойскими породами. Почти всюду на палеозойских коренных породах, где они прикрыты рыхлыми отложениями, сохранилась кора химического выветривания, которая указывает на то, что это погребенный древний рельеф пенепленизированной равнины с монадноками. В настоящее время монадноки в большинстве случаев представлены островными горами и рельеф носит мелкосопочный характер. Неширокие долины рек с умеренной крутизной склонов здесь уже несут черты равнинных рек с медленным течением и часто илистым дном. Обнажения по берегам рек и склонам долин представлены как рыхлыми отло-



http://jurassic.ru/

жениями, так и коренными палеозойскими породами, которые, как правило, сильно выветрены.

На территории Горного Алтая известно несколько межгорных равнин, одни из которых тесно связаны с неотектоникой, другие являются свидетелями древнего уплощения рельефа. Фактических данных о генезисе, возрасте, истории развития и даже о размерах каждой равнины в настоящее время далеко не достаточно. Наиболее крупные межгорные равнины, как уже отмечалось выше, тяготеют к основным тектоническим зонам длительного развития (глубинные разломы). Самая большая (30×70 *км*), а может быть, и самая древняя равнина расположена в Юго-Восточном Алтае и носит название Чуйская степь. Она приурочена к межгорной асимметричной тектонической впадине. Близки к ней по возрасту и происхождению равнины Курайской и Самахинской степей. Тектонического же генезиса, но вероятно, более молодыми, являются равнины Катандинской, Уймонской, Абайской и Ябаганской степей.

Равнины с мелкосопочником расположены в долине р. Урсула, в окрестностях сс. Куяган, Усть-Улаган, Камлак, Ынырга. Эти равнины являются реликтами древних, более выровненных ландшафтов.

Во многих пунктах Алтая в пределах распространения палеозойских и допалеозойских карбонатных толщ развиты карстовые процессы. Пещеры выщелачивания в карбонатных породах давно известны по рр. Катуни, Чуе, Чарышу, Сарасе и другим долинам рек. В частности, с карстовым процессом связано образование мелкохолмистого рельефа и озера, выполняющего одну из западин этого рельефа, на левом берегу р. Катуни южнее пос. Рыбалка. По внешнему виду этот мелкохолмистый рельеф напоминает моренный.

На выровненном водоразделе в вершине кл. Светлого (бассейн р. Усть-Убы) в желто-бурых глинах, залегающих на известняках, имеется понор в форме глубокой воронки, а недалеко от него, в глубокой долине, карстовые воды выходят в форме воклюза. Воклюзовые источники известны во многих других пунктах, например в долине р. Сарасы около совхоза Пролетарка, в долине р. Чарыша у пос. Ключи и т. д.

### *КУЗНЕЦКАЯ ВПАДИНА*

Первые сведения о рельефе этой территории дали геологи б. Кабинета. Так, еще Б. К. Поленов (1907 г.) отметил наличие в Прокопьевско-Афонинско-Сергеевском районе Кузбасса высоких сопок, сложенных горелыми породами.

В. И. Яворовский и П. И. Бутов (1927 г.) также отметили связь холмистого рельефа в Прокопьевско-Афонинском районе с наличием там горелых пород. Л. А. Варданянц (1931 г.) подчеркнул проявление в Западной Сибири общих послепалеозойских пенепленизаций и ряда новейших тектонических фаз, нашедших отражение в рельефе.

В работе Н. Н. Соколова (1935) приведен интересный фактический материал для характеристики особенностей рельефа склонов речных долин; отмечены большие размеры многих речных долин и в то же время малые размеры самих рек; указаны высотные отметки и число речных террас по рр. Ине и Томи у г. Новокузнецка.

В. Д. Фомичев (1940 г.), в основном по литературным данным, подчеркнул, что поверхность Кузнецкой котловины, окруженной с трех сторон возвышенностями (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Салаир), имеет увально-равнинный характер; здесь преобладают эрозионные ландшафты. В целом это слабо всхолмленная возвышенная равнина,

http://jurassic.ru/

расположенная на высоте 250—400 *м* над уровнем моря и довольно глубоко расчлененная долинами рек и логов, образующих здесь густую сложную сеть. Наблюдается общий пологий наклон этой поверхности с юго-востока на северо-запад.

Водоразделы Кузбасса покрыты сплошным плащом четвертичных лёссовидных пород, залегающих на пенепленизированной еще в дочетвертичное время поверхности палеозойских и мезозойских пород с широко сохранившейся меловой — палеогеновой корой выветривания. Таким образом, равнинный рельеф, с которым мы сейчас имеем дело в Кузбассе, был заложен, во всяком случае, уже в позднемеловое время (может быть, и в раннемеловое?). Уже в конце среднего мезозоя здесь создалась устойчивая платформенная обстановка.

Гидрографическая сеть Кузнецкой впадины развилась в современном виде после максимального оледенения. Долины рек, особенно крупных (Томь, Иня, Яя) отличаются значительной шириной — до 10—20 *км* и более. Они глубоко врезаны в докайнозойские породы; мощность аллювиальных отложений местами достигает 40—50 *м* и более. По р. Томи наблюдается пять главных террас (включая пойму) с отметками 5—7, 15, 18—25, 45—50 и 70—80 *м*. Отметки террас р. Ини несколько снижены по сравнению с томскими. Извилистые водоразделы едва заметно возвышаются над высокими речными террасами.

Речная сеть впадины относится к дендритовому и перистому типам. В центральной части Кузбасса мелкие речки (и лога) не имеют единоустремленного направления течения и «блуждают» в мощных рыхлых четвертичных толщах. Коренные породы они пересекают как типичные наложенные реки: р. Томь наискось сечет высоты Тарадановского увала и Салтымаковского хребта в центре бассейна; р. Иня не огибает Караканские горы, а пересекает их; река эта стекает с южного склона Тарадановского увала, а приток ее — небольшая речка Бунгарап пересекает последний.

Возможно, что р. Томь и отдельные участки долин ее притоков использовали долины более древней гидрографической сети (р. Нарык у д. Усковой, р. Промышленная у д. Родионовки). Разведочные скважины местами встречают на водоразделах захороненные речные долины глубиной до 60—80 *м*, не выраженные в рельефе (у гг. Ленинска, Прокопьевска). Обычно наблюдаются вогнутые склоны речек и логов; северные и восточные берега их, как правило, являются более крутыми и дают обнажения коренных пород; противоположные берега — с широкими террасами, более пологие.

В центральной части бассейна протягиваются уже упомянутые выше резко очерченные гряды высоких холмов, вытянутых в направлениях, близких к широтному. Они известны как Тарандановский увал, Салтымаковский хребет, Караканские горы, Абинские и Койлотские горы и сложены телами крепких мезозойских базальтов, залегающих среди менее прочных триасовых отложений, легче поддающихся размыву. Указанные выходы базальтов обрамляют большую синклинальную структуру, расположенную в центральной части бассейна, и образуют так называемую «Мелафировую подкову» А. Н. Державина.

Вторым районом с холмистым рельефом, нарушающим однообразный спокойный рельеф Кузнецкой впадины, является Присалаирская окраина ее, между д. Зенковой на юге и д. Карагайлинской на севере. Здесь широко распространены вытянутые параллельно окраине Салаира сопки и целые гряды их, сложенные «горельниками» (крепкими породами, обожженными во время выгорания мощных пластов угля), обильно представленными среди развитых здесь отложений угленосной балахонской серии. Угольные пласты имеют здесь крутые падения;



http://jurassic.ru/

горелые породы гребнями протягиваются по вершинам этих холмов. Горение углей происходило в разное время.

Вообще говоря, разная прочность пород угленосной толщи и подстилающих ее пород всюду проявляется в бассейне: угленосные отложения окраинной Шестаковской синклинали (у с. Бачаты) залегают во впадине, визейские отложения антиклинали у д. Зенковой (южнее г. Прокопьевска) образуют гору Собачий Камень и т. д.

Северо-западная окраина Кузнецкой впадины орографически слабо подчеркнута*. Только речные долины здесь суживаются: реки прорезают краевую часть приподнятой Кузнецкой равнины, опускаясь в расположенную севернее Западно-Сибирскую низменность, с ее менее значительными гипсометрическими отметками. Салаирский кряж, не отличающийся большими высотами (высотные отметки его не превышают 600—620 *м*), местами отделяется от Кузнецкой впадины взбросами высотой до 100 *м*. Имеются два более протяженных взброса: один из них отделяет собственно Салаир от его предгорьев, сложенных в основном девонскими отложениями; последние в свою очередь отделены взбросом от угленосных отложений Кузбасса. При этом предгорья эти приподняты над Кузнецкой впадиной и опущены у подножия Салаира, где тянется продольная депрессия, местами заболоченная.

Группа низких позднеплейстоценовых террас ($Q_3$) притоков р. Ини, стекающих с Салаира, непрерывно протягивается из Салаира в пределы впадины. Более крутыми склонами обладает Кузнецкий Алатау. Стекающие с него реки имеют горный характер, узкие долины; только в пределах Кузнецкой впадины течение их более спокойно, донный размыв сокращен; продолжается дальнейшее поднятие этого хребта.

Южнее Кузнецкой впадины, в Кондомском районе, также наблюдается общий подъем местности и все большее расчленение платообразного рельефа.

### *СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ*

Главной структурной особенностью юго-востока Западной Сибири является четкое разделение ее на две крупные области с разными типами структур: 1) область палеозойской складчатости, разбитая в эпоху альпийского орогенеза на отдельные глыбы, приподнятые по разломам относительно друг друга, и 2) область обширной эпигерцинской платформы (Западно-Сибирская плита).

Из приведенной выше порайонной геоморфологической характеристики ясно видна тесная связь между геологическими структурами и современным рельефом. Она проявляется различно в горах и на равнинах.

Выровненная в начале мезозоя поверхность палеозойского фундамента Западно-Сибирской плиты была погребена под мощными толщами пологолежащих осадочных пород мезо-кайнозойского возраста, и в современном рельефе поверхность этой области представлена обширными низменностями и несколько повышенными платообразными равнинами. В мезозое и кайнозое на фоне общего прогибания низменности имели место колебательные движения, которые в ряде случаев развивались по тектоническому плану, унаследованному от геоструктур палеозойского фундамента. Положительные и отрицательные структуры в мезо-кайнозойском покрове, имеющие отражение в современном рельефе, в основном совпадают с возвышенностями и впадинами поверхности палеозойского фундамента.

* Здесь расположен Сокур — пологий водораздел притоков рр. Томи и Ини.

http://jurassic.ru/

Анализируя тектоническую карту Западной Сибири и сопоставляя ее с гипсометрической картой этой территории, И. П. Герасимов (1959 г.) пришел к правильному выводу, что в рельефе равнин (в частности, Западно-Сибирской) высотные различия в целом довольно тесно увязываются с местными геологическими структурами — синеклизами, антеклизами и т. п. Развитие последних отражается на условиях залегания, мощностях и фациальных особенностях осадочных пород. В фундаменте южной части Западно-Сибирской низменности развита система синеклиз. Положение последних, по И. П. Герасимову, подчеркивается общей конфигурацией гидрографической сети низменности: географической осью Иртышской синеклизы, например, является долина р. Иртыша. Синеклизы имеют довольно отчетливое выражение в современном рельефе; это пониженные полосы, разделенные возвышенностями. Тектоническая природа многих впадин сказывается даже в мелких особенностях их морфологии. Характерным примером является та же Иртышская синеклиза, вдоль которой в пределах Барабинской и Кулундинской равнин отмечены многочисленные признаки новейшего (даже современного) тектонического прогибания (Герасимов, 1959). Подобное отражение древних структур в современном рельефе отмечается и в более северных районах низменности. Например, на севере Томской области почти все новейшие антиклинальные поднятия приурочены к выступам палеозойского фундамента. По данным К. М. Жадина (1958 г.) на Назинской площади, расположенной на юго-западной оконечности Александровского вала, «антиклинальный перегиб слоев в несколько сглаженной форме прослеживается включительно до третичных отложений». Имеются и несовпадения. На Колпашевской, Нарымской и Парабельской площадях антиклинальное строение установлено только для более древних осадков (юра — неоком); перекрывающие их осадки лежат почти горизонтально или собраны в весьма пологие складки, которые не совпадают со складками более древних пород.

В ином направлении развивался рельеф горных районов южной Сибири.

В мезозое и первой половине кайнозоя Кузнецкий Алатау и Салаир были пенепленизированы. Здесь в это время создалась континентальная обстановка. В результате длительной селективной денудации в них образовались отдельные горные массивы и возвышенности, состоящие из плотных изверженных пород. Понижения между возвышенностями приурочены к областям распространения легко разрушаемых осадочных пород. Поэтому рядом исследователей отмечалось, что современный рельеф Кузнецкого Алатау зависит не только от структуры его, сколько от петрографического состава пород. Большая связь рельефа со структурами наблюдается на Салаире.

В Кузнецком Алатау геосинклинальное развитие закончилось в раннем палеозое, а в Салаире — в конце палеозоя. Складчатость завершилась здесь в основном к началу мезозоя и получила окончательное завершение в киммерийские фазы. В Кузбассе отчетливо видны проявления герцинской и киммерийской складчатостей; меловые и более молодые отложения залегают на домеловых породах несогласно, почти горизонтально. Таким образом, уже в конце мезозоя здесь существовала обширная равнина и формировались коры выветривания.

В эпоху альпийского орогенеза (неоген — четвертичный период) палеозойские структуры Кузнецкого Алатау и Салаира испытали перемещения по линиям подновленных древних разломов, а территория Кузбасса сохранила свой общий равнинный рельеф и небольшие высотные отметки. Контрасты рельефа хотя и усилились, но крупных диф-

http://jurassic.ru/

ференциальных перемещений в это время не произошло; преобладало общее поднятие без образования высоких горных хребтов. Сформировавшийся рельеф был здесь более или менее однообразен: были широко развиты поверхности выветривания в Кузнецком Алатау и Салаире, расположенные на разных высотных уровнях.

Новейшие (послетретичные) поднятия резко усилили эрозионную работу рек. Последние врезались на десятки, а местами и сотни метров и образовали сравнительно широкие долины с комплексом высоких эрозионно-аккумулятивных и низких, преимущественно аккумулятивных террас.

Древнее оледенение в Кузнецком Алатау не отличалось широким развитием и существенного значения в формировании рельефа не имело. И. П. Толмачев (1909 г.) обращал внимание на снежники, фирны и другие неподвижные ледниковые образования, которые, по его мнению, существенно сказались в формировании рельефа Кузнецкого Алатау. А. Н. Чураков (1932 г.) также подчеркивает значение снежного выветривания на первой стадии создания современного рельефа Кузнецкого Алатау. Вторая, более молодая стадия связывается им с влажным климатом, способствовавшим интенсивному развитию физического выветривания на вершинах гор, которые покрывались курумниками и каменными россыпями. Самая молодая стадия характеризуется уменьшением влажности климата и отмиранием ранее активно развивающихся форм рельефа (например, каров). Новые фактические материалы в основном подтверждают представления И. П. Толмачева и А. Н. Чуракова. История развития рельефа Салаира в общем та же, что и у Кузнецкого Алатау, но здесь амплитуда поднятий менее значительна.

На Алтае в течение всего мезозоя и частично кайнозоя господствовал континентальный режим. Сформировавшиеся в эпоху каледонского и частично герцинского тектогенеза складки и поднятия были снивелированы и области развития их превращены в плоские почти равнины. Последние весьма характерны для Алтая, где они встречаются на разных абсолютных высотах.

Палеозойские породы, интенсивно смятые при повторных проявлениях горообразовательных процессов и пронизанные интрузиями, представляли жесткий массив. Естественно, что последующие (послепалеозойские) горообразовательные процессы не могли создать новых систем складок. Движения по старым (подновленным) швам северо-западного простирания проявлялись до палеогена.

Тектонические движения в период альпийского орогенеза вызвали сводовое поднятие Алтая, сопровождавшееся многочисленными разрывами. По линии этих разрывов имели место неравномерные перемещения отдельных глыб. Алтайские горы, как это было впервые установлено В. А. Обручевым (1915 г.) и подтверждено данными многих исследователей (В. П. Нехорошевым и другими), имели складчато-глыбовой характер. Новейшие тектонические движения продолжаются на Алтае и в настоящее время, о чем свидетельствуют сравнительно высокая сейсмичность его, наличие горячих источников, а также дислоцированность третичных осадков в тектонических депрессиях и вблизи зон разломов, тонкозернистость осадков палеогена и грубообломочный материал неогеновых и четвертичных отложений и т. д.

Итак, Алтай, Кузнецкий Алатау и Салаир возникли во второй половине третичного и в четвертичное время на месте пенепленизированных территорий в результате перестройки платформенных структур. Древность структур, определивших тектоническую природу перечисленных выше горных сооружений, и молодость тектонических движений,

http://jurassic.ru/

создавших современный рельеф,— общая и характерная черта гор Кузнецкого Алатау, Салаира и Алтая.

В четвертичном периоде Алтайская горная страна пережила несколько этапов оледенения. Некоторые исследователи выделили на Алтае до четырех ледниковых эпох; однако наиболее обоснованными фактами представляется двухкратное оледенение Алтая. Первое (максимальное) оледенение среднечетвертичного возраста (катунское, по Е. Н. Щукиной) было покровным, или во всяком случае более мощным, чем второе. Льды имели значительную толщину, а отдельные долинные ледники выходили на соседние равнины и заполняли межгорные впадины. Бухтарминский ледник, например, имел длину около 350 *км*. Крупные межгорные котловины — Курайская, Чуйская, Самахинская и другие были полностью заполнены льдом (Москвитин, 1946). Через пониженные перевалы Курайского хребта льды из Курайской и Чуйской котловин оттекали в бассейн р. Чулышмана. Особенно много таких разработанных льдом трогообразных долин имеется в Курайском хребте.

В межледниковое время имели место тектонические движения по разломам, которые, в частности, способствовали образованию грабена Телецкого озера. Образование котловины этого озера явилось причиной резкого углубления долин впадающих в озеро рек. Значительно усилились эрозионные процессы в связи с понижением базиса эрозии и в предалтайском районе.

Второе оледенение Алтая было долинным. Только на плоских вершинах гор сохранились неподвижные или малоподвижные льды. Ледники альпийского типа передвигались по долинам основных рек на большие расстояния. В долинах хорошо сохранились конечные и боковые морены этих ледников, которые способствовали образованию горных озер, весьма широко распространенных на Алтае. Рядом исследователей устанавливается несколько стадий отступания последнего оледенения. Е. Н. Щукина отмечает три стадии, а Л. Н. Ивановский насчитывает в горных узлах Биш-Иирду и Табын-Богдо-Ола конечные морены четырех стадий и сопоставляет их с моренами Катунского хребта.

Таяние ледников Алтая способствовало заполнению талыми водами многих межгорных впадин и долин грабенов и образованию многочисленных озер. Это так называемая озерная фаза послеледникового времени. Дальнейшее развитие эрозионных процессов привело к углублению древних ледниковых долин, размыву конечных морен и к спуску озер. В долинах алтайских рек сформировано более десятка речных террас, прекрасно выраженных в современном рельефе. По р. Катуни Л. А. Рагозин (1942 г.) наблюдал 20 надпойменных террас.

Древнее покровное оледенение в пределах северной части Западно-Сибирской низменности относится также к среднечетвертичному времени. Морены этого максимального оледенения сохранились на крайнем севере рассматриваемой площади. Южнее их отлагались флювиогляциальные и озерноаллювиальные отложения. Талыми ледниковыми водами были размыты возвышенные плато и образовались параллельные ложбины стока, направленные с северо-востока на юго-запад. Перемытыми флювиогляциальными отложениями сложена в основном и предгорная равнина Алтая.

Долинное оледенение в горах в рельефообразовании равнины сколько-нибудь существенного значения не имело.

Развитие рельефа как равнин, так и гор в четвертичное время происходило преимущественно в результате эрозионно-денудацион-

http://jurassic.ru/

ных процессов (в горах) и эрозионно-аккумулятивной работы крупных рек, протекавших на равнинах. Новейшие тектонические движения способствовали усилению эрозионной деятельности при поднятии равнин и ослаблению эрозии и развитию аккумуляции аллювия в долинах рек при оледенениях, что нашло отражение в формировании комплекса речных террас. Характер последних зависит от амплитуды и направления тектонических движений. Река Обь с ее составляющими — рр. Катунью и Бией — имеет различное количество террас в горах Алтая и на равнинах, где их число местами уменьшается до трех-четырех. Это свидетельствует о более интенсивном новейшем поднятии Алтая по сравнению с более северными территориями. В долине р. Томи, протекающей в пределах Кузнецкого Алатау, Кузнецкой впадины, Колывань-Томской зоны и, наконец, по Западно-Сибирской низменности, насчитывается примерно одинаковое число террас на всех указанных участках ее долины, а следовательно, эти геологические структуры в четвертичное время испытывали, по-видимому, однозначные тектонические движения, но разной амплитуды.

http://jurassic.ru/

*Глава 8*

# ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В пределах территории Западной Сибири, рассмотренной в настоящем томе, обнажаются образования всех систем. Однако полная закрытость обширной (около 2 млн. $км^2$) территории Западно-Сибирской низменности является тем основным препятствием, которое встает перед каждым, кто пытается восстановить историю ее геологического развития.

## ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЭРЫ

Историю геологического развития Западной Сибири с трудом можно осветить начиная с протерозойской эры. Наличие здесь архейских образований вызывает известное сомнение. Присутствие их предполагается в Кузнецком Алатау и Горной Шории. К архею (?) там относят в первую очередь глубоко измененные пара- и ортосланцы по рр. Томи, Мрас-су и Терсям в юго-западной части Кузнецкого Алатау и южнее. Они представлены в основном гнейсами Томского плутона. На остальной территории Западной Сибири архейские толщи совсем не известны.

Протерозойские отложения пользуются в Алтае-Саянской области более широким распространением. Известны они в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Горном Алтае, на Салаире. Судя по Л. И. Салопу (1958 г.), здесь в раннем протерозое продолжалось развитие того же Северо-Казахстанского складчатого пояса, что и в архее (?).

Достоверность наличия здесь раннепротерозойских образований так же как и для архея, не вполне надежно обоснована. Они метаморфизованы и находятся в зеленосланцевой фазе; отмечается наличие протерозойских кристаллических сланцев, мраморов, кварцитов. Есть основания считать, что метаморфизм отнесенных сюда пород не всегда говорит об их столь древнем возрасте и местами может быть связан с глубинными разломами («зонами смятия»). Возраст регионального метаморфизма, наложенного на протерозойские породы, скорее нижнепалеозойский (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Алтай, Салаир).

Более обоснован в Алтае-Саянской области возраст верхнепротерозойских (синийских) отложений. Они залегают здесь в ядрах крупных антиклинорных структур, содержат местами органические остатки (водоросли). Все это мощные отложения геосинклинального типа; платформенного протерозоя мы в пределах Западной Сибири не знаем.

В Кузнецком Алатау выделяются две протерозойские свиты (снизу): конжинская и терсинская. В первой из них преобладают амфиболиты и амфиболовые сланцы, образовавшиеся за счет магматических пород — роговообманковых порфиритов и габбро-диоритов, частично, возможно, за счет зеленосланцевых отложений: есть тут и графито-слюдистые сланцы с прослоями глинистых известняков. В терсинской свите, наряду со сланцами, много карбонатов, есть кварциты. Возможны две протерозойские интрузии: тебинские габбро и диориты и сливенские и ходские слюдоносные граниты.

https://jurassic.ru/

Того же типа отложения известны и в Горном Алтае (Теректинский район и восточнее). Представлены они там зелеными пара- и ортосланцами (осадочные, эффузивные и дайковые породы); реже встречаются мраморы, есть прослои графитовых сланцев. Все это, очевидно, метаморфизованные морские и прибрежно-морские толщи с эффузивами. И здесь известны верхнепротерозойские слюдяные граниты. Обнажаются они (особенно в Теректинском районе) в приподнятых глыбах (горст-антиклиналях) фундамента, обрамленных разломами; складчатость их весьма напряженная. Это также, очевидно, геосинклинальные толщи, однако не исключена возможность залегания этих пород в пределах зон смятия с их повышенным метаморфизмом.

Не вызывает сомнений правильность отнесения к докембрию (синию) вышележащей мощной толщи баратальских известняков (2—4 *км*) с водорослями. Они известны во многих горных сооружениях Алтае-Саянской области (кивдинские, баратальские, бельсинские известняки) и являются типичными морскими осадками. Синийские известняки достаточно однообразны.

На границе кембрия и докембрия не произошло существенных тектонических движений; в ряде мест Алтае-Саянской области накопление известняков, вероятно, продолжалось, и в начале раннего кембрия. В глубине территории Кузнецкого Алатау в самом раннем кембрии ($Cm_1^1$), возможно, существовала равнинная суша, обрамленная мелководными морскими бассейнами, и происходило образование коры выветривания.

## КЕМБРИЙСКИЙ ПЕРИОД

В кембрийском периоде в пределах западной окраины Алтае-Саянской области (Западно-Сибирской ее части) сохранялась геосинклинальная обстановка и накапливались морские отложения с обильными эффузивами и туфами. Низы кембрийского разреза здесь представлены мощными морскими эффузивными толщами кератофиро-спилитовой формации; местами с преобладанием основных эффузивов (манжерокская и кондомская свиты), местами с примерно равными количествами основных и кислых (золотоуховская свита).

На Салаире в известняках, чередующихся с туфами и эффузивами, известна древняя археоциатовая фауна ($Cm_1^1$). К этому времени в прогибавшемся бассейне образовалась система разломов, в том числе и глубинных, по которым и излилась масса эффузивов, сопровождавшихся туфами.

На грани с ленским веком имели место тектоническая фаза, местные подъемы и размывы территории (северо-восточная окраина Салаира), а затем началось новое погружение ее, во время которого в ленское время на широких площадях Горного Алтая, Салаира, Горной Шории и Кузнецкого Алатау стали накапливаться известняки с богатой и разнообразной фауной археоциат, трилобитов и брахиопод.

В конце раннего кембрия складчатые движения в Алтае-Саянской области возобновились: проявилась одна из первых фаз салаирского тектогенеза. С мощными базальными конгломератами в основании, на ленских (гавриловских, усинских, каянчинкских) известняках несогласно, с размывом залегают пестроцветные эффузивно-осадочные толщи с редкими известняками, нижние пачки которых содержат последних (вымирающих) археоциат обручевского комплекса. Эффузивы здесь представлены преимущественно кислыми разностями. В центральных частях Кузнецкого Алатау эти отложения выделены геологами Красноярского управления (Д. И. Мусатов и другие) в сей-

http://jurassic.ru/

скую свиту (до 1 *км*); на Салаире это печеркинская свита (низы бачатской свиты, по В. Д. Фомичеву); в Горном Алтае — низы каимской свиты. Выше, в отложениях с той же пестроцветной окраской, начинается резкое преобладание основных эффузивов и появляется более молодая фауна среднего кембрия (амгинского века): это и есть собственно бачатская свита Салаира, канымская (мундыбашская) свита Кузнецкого Алатау и Горной Шории, верхи каимской свиты Горного Алтая. Археоциат здесь уже нет; встречены крупные *Paradoxides* ex gr. *oelandricus* West. и более молодые трилобиты амгинского и начала майского века. Во вторую половину среднего кембрия в западной части территории (Салаир, Горный Алтай) продолжалось опускание и накапливались морские осадки; восточнее (на границе с Красноярским краем), наоборот, сохранилась прибрежно-морская обстановка, а местами начались перерывы в отложении: тут находятся районы ранней каледонской консолидации, в пределах которых геосинклинальный морской режим завершился в салаирское время. По окончательно оформившимся глубинным разломам в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Салаире и Алтае в середине кембрия (до майского века) поступила перидотитовая магма. Возможны местами тектонические движения и несогласия на грани амгинского и майского веков. Майские отложения (большекитатская свита Кузнецкого Алатау, еландинская свита Горного Алтая) развиты менее широко, чем амгинские. Только орлиногорская свита ($Cm_2^2$) Салаира распространена не менее широко, чем бачатская ($Cm_2^1$). В раннем и среднем кембрии хорошо были выражены Салаирско — Горно-Алтайская и Горно-Шорская геосинклинали, имевшие сходную историю геологического развития.

Зато в позднем кембрии широко проявившиеся поднятия привели к тому, что области накопления терригенных и карбонатных осадков и продуктов вулканической деятельности всюду в Алтае-Саянской области резко сузились. В Кузнецком Алатау (и в Горной Шории) в это время накопилась осадочно-туфогенная морская толща; площади развития эффузивов там резко сократились; очевидно, начались поднятия в осевой части кряжа и на востоке, где наступила континентальная (?) обстановка. Море отошло в сторону Салаира. Бийские основные породы и крупные интрузивные массивы мартайгинских гранитов вызвали раннюю стабилизацию этой части Алтае-Саянской области. Ей предшествовали здесь подъемы и перерывы в $Cm_1$. Западнее (на Салаире и Алтае) продолжалась позднекембрийская эффузивная деятельность (морская ариничевская свита Салаира, кульбичская? — Алтая), но и там для конца этой эпохи вулканизм не известен и одновременно на Салаире стали накапливаться мощные толсточихинские известняки с трилобитами. На востоке Горного Алтая известны довольно обильные плагиограниты. Характерны широкое проявление поднятий и перерыв в осадконакоплении в середине позднего кембрия в Кузнецком Алатау и пр.

## ОРДОВИК

Крупные движения произошли в начале ордовикского периода. В Кузнецком Алатау и Горной Шории началось быстрое поднятие района, причем это имело место, очевидно, после тремадока, отложения которого залегают здесь на верхах $Cm_3$ согласно (зона Euloma — Niobe). Мощные базальные конгломераты ордовика в Горной Шории содержат обильные валуны кембрийских гранитоидов. После тремадока в Кузнецком Алатау и в Горной Шории на широких площадях создалась континентальная обстановка и началось преобладание размыва.

http://jurassic.ru/

На Салаире возможны два несогласия: первое под отложениями тремадока, второе, видимо, более значительное — под аренигом. После его проявления до конца ордовика накапливались довольно мощные морские отложения с граптолитовой и коралло-брахиоподовой фауной (известны отложения всех ярусов этой системы); эффузивная деятельность в ордовике резко сократилась (по сравнению с кембрием). Все ордовикские отложения Салаира существенно терригенные, тонкозернистые: внизу залегают пестроцветные породы, выше — зеленоватые и серые, с редкими пачками органогенных известняков. В Горном Алтае была такая же обстановка — накапливались зеленоцветные (в тремадоке пестроцветные) тонкозернистые отложения с линзами и небольшими пачками известняков, встреченных в разных местах на разных стратиграфических уровнях. Здесь более четко проявилась предаренигская фаза, а предтремадокская выражена слабо.

В Кузнецком Алатау в Горной Шории, а также на продолжении их структур в Горном Алтае имеются гранитные массивы, возможно, ордовикского (?) возраста. На Салаире и в западной части Горного Алтая таких интрузий нет — известны лишь мелкие тела (штоки) и дайковые основные породы. Резко выраженных несогласий, проявившихся в течение средней и верхней эпох ордовикского периода, не известно. Восточная граница ордовикского моря проходила где-то в западной окраинной части Кузнецкого Алатау и Горной Шории, территория которых значительную часть ордовикского времени была сушей.

Нижнепалеозойские отложения в Саяно-Алтайской области почти повсеместно метаморфизованы, местами превращены в зеленые сланцы.

## СИЛУР

Морские бассейны на Салаире и в западной части Горного Алтая сохранились и в силурийское время. Нижняя часть силурийских разрезов в этих районах представлена алевропелитовыми толщами, верхняя — мощными известняками. На Салаире силурийские отложения начинаются базальными конгломератами с преобладающими гальками кварцевых и кремнистых пород и залегают резко несогласно на ордовике (таконийская фаза), местами заметно размытым. Имеется второе несогласие — в лудловском ярусе (между юрманской серией и залегающей на ней с размывом сухой свитой).

Такая же обстановка была в западной части Горного Алтая, где также накапливались силурийские морские терригенные и карбонатные толщи. В отличие от нижнепалеозойских отложений, силурийские породы здесь почти не метаморфизованы. За Кузбассом (восточнее его) — в Кузнецком Алатау и в Горной Шории в это время сохранялись площади размыва (суша). Заведомые силурийские отложения там не известны; условно к ним относят некоторые кислые эффузивы. Точно доказанные силурийские интрузии в Саяно-Алтайской области (в пределах Западной Сибири) не известны. В Кузнецком Алатау ряд геологов относит сюда некоторые крупные массивы калиевых гранитоидов (Тигертышская интрузия), но некоторые из таких массивов (на востоке) могут быть и более древними — кембрийскими. Точный возраст их не ясен.

## ДЕВОН

В начале девона отличия палеогеографической обстановки по западной окраине Алтае-Саянской области (Салаир, Рудный Алтай, Колывань-Томская зона) от той, которая наблюдалась в более восточ-

http://jurassic.ru/

ных ее районах (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, западная окраина Западного Саяна), сохранились. На западных территориях море было расположено примерно на тех площадях, что и в позднем силуре; на востоке продолжалось расширение площадей размыва, во многих участках имели место перерывы в осадконакоплении и несогласия в налегании девонских отложений на более древние.

Девонский период в Алтае-Саянской области отнюдь не был временем покоя. Вертикальные движения и складчатость в это время проявлялись неоднократно; на ряде участков в $D_2^2$ началось накопление мощных эффузивно-туфогенных толщ, в том числе кислых (в Горном Алтае), или кератофиро-спилитового ряда (окраины Салаира).

Девонская суша продолжалась из восточной окраины Западной Сибири дальше на восток, захватывая широкие территории Тувы и Красноярского края (Западного и Восточного Саяна). В межгорных впадинах этой обширной области накапливались мощные красноцветные терригенные толщи (молассы), во время максимальных опусканий района сменявшиеся серыми морскими толщами, частью карбонатными, с фауной. Наиболее выдержанные морские карбонатные толщи отлагались в конце $D_2^e$ и $D_2^g$. Формирование межгорных впадин сопровождалось разломами, переходящими по простиранию и вверх по разрезу во флексуры, и образованием поднятых и опущенных глыб (горстов и грабенов). Среди эффузивов здесь преобладали континентальные толщи андезито-базальтового ряда. Такого типа девонские разрезы прослеживаются до западной окраины Кузнецкого Алатау, Горной Шории и южного продолжения их структур в пределы Горного Алтая. Максимальный подъем эта территория имела в раннем девоне, после чего (с конца кобленца) началось преобладание опусканий и излияние эффузивов по хорошо развитой сети трещин. Заведомые жединские отложения здесь отсутствуют.

В Западной части Алтае-Саянской области таких подъемов и перерывов в накоплении осадков не было; здесь длительно накапливались серые морские толщи (с эффузивами). На Салаире граница силура и девона проходит в мощной толще темных слоистых томскозаводских (остракодовых) известняков с богатой морской фауной и проводится условно под пачкой известняков с преобладанием девонских форм над силурийскими. В Северном Алтае (по рр. Аную и Песчаной) девонские отложения залегают резко несогласно на силурийских и более древних.

В Горном Алтае тектонический режим был весьма неустойчив. В среднем девоне (в районе Ануйско-Чуйского прогиба), по обильным разломам, более четко наметились грабены (Бельгебашский, Куротинский и другие прогибы), в пределах которых происходили обильные накопления эффузивных толщ, с преобладанием кислых пород. В центральных частях Салаира среднедевонские вулканогенные породы не известны; по периферии же его (по границе с Кузбассом и Горловским бассейном) живетские эффузивы достаточно обильны.

Весь нижний девон Салаира сложен карбонатными толщами; эйфельские отложения залегают несогласно на нижнем девоне и также представлены известняками. Коренной перелом наблюдается на границе отложений эйфеля и живетского яруса, когда вместо известняков стали отлагаться мощные преимущественно терригенные (с песчаниками и конгломератами) и туфогенные толщи (по периферии кряжа с эффузивами), резко несогласно налегающие на более древние отложения. Близкие по составу толщи, но с обильнейшими эффузивами, накапливались в это время на Алтае, включая и Рудный Алтай.

Следует отметить, что в конце живетского времени произошло обособление восточного моря (Минуса, Северный Кузбасс, Горный Алтай,

http://jurassic.ru/

Монголия) с *Euryspirifer cheehiel* Kon. от западного моря (Салаир и другие) — без этой фауны. В живетское время произошло становление тельбесской интрузии гранитоидов, часто в той или иной мере щелочных (особенно в Кузнецком Алатау), и основных пород (в Горной Шории).

В позднедевонскую эпоху море почти ушло с территории Алтае-Саянской области и сохранилось лишь на западе — на Салаире (в франское время там был перерыв), в Горном и Рудном Алтае и особенно в Кузбассе и Колывань-Томской зоне. Местами (Уйменская впадина, Рудный Алтай) в это время продолжалась и эффузивная деятельность.

## КАРБОН И ПЕРМЬ

В раннем карбоне море широко распространилось в Кузбассе, Колывань-Томской зоне, Рудном Алтае и на Салаире. Граница с девоном хорошо выявляется здесь фаунистически; эффузивная деятельность в карбоне почти всюду прекратилась. В пределах Горного Алтая (который в это время поднялся), так же как в Горной Шории и в Кузнецком Алатау, море сохранилось преимущественно по северо-западной и северной окраинам, ближе к Кузбассу. Еще расширившаяся в конце визейского века обширная Алтайская суша (включая Салаир, Горную Шорию и Кузнецкий Алатау) подвергалась интенсивному размыву в течение всего верхнего палеозоя, причем продукты этого размыва сносились к северо-западу — в основном в Кузбасский передовой прогиб, где в это время накопились мощные сероцветные угленосные толщи с редкими прослоями, содержащими морскую фауну. Мористость кузбасского разреза резко увеличивается по северной и северо-западной окраине бассейна; очевидно, открытое море находилось вначале вблизи Кузбасса. Постепенно территория Кузбасса все больше отшнуровывалось от морских бассейнов; к концу карбона море окончательно покинуло его территорию и отошло к западу — за Салаир.

Граница между угленосными отложениями, относящимися к карбону, и пермскими же угленосными толщами устанавливается в Кузбассе с трудом, в пределах однообразных песчано-сланцевых толщ и проводится разными исследователями на разных уровнях: внутри балахонской серии (по флоре), или в кровле ее (по фауне). Кроме Кузбасса, угленосные верхнепалеозойские отложения известны как на юге в районе Курайского хребта и Телецкого озера (р. Пыжа), так и на западе в Горловском бассейне и в Рудном Алтае. Западнее Кузбасса, как указывалось выше (см. рис. 10), расположена область проявления герцинской складчатости с движениями, продолжавшимися в карбоне и (возможно) местами в начале перми.

Восточнее Кузбасса, в области салаирид и каледонид, интенсивные тектонические движения закончились в додевонское время. В карбоне это была обширная область поднятий и угленосные отложения накопились там лишь в пределах узких опущенных зон (грабенов); в перми они там, возможно, уже не отлагались. В Кузбассе, на Салаире и его структурном продолжении в Горном Алтае море существовало лишь в раннем карбоне, после чего там широко проявились поднятия. В Рудном Алтае и в Колывань-Томской зоне тектонические движения продолжались, видимо, до конца карбона. На Алтае известны крупные раннегерцинские плутоны: как гранитоиды (змеиногорские плагиограниты и калбинские граниты), так и основные породы, вплоть до ультраосновных. Область их распространения не ограничивалась только теми территориями, где имела место герцинская складчатость, но частично захватывала и более восточные площади (из каледонских).

http://jurassic.ru/

В пермском периоде накопление осадков в Алтае-Саянской области почти всюду прекратилось (здесь создалась устойчивая суша) и продолжалось до конца палеозоя лишь в Кузбассе. На р. Пыже (приток р. Бии) возможны угленосные отложения конца перми. И в это время принос осадков в Кузбассе шел с юго-востока, т. е. из Горного Алтая, Шории, Кузнецкого Алатау; мелкозернистость осадков указывает на то, что высокогорных областей размыва тут почти не было.

В пределах складчатой области салаирского возраста, расположенной восточнее Кузбасса, консолидация и континентальный режим наступили много раньше, чем в пределах области герцинид, проходящей западнее этого бассейна. В пределах герцинид морские бассейны сохранились до конца карбона, причем происходило постепенное отступление береговой линии их к западу и к югу. В районе гг. Павлодара и Барабинска снова начинается область развития складчатых дуг каледонского возраста, а затем (в районе гг. Акмолинска, Омска, Петропавловска, Тобольска) протягивается неширокая полоса полого залегающих каледонских пород, проходящая на севере до г. Сургута на р. Оби, а на юге — до гг. Акмолинска и Павлодара, за которыми расположена каледонская область.

Южные складчатые дуги не соединились в Западно-Сибирской низменности с северными дугами. Соединение имело место, по-видимому, лишь в области Уральской зоны складок.

Выше указано, что в горной части Саяно-Алтайской области мы почти не знаем осадков перми и в особенности верхней перми. В это время, очевидно, произошло общее поднятие этой территории и здесь создалась обширная суша с большими Кузнецким и Минусинским озерами. Другие участки пермского осадконакопления (в озерах) возможны в пределах территории Западно-Сибирской низменности как по окраинам платформы, так и в опущенных частях Обь-Иртышской (герциниды) и Приенисейской (салаириды) складчатых областей.

## ТРИАС, ЮРА, МЕЛ

Общая обстановка к началу триасового периода стала на всей территории Западной Сибири платформенной (молодая платформа) и континентальной. В это время только в области герцинид происходили завершающие складчатые движения.

То же положение, видимо, сохранилось здесь и в триасе. При этом, возможно, происходило широкое образование мощной раннемезозойской коры выветривания на поверхности палеозойского фундамента низменности. Следы этой коры местами сохранились и в пределах Алтае-Саянской области (найдена галька оолитовых бокситов в нижнеюрских конгломератах западной окраины Кузбасса — у с. Лебедева — Пенькова).

По серии разломов в триасовом периоде произошло опускание ряда участков территории низменности (типа Челябинских и Кушмурунского прогибов в Тургае) и накопление в конце этого периода угленосных толщ, но они здесь еще не везде достаточно выявлены. Опускания в пределах платформенных участков, видимо, сопровождались внедрением тел трапповой формации (силлы) и сопутствующих им эффузивов. Траппы отмечены, например, в районе г. Тюмени, где наличие их было доказано по материалам опорных буровых работ.

Возможно, что более значительные вертикальные движения и разломы проявились в основном в Приуралье, где имели место наиболее поздние герцинские тектонические фазы, сменившиеся раннекиммерийскими. Триасовые отложения тут всюду дислоцированы и рассматри-

http://jurassic.ru/

ваются геологами в составе доюрского фундамента низменности. Рэт-лейасовые угленосные толщи являются самыми молодыми из этих отложений. В центральной части Кузбасса сохранился раннетриасовый пресноводный (озерный) бассейн и также имело место внедрение траппов.

К началу юры территория низменности представляла собой, по Н. Н. Ростовцеву (1958 г.), обширную сушу. В юрское время сюда на консолидированный и пенепленизированный Ангарский континент постепенно проникла обширная трансгрессия: море захватило к концу среднеюрского времени район бассейнов рр. Надыма и Пура. В южной части низменности и по окраинам ее (в более северных частях) в это время были развиты бассейны опресненного и континентального типа, местами происходило угленакопление.

На угленосных нижне- или среднеюрских осадках (с бурыми углями) здесь местами залегают (по Н. Н. Ростовцеву, 1958 г.) среднеюрские же красноцветные (татарская свита) и красноцветные туфогенные отложения (покровская свита). В южной части низменности в это время площади размыва чередовались с площадями накопления осадков во вновь образующихся прогибах.

В пределах Алтае-Саянской области после завершения последних фаз герцинских движений и образования коры выветривания в юрское время (возможно, и с рэт-лейаса) снова стали накапливаться угленосные осадки. Одной из площадей их накопления явился Кузбасс (тарбаганская серия). Того же возраста осадки местами сохранились в Кузнецком Алатау и по окраинам Салаира, который в это время был приподнят и размывался. На Алтае сохранились в общем прежние площади размыва, но стали накапливаться отложения в Зателецком районе. В Чулымо-Енисейском районе накапливались пресноводные угленосные отложения.

В позднеюрскую эпоху морские тонкозернистые осадки более широко отлагались в низменности; граница морского бассейна доходила на юге и юго-востоке до гг. Омска, Томска. Началась эта широкая трансгрессия в келловейское время. Морские толщи (до 100 *м* и более) представлены здесь в основном темными тонкозернистыми осадками с богатой фауной (полудинская серия). В юго-восточной части низменности (район г. Мариинска) накапливались серые угленосные и красноцветные толщи. По южной окраине Западной Сибири (Алтае-Саянская область) в это время устойчиво сохранялись площади размыва (суша). В Кузбасской впадине накопление отложений закончилось в среднеюрскую эпоху (может быть и в конце (?) юры).

Юрские отложения Западно-Сибирской низменности являются нефтеносными — именно в них и в нижнемеловых отложениях обнаружены здесь известные нефте- и газопроявления и месторождения. В поздней юре море заливало все более широкие площади в низменности.

В начале раннемеловой эпохи морской бассейн по-прежнему занимал здесь широкие площади. Границы валанжинского моря почти не отличались от границ ранне- и поздневолжских бассейнов (море в это время еще дальше продвинулось к югу), но уже к началу готерива началось обмеление южной части этого бассейна, где стали накапливаться песчаные породы с глауконитом; здесь в тарской свите, местами известны и углесносные отложения.

В готеривском веке резко изменилась палеогеографическая обстановка: в южной части низменности на широких площадях стали отлагаться красноцветные отложения (киялинская свита). На окраине низменности образование красноцветов продолжалось до апта. Только в нижнем Прииртышье и в низовьях р. Оби в готеривском разрезе пре-

http://jurassic.ru/

обладали морские сероцветные отложения, достигающие значительной мощности.

Таким образом, накопление красноцветных континетальных нижнемеловых образований в южной части Западной Сибири, в разных районах ее, продолжалось разное время. На юго-востоке, у г. Мариинска и южнее, весь нижний мел представлен красноцветными толщами (илекская и кийская свиты). То же наблюдается и в Кузбассе. Большое однообразие таких толщ затрудняет корреляцию этих отложений и стратиграфическое расчленение их. В Чулымо-Енисейском бассейне образование красноцветов началось в валанжинском веке (илекская свита).

В середине и конце раннего мела (баррем, апт, альб) контуры морского бассейна в пределах низменности сохранили в общем те же очертания, что и в готериве, но началось поднятие его окраин. При этом область эта то сильно погружалась, и здесь отлагались чисто морские темно-серые отложения (баррем и альб), то, наоборот, несколько приподнимались, и тогда в разрезе начиналось чередование морских отложений с более опресненными.

В восточной половине низменности (и западнее) в апт-альбе* часто встречаются прослои бурого угля. За это время фундамент Западно-Сибирской низменности погрузился всего на 200—300 *м*; наименьшая мощность отложений характерна для Вагайско-Ишимского района; большее прогибание было в Кулундинской и Прииртышских впадинах.

В начале верхнемеловой эпохи в низменности несколько расширился морской бассейн с нормальной соленостью. В сеноман-туроне здесь на более обширной территории были встречены руководящие морские фауны (с вернейлиновым и годриановым комплексами фораминифер).

В общем же на большей части низменности в сеномане и туроне накапливались серые пресноводные осадки с растительным детритом, частью с янтарями; на юге ее отлагались и красноцветные отложения. Западно-Сибирское море по-прежнему было соединено с северными морями. В пределах Саяно-Алтайской области сеноманские и туронские образования не могут быть четко выделены из остальной массы верхнемеловых отложений. Здесь господствовала континентальная обстановка, образовались коры выветривания и накапливались лишь маломощные осветленные толщи.

В раннетуронское время в низменности произошло временное резкое сокращение границ нормального морского бассейна. На громадных площадях стали отлагаться толщи с янтарями; местами накапливались бурые угли (особенно на северо-востоке низменности). В позднем туроне морской бассейн здесь снова широко распространился, достигнув на юге Тургайского пролива и Казахского нагорья; на востоке (против устья р. Нижн. Тунгуски и севернее) он доходил до р. Енисея. Только в пределах Чулымо-Енисейской впадины в это время продолжалось накопление континентальных толщ. Позднетуронское море из низменности протягивалось не только на север, но, возможно, и на юг (через Тургай); в центре низменности (кузнецовская свита) накопилось много опоковидных глин (похолодание?); по окраинам ее было больше песчаников.

В райне с. Колпашева на р. Оби глауконитовые песчаники нижнего сенона содержат пласты оолитовых железняков (колпашевская

* В центральной, южной и западной частях низменности угленосные отложения известны, местами, и в сеномане.



http://jurassic.ru/

толща). Образование их, возможно, было связано с кратковременной регрессией моря и новой последующей трансгрессией. Обширный морской бассейн сохранялся в низменности до маастрихтского века включительно. В это время накапливались опоки, и только в конце маастрихта началось потепление (?) вод моря: в низменность через Тургайский пролив прорвались воды из южного морского бассейна.

В датском веке Западно-Сибирское море снова сокращается, причем впервые началась изоляция его от северных морей, а одновременно и от южных. В бассейне рр. Таза и Пура широко рапространились светлые континентальные отложения, протянувшиеся отсюда в юго-восточную часть низменности. Поднятие имело место и на юге последней, вплоть до Тургайского пролива.

## ТРЕТИЧНЫЕ (ПАЛЕОГЕН, НЕОГЕН) И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Палеоценовые морские отложения Западно-Сибирской низменности представлены темными, почти черными талицкими глинами.

В эоценовой эпохе имела место последняя широкая трансгрессия моря в Западно-Сибирскую низменность: здесь отлагались кремнистые породы (опоки, диатомиты, трепелы) люлинворской свиты; возобновилось соединение этого бассейна с северным и южным морями. Только по восточной окраинной части низменности в это время господствовала суша; снова началось похолодание морского водоема. В Кулундинской впадине известны железистые песчаники. В пределах Алтае-Саянской области в конце мела — палеогене, в обстановке обширного пенеплена, продолжалось образование кор выветривания.

В конце эоцена — начале олигоцена начался подъем в северной половине низменности и море быстро отступило к юго-западу, не оставив галогенных фаций. После раннего олигоцена море через Тургайский пролив ушло и из южной половины низменности: на морские нижнеолигоценовые отложения почти всюду с перерывом налегают пресноводные отложения атлымской свиты.

Средне- и верхнеолигоценовые (а также неогеновые) отложения всюду в низменности представлены континентальными, светлыми, частью пестроцветными тонкозернистыми осадками. Отложились они в обстановке сырой низменности с обильными озерами, реками и болотами, в которых накапливались угольные пласты новомихайловской и знаменской свит. Климат в неогене был еще достаточно теплым. Того же типа палеогеновые и неогеновые осадки характерны и для территории Алтае-Саянской области, что указывает на наличие здесь довольно выровненной поверхности. В Чуйской степи (а также в Курайской, Самахинской и других) известны олигоценовые бурые угли.

Только в конце неогена началось новое похолодание. В четвертичном периоде широко распространилось материковое оледенение северной части Западной Сибири, преградившее путь водам сибирских рек, стекавших в северном направлении. В это же время начался подъем и расчленение территории Алтае-Саянской области, испытавшей горное оледенение. Положительные движения из Горного Алтая постепенно распространялись к северу. Большое количество речной воды, стекавшей с высокого Алтая, не имело возможности достичь Ледовитого океана, подпруживалось северными глетчерами и создало в пределах южной части Западно-Сибирской низменности громадные водные бассейны, воды которых частично стекали отсюда к юго-западу в сторону Аральского моря (через Тургайский пролив).

http://jurassic.ru/

Поднятие Алтайского свода сопровождалось образованием ряда разломов широтного простирания, морфологически выраженных вплоть до настоящего времени (северный фас Алтая и другие). Местами по этим разломам происходит поступление терм (курорт Белокуриха на северной окраине Горного Алтая, Рахмановские ключи в Южном Алтае и другие). На севере и на юге Западной Сибири выявлено до четырех ледниковых эпох: две в среднечетвертичное и две в позднечетвертичное время, разделенные межледниковьями.

В позднечетвертичное время (в голоцене) началось потепление климата. Северные ледники в Западно-Сибирской низменности отступили и растаяли, открыв дорогу к океану пресной воде южно-сибирских водоемов. Оформилась современная гидросеть. Алтайские ледники также сильно сократились в своих размерах и сохранились лишь на наиболее возвышенных хребтах этой горной системы.

В бессточных озерах Кулундинской и Барабинской степей благодаря жаркому лету происходит садка солей (галоиды, сульфаты, карбонаты); в особенно больших количествах выпадает здесь сульфат натрия (мирабилит, реже тенардит), но есть и содовые озера и озера с поваренной солью.

Современные геологические процессы продолжают развивать те формы рельефа, которые были заложены в неогене, а частично и в более древнее время. Продолжается размыв в пределах Алтае-Саянской области, причем продукты эрозии попадают в основные водные артерии Западной Сибири и выносятся в Северный Ледовитый океан. В пределах низменности сейчас накапливаются в основном органогенные отложения (болотные, озерные) и соли (в озерах).

Эпейрогенические движения в Западной Сибири далеко не закончились. Проведенный В. К. Казариновым (1958 г.) литолого-тектонический анализ особенностей разреза мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности вскрыл их общую ритмичность. Проявилась ритмичность и в разрезах домезозойских отложений, но материал для анализа их является более сложным.

Продолжающиеся вертикальные движения в Алтае-Саянской области сопровождаются перемещениями по обновленным разломам. Сейсмичность проявляется и поныне даже в таких, казалось бы, спокойных районах, как Кузбасс. Южная окраина его на карте сейсмичности территории СССР отнесена к зоне, в которой могут быть землетрясения силой до 5 баллов. В печати имеются непроверенные указания (И. П. Толмачев, 1909 г.), что в г. Кузнецке (ныне Новокузнецке) в 1899 г. имело место землетрясение силой до 10 баллов. В Горной Шории, в районе Таштагольского рудника, перемещения в зонах разломов продолжаются и поныне, осложняя горные работы рудника. Из района Телецкого озера зона разломов продолжается, с одной стороны, к юго-востоку, в Монголию, где известны сильнейшие катастрофические землетрясения, а с другой — вдоль северного фаса Западного Саяна. Боковые разломы этой зоны отходят от Телецкого озера к северу в направлении Горной Шории и г. Новокузнецка.



http://jurassic.ru/

## ЛИТЕРАТУРА


Агульник И. М., Бенько Е. И., Гришин М. П., Еханин Е. В., Юдин В. И. Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики ее исследования. Тр. СНИИГГИМС, вып. 11, 1960.

Адаменко О. М., Казаков П. Е., Канопа В. В. О возрасте бийской террасы. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3, Томск, 1962.

Адаменко О. М. Основные этапы мезозойской и кайнозойской истории Предгорного Алтая. Геология и геофизика, № 2, 1963.

Адаменко О. М. Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бии и Катуни. Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, т. 22, М., 1963.

Адаменко О. М., Малолетко А. М. О ранне- и среднеплейстоценовых долинах Предалтайской равнины. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2, Томск, 1963.

Адлер Ю. Ф. Результаты геологоразведочных работ на правобережье р. Ини к юго-востоку от Ленинского района в центральной части Кузнецкого каменноугольного бассейна. Материалы по геологии Зап. Сибирского края, вып. 23, Томск, 1935.

Адлер Ю. Ф. Геологическое строение Тарадановского увала в Кузнецком бассейне. Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 32, Томск, 1936.

Адлер Ю. Ф. Геологическое строение левобережья р. Томи в районе с. Крапивина в Кузнецком бассейне. Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 2 (44), 1938.

Адлер Ю. Ф., Карпов Н. Ф., Нейбург М. Ф., Яворский В. И. Новые материалы по триасу в Кузнецком бассейне. Пробл. сов. геол., № 10, М., 1936.

Аксарин А. В. О четвертичных отложениях Чуйской степи в ЮВ Алтае. Вестник ЗСГТ, вып. 5, Томск, 1937.

Аксарин А. В. Чуйский буроугольный район в ЮВ Алтае. Вестник ЗСГУ, вып. 4, Томск, 1938.

Аксарина Н. А. О кембрийских брахиоподах Западной Сибири. Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 63, Томск, 1962.

Алабин Л. В. Ольгинский интрузивный массив на северо-западе Кузнецкого Алатау. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3, Томск, 1959.

Алабин Л. В. О структурно-фациальных зонах нижнего кембрия на северо-западе и севере Кузнецкого Алатау. Геология и геофизика, № 4, 1963.

Александров А. И. Геология и полезные ископаемые горы Мурзинки в СЗ Алтае. Тр. научн. конф. по изучению и освоению производительных сил Сибири, т. II, Томск, 1940.

Александров А. И. Талицкий интрузивный массив. Сов. геол., № 27, 1947.

Алексеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. М., 1938.

Алексин А. А. Об угленосности третичных отложений среднего течения р. Оби. Вестник ЗСГУ, № 2, Томск, 1957.

Алескерова З. Т., Ли П. Ф., Осыко Т. И., Ростовцев Н. Н., Толстихина М. А. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Зап. Сиб. низменности. Сов. геол., № 55, М., 1957.

Аммосов И. И. Опыт параллелизации пластов Ленинского месторождения Кузбасса. Изв. Томского индустриального ин-та, т. 58, Томск, 1937.

Ананьев А. Р. Геология мезозойских отложений района д. Усть-Серты на р. Кии. Уч. зап. ТГУ, № 10, Томск, 1948.

Ананьев А. Р. К вопросу о кембрии и докембрии в Мариинской тайге Кузнецкого Алатау. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, № 2, 1948.

Ананьев А. Р. Новые материалы по геологии мезозойских отложений в Чулымо-Енисейском бассейне. Тр. ТГУ, сер. геол., № 2, Томск, 1953.

Ананьев А. Р. О нижнедевонской флоре юго-восточной части Зап. Сибири. Вопросы геологии Азии, т. I, 1954.

Ананьев А. Р. Новые данные о девонской флоре Саяно-Алтайской горной области. Тр. ТГУ, сер. геол., т. 132, Томск, 1954.

Ананьев А. Р. Важнейшие местонахождения девонских флор Саяно-Алтайской горной области. Томск, 1959.


http://jurassic.ru/

Ананьев А. Р. К изучению среднедевонской флоры Саяно-Алтайской горной области. Ботанический жур., т. 45, № 5, 1960.

Ананьев А. Р., Васильев Д. А. Материалы к изучению юрских отложений центральной части Кузбасса. Тр. ТГУ, т. 96, Томск, 1939.

Андреева Е. М., Петросян Н. М., Радченко Г. П. Новые данные по фитостратиграфии девонских отложений Алтае-Саянской горной области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 70, Л., 1962.

Аникеев К. А., Кочкин Г. Б. Петрохимические особенности девонских эффузивов Уйменской депрессии (Горный Алтай). Геология и геофизика, № 12, 1961.

Арапов Ю. А., Монахов Н. Я. Геолого-петрографический очерк северного склона Холзунского хребта (верховье р. Кок-су). Тр. Ойротской экспед., Горный Алтай, т. I, изд. АН СССР, 1941.

Афанасьев Г. Д. Алтайско-Кузнецкая петрографо-геохимическая экспедиция. II Бийский отряд. Вестник АН СССР, № 11, 1932.

Афанасьев Г. Д. Петрографические исследования бассейна рр. Бии, Антропа и Иши. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. I, изд. АН СССР, 1934.

Афанасьев Г. Д. Петрографические исследования в связи с марганцевым оруденением в Ойротии и Горной Шории в 1934 г. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. 4, изд. АН СССР, 1937.

Баженов И. К. Геологическое строение стыка между Западным Саяном и Кузнецким Алатау. Изв. СОГК, т. X, вып. 3, Томск, 1930.

Баженов И. К. Нефелиновые породы горы Горячей. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64, М., 1963.

Баженов И. К. Эффузивный и жильный комплекс щелочных и нефелиново-щелочных пород восточного склона Кузнецкого Алатау. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64, М., 1963.

Баженов И. К., Врублевский В. А., Заболотникова И. И., Скобелев Ю. Д. Краткая характеристика отдельных участков нефелиновых пород Кузнецкого Алатау. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64, М., 1963.

Баженов И. К., Заболотникова И. И., Скобелев Ю. Д. Генезис нефелиновых пород Кузнецкого Алатау и особенности их петрохимического состава. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64, М., 1963.

Байковская Т. Н. Верхнемеловые флоры северной Азии. Палеоботаника, т. II, изд. АН СССР, 1956.

Байковская Т. Н. О верхнемеловых флорах Чулымо-Енисейского бассейна. Сб. памяти А. Н. Криштофовича. Изд. АН СССР, 1957.

Баклаков М. С. Элементы стратиграфии и металлогении северо-западной части Алтая. Пробл. сов. геол., № 4, М., 1937.

Бакиров Э. А., Гурари Ф. Г., Ровнин Л. И. Тектоника мезо-кайнозойских отложений южной половины Западно-Сибирской низменности. Геология нефти, № 5, М., 1957.

Балабай Я. Я. Происхождение гривового рельефа Западно-Сибирской низменности. Землеведение, т. 38, вып. I, 1936.

Балахматова В. Т., Липман Р. Х. Стратиграфическое расчленение девонских, верхнеюрских, меловых и третичных отложений по Барабинской опорной скважине I-Р на основании изучения микрофауны. Материалы по геол. и полезным ископаемым, ч. II, ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 9, Л., 1955.

Балахматова В. Т., Липман Р. Х., Романова В. И. Характерные фораминиферы мела и палеогена Западно-Сибирской низменности. Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 2, 1955.

Барков Б. В. Материалы по геоморфологии р. Тыма. Вопр. географии Сибири, № 2, 1951.

Барцева М. Н., Перфильев Ю. С. Материалы к стратиграфии ордовика и силура С.-З. Алтая. Тр. ВАГТ, № 3, М., 1957.

Батурин В. С. К литологии Кузнецкого бассейна. Тр. ЦНИГРИ, вып. 55, М., 1935.

Батурин В. С. Фазы тектогенеза Тельбесского района Горной Шории. Проблемы сов. геол., т. 6, № 7, М., 1936.

Бейром С. Г. Некоторые вопросы геоморфологии и гидрогеологии г. Новосибирска. Вестник ЗСГУ, № 4, Томск, 1947.

Белуховский Н. Ф. Тектоническая схема Кузбасса. Горный журнал, № 5, 1932.

Беккер-Мигдисова Е. Э. Обзор фауны равнокрылых и сеноедов ерунаковской и кузнецкой свит Кузбасса. ДАН СССР, т. XC, № 1, М., 1953.

Беккер-Мигдисова Е. Э., Мартынова О. М., Родендорф Б. Б. О биостратиграфии угленосной толщи Кузнецкого бассейна на основе изучения ископаемых насекомых. Вопр. геологии Кузбасса, т. 1, М., 1956.

Белова А. В. О фации кузнецкой свиты Кузбасса. Вопр. геологии Кузбасса, т. I, М., 1956.

http://jurassic.ru/

Белостоцкий И. И. Основные черты стратиграфии и условия образования Уйменской депрессии на Северо-Восточном Алтае. Сов. геол., № 45, 1955.

Белостоцкий И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая. Тр. ВАГТ, № 2, 1956.

Белостоцкий И. И. Девонские прогибы Горного Алтая и вопрос о возрасте его структур. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1961.

Белоусов А. Ф. К геологии Бийского выступа в Северном Алтае. Тр. ЗСФАН СССР, № 17, 1957.

Белоусов А. Ф. О разрезе древнейших неметаморфических толщ и верхней границы докембрия Алтая. Изв. ТПИ, т. 90, Томск, 1958.

Белоусов А. Ф., Сенников В. М. Кембрий Северо-Восточного Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 13, 1960.

Бельская Т. Н., Ивания В. А. Кораллово-строматопоровый биогерм верхнедевонского возраста на р. Томи. ДАН СССР, т. 100, № 3, 1955.

Бельштерли М. К. Граниты Новосибирска. Тр. ПЕТРИН АН СССР, вып. 3, 1933.

Беляев А. П., Лишкевич В. В., Полтораков Г. И. Угленосность северо-западной части Рудного Алтая. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2, Томск, 1963.

Белянин Н. М. К вопросу о стратиграфии ерунаковской свиты центральной части Кузбасса. Геолого-исследовательские работы Главуглеразведки МУП. Углетехиздат, 1951.

Белянин Н. М., Халфин Л. Л. Стратиграфическая схема Кузбасса, принятая совещанием 1954 г. Вопр. геологии Кузбасса, т. I, М., 1956.

Белянин Н. М. Расчленение и параллелизация разрезов ерунаковской свиты Кузбасса. Вопр. геологии Кузбасса, т. I, М., 1956.

Белянин Н. М. Сопоставление разрезов нижнебалахонской и верхнебалахонской свит Анжерского и Кемеровского районов Кузбасса. Вопр. геологии Кузбасса, т. II, Томск, 1959.

Бенедиктова Р. Н. Об отложениях нижнего карбона Горловского каменноугольного бассейна. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, № 13, 1953.

Бенедиктова Р. Н. О брахиоподах и возрасте острогской свиты Кузбасса. Вопр. геологии Кузбасса, т. I, М., 1956.

Бенедиктова Р. Н., Иванов К. В., Муромцева В. А. О стратиграфии и возрасте глинистых сланцев окрестностей г. Томска. Тр. СНИИГГИМС, вып. 8, 1960.

Бенько Е. И., Дербиков И. В. Схема тектогенеза мезо-кайнозоя Западно-Сибирской низменности. Изв. СОАН СССР, № 4, 1958.

Бетехтина О. А. О границе между ильинской и ерунаковской свитами и расчленения последней. Вопр. геологии Кузбасса, т. I, М., 1956.

Бетехтина О. А., Казанский Ю. П. О границе перми и триаса в западной части Ерунаковского района Кузбасса. Изв. ТПИ, т. 99, Томск, 1959.

Билль И. Исследование водоносности Алейско-Кулундинской степи в 1897—1898 гг. Горный журнал, № 8—9, 1900.

Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Под ред. Л. Л. Халфина, т. I, Нижний палеозой. Тр. СНИИГГИМС, вып. 19, 1960.

Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Под ред. Л. Л. Халфина. Том II. Средний палеозой. Тр. СНИИГГИМС, вып. 20, 1960.

Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Под ред. Л. Л. Халфина. Том III. Верхний палеозой. Тр. СНИИГГИМС, вып. 21, 1962.

Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири. Том I и II (атлас палеонтологических таблиц). Под ред. Л. Л. Халфина. Тр. СНИИГГИМС, вып. 22, 1962.

Богачев В. В. Пресноводная плиоценовая фауна Западной Сибири. Изв. ГК, т. 27, 1908.

Богданов Г. П. Геологический очерк ю.-з. части Кузнецкого каменноугольного бассейна и прилегающих возвышенностей. Записки минералогического общ., серия 2, т. 18, 1883.

Богданов Д. Материалы для геологии Алтая. М., 1911, 2-е изд., 1914.

Богданович К. И. Геологическое исследование вдоль Сибирской железной дороги в 1893 г. Горный журнал, т. 14, кн. 8—9, 1893.

Богданович К. И. Геологические исследования, произведенные в 1892 г. горными инженерами К. Богдановичем и П. Яворовским. Горный журнал, т. 1, 1893.

Богданович К. И. О геологических исследованиях в 1893 г. вдоль Среднесибирской жел. дороги. Изв. ГК, т. 13, 1894.

Болгов Г. П. О геологическом строении и полезных ископаемых Тарсьминского района на Салаире. Вестник ЗСГРТ, вып. 6, 1933.

Болгов Г. П., Сивов А. Г. Новые данные по стратиграфии палеозоя ю.-з. склона Кузнецкого Алатау. Пробл. сов. геол. № 9, М., 1933.

Большой Алтай. Сб. статей. Изд. АН СССР, 1934.

Борисяк А. А. Геологический очерк Сибири. ПГР, 1923.

http://jurassic.ru/

Бояршинов. Геогностическое описание средней части долины р. Корбалихи. Горный журнал, т. II, 1846.

Бояршинов. Геогностическое описание северо-восточного склона Салаирского кряжа по левой стороне р. Томи. Горный журнал, 1, 1856.

Бояршинов. Объяснительная записка к общей геогностической карте Кузнецкого каменноугольного бассейна за 1855—1856 гг. Горный журнал, т. I, 1858.

Бубличенко Н. Л. О некоторых среднедевонских брахиоподах Алтая. Изв. ГК, т. 46, № 10, Л., 1927.

Бубличенко Н. Л. Фауна брахиопод нижнего палеозоя окрестностей с. Сары-Чумышского (Кузнецкий бассейн). Изв. ГК, т. 46, № 8, Л., 1927.

Бубличенко Н. Л. Основные тектонические линии Рудного Алтая. Большой Алтай, т. 2, изд. АН СССР, 1936.

Бубличенко Н. Л. Геологическое строение берегов Телецкого озера и его происхождение. Исследования озер СССР, вып. 9, 1937.

Бубличенко Н. Л. Происхождение Телецкого озера. Вестник ЗСГУ, вып. 3, Томск, 1939.

Бубличенко Н. Л., Белоусова В. Т., Воднева Е. Д. Геологические исследования района Телецкого озера на Алтае. Изв. ВРГО, т. 1, вып. 71, 1931.

Бузулуцков Ф. С., Гурова Т. И. и др. Литология мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. Гостоптехиздат, 1957.

Булатова З. И. и др. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. Гостоптехиздат, 1957.

Булынникова А. А. К вопросу о выделении пировской свиты в Чулымо-Енисейском районе Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, серия «Нефтяная геология», вып. 9, 1960.

Буров В. П. Рельеф Кузнецкого Алатау и этапы его формирования. Уч. зап. Томского ун-та, № 36, Томск, 1960.

Бутов П. И. Геологические исследования в Кузнецком бассейне. Изв. ГК за 1921 г., т. 40, № 7, Л., 1925.

Бутов П. И. Исследования в Присалаирской полосе Кузбасса. Изв. ГК за 1923 г., т. 42, № 10, Л., 1925.

Бутов П. И. Правобережье р. Томи между устьем р. Осиповой и Кемеровской копью. Материалы по общ. и прикл. геологии, вып. 120, Л., 1926.

Бутов П. И. Геологические исследования в с.-в. и с.-з. углах Кузнецкого каменноугольного бассейна. Изв. ГК за 1925 г., т. 44, № 2, 1927.

Бутов П. И., Яворский В. И. Материалы для геологии Кузнецкого каменноугольного бассейна (ю.-з. окраина бассейна). Материалы по общ. и прикл. геологии, вып. 48, 1922.

Варданянц Л. А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа. Изв. Геогр. об-ва, т. 70, вып. 3, 1938.

Васютина Л. Г., Микунов М. Ф. Сержинский массив гранитоидов на Рудном Алтае. Тр. МГРИ, т. 29, 1956.

Васюхичев П. Н. Плотниковский угленосный район Кузбасса. Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 24, Томск, 1935.

Васюхичев П. Н. Геологическое строение района дд. Борисовой и Трифоновой в Кузнецком каменноугольном бассейне. Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 6 (48), Томск, 1939.

Вдовин В. В. Геотектонические структуры Колывань-Томской дуги. Тр. ЗСФАН СССР, вып. 15, 1956.

Вдовин В. В. Кайнозойские отложения Каменско-Новосибирского Приобья. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 15, 1956.

Вебер В. Н. Силурийские трилобиты из Кузнецкого бассейна. Изв. ГК, т. 47, вып. 5—9, Л., 1933.

Векшина В. Н. Элементы палеогеографии мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности по данным анализа диатомовых водорослей кокколитофорид. Тр. СНИИГГИМС, серия «Нефтяная геология», вып. 26, Л., 1962.

Великовская Е. М. Геологическая история Южного и Западного Алтая в кайнозое и формирование древних долин. Тр. ТГУ, сер. геол., 132, Томск, 1954.

Вениюков П. Н. Геологическое описание юго-западной четверти 14 листа 7-го ряда десятиверстной карты Томской губ. (лист Балахонка), т. 2, вып. 1, 1896.

Винкман М. К. Стратиграфия древнейших отложений с.-в. части Горного Алтая. ДАН СССР, т. II, № 1, М., 1948.

Винкман М. К. Материалы по стратиграфии северо-восточного Алтая. Вестник ЗСГУ, № 1, Томск, 1948.

Винкман М. К. Структура и стратиграфия древних толщ Катунского горст-антиклинального выступа на Северном Алтае. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, № 2, 1948.

Винкман М. К. Стратиграфическая схема докембрийских и нижнепалеозойских отложений Горного Алтая. Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 61, М., 1958.

http://jurassic.ru/

Винкман М. К. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая. Материалы по региональной геологии, вып. 5, СНИИГГИМС, 1959.

Винкман М. К., Гинцингер А. Б. К вопросу о возрасте гипербазитов Горного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1954.

Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Егорова Л. И. Опорные разрезы нижнего кембрия и синия Горной Шории и Горного Алтая. Сов. геол., № 12, М., 1962.

Вифанский К. Н., Высокоостровская Е. Б., Домарев В. С. Восточный Горный Алтай. Геологическое строение СССР. Госгеолтехиздат, т. 2, 1958.

Войцель З. А., Иванова Е. А., Козырева В. Ф., Климко С. А., Пода А. Г. Литолого-палеонтологические исследования отложений нижнего мела в восточной части Западно-Сибирской низменности. Материалы по геол. Зап.-Сиб. низменности, № 1, Томск, 1960.

Возженникова Т. Ф. Палеоальгологическая характеристика мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. I. Новосибирск, 1960.

Волков В. В. Опыт расчленения кембро-ордовикских отложений Белухинского антиклинория. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3, Томск, 1960.

Волкова А. Н. Сравнительная литологическая характеристика балахонской серии юга и севера Кузбасса. Изв. Томского политехнического ин-та, т. 99, Томск, 1959.

Вологдин А. Г. К стратиграфии кембрия Горной Шории. Бюллетень МОИП, отд. геологии, т. 14 (6), 1936.

Володин А. Г. О возрасте гранитов Мустагского и Сарлыкского плутонов в Горной Шории. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 17. 1956.

Вотах М. Р. Разрез четвертичных отложений у с. Вертикос (Висков Яр) на р. Оби. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 27. Новосибирск, 1962.

Врублевский В. А. Геология и петрография нефелиновых сиенитов окрестностей Старого Берикуля в Мариинской тайге. Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 64, М., 1963.

Врублевский В. А., Кортусов М. П. Нефелиновые сиениты правобережья р. Кии в районе пос. Гавриловки. Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 64, М., 1963.

Вылцан И. А. О расчленении отложений кузнецкой и ильинской свит Кузбасса. Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Высоцкий В. И., Некипелов В. Е. Северный участок Араличевского каменноугольного месторождения по данным 1928—1930 гг. Материалы по геологии Зап. Сибирского края, вып. II. Томск, 1934.

Высоцкий Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. Геол. исслед. и разв. работ по линии Сибирской жел. дороги, вып. V. 1896.

Габуния К. Е. Материалы к изучению фауны кораллов из нижнекаменноугольных отложений около д. Ройки по р. Томи. Изв. Сиб. ГК, т. I, вып. 3. Томск, 1919.

Гаврилова В. Н., Чернов В. И. Основные черты геологии и петрографии интрузивных пород Рудного Алтая. Труды ВАГТ, вып. 3, 1957.

Гапеев А. А. Кузнецкий каменноугольный бассейн. КЕПС, № 4, вып. 20, 1919.

Гапеев А. А. Геологическое обследование бассейнов рр. Тайдона и Осиповой в Кузнецком бассейне. Отчет по исследованиям, произведенным ГК в 1918 г. в Сибири и на Урале. Изв. ГК за 1919 г., т. 38, Томск, 1919.

Гапеев А. А. Обследования с.-в. части Кузнецкого бассейна. Изв. ГК за 1920 г., т. 39, № 2, 1923.

Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1958.

Геология СССР, том XLIV (Западно-Сибирская низменность), ч. I, Госгеолтехиздат, 1964.

Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 114, Л., 1958.

Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия, т. 2. Магматизм, т. 3. Тектоника. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Герасимов И. П. К истории развития рельефа Обь-Иртышской равнины. Гос. гидрогеологич. ин-т исследования подземных вод СССР, вып. V, 1934.

Герасимов И. П. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской низменности. Изв. АН СССР, серия геол. № 5, М., 1940.

Гинцингер А. Б. Стратиграфическая схема отложений ордовика, силура и девона Горного Алтая. Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 61, М., 1958.

Гинцингер А. Б. Материалы по стратиграфии силурийских и девонских отложений Горного Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 5, 1959.

Гинцингер А. Б. К стратиграфии ордовика Ануйско-Чуйского и Чарышско-Инского синклинориев Горного Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24, М., 1962.

http://jurassic.ru/

Глазунова А. Е. К изучению меловых аммонитов Западно-Сибирской низменности. Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 9. Материалы по геологии и полезным ископаемым, ч. 2, 1955.

Глазунова А. Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфии меловых отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сибири, 1956.

Глазунова А. Е. Спорные вопросы стратиграфии меловых отложений Западно-Сибирской низменности. Сов. геол., № 1, М., 1960.

Глазунова А. Е., Балахматова В. Т., Липман Р. А., Романова В. И., Хохлова И. А. Стратиграфия и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 29, Л., 1960.

Горбунов М. Г., Шацкий С. Б. Стратиграфическое положение третичной флоры Компасский Бор на р. Тым (Западная Сибирь). ДАН СССР, № 97, № 6. М., 1954.

Горбунов М. Г. О новом местонахождении третичной флоры на р. Тым. Уч. зап. ТГУ, вып. 7, Томск, 1947.

Горбунов М. Г. и Баркалов И. А. К вопросу о стратиграфическом положении третичных флор в долине р. Оби в районе Томска. ДАН СССР, т. 105, № 5, М., 1955.

Горбунов М. Г. Новые данные о возрасте третичных отложений у д. Реженка в районе города Томска. Докл. VII научн. конф. (ТГУ), посвящ. 40-летию Великой Октябрьской соц. революции, вып. 4. Томск, 1957.

Горбунов М. Г. Третичные сосны Западной Сибири. Ботанич. журнал, т. 43, № 3, 1958.

Горбунов М. Г. Геологический очерк урочища Компасский Бор на реке Тым (Западная Сибирь). Уч. зап. Томского ун-та, т. 44. Томск, 1962.

Горелов Г. Ф. Отложения майского яруса среднего кембрия в северо-западной части Кузнецкого Алатау. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2. Томск, 1958.

Горелова С. Г., Радченко Г. П. Расчленение кузнецкой свиты на основе палеоботанических данных. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 4. Томск, 1959.

Горелова С. Г. Новые данные к палеоботаническому обоснованию расчленения кольчугинской серии Кузбасса. Сов. геол., № 11, 1961.

Горелова С. Г. Фитостратиграфия острогской свиты Кузнецкого бассейна. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3. Томск, 1962.

Горелова С. Г., Максимов И. П. К стратиграфии верхнепермских отложений западной части Плотниковского угольного района Кузбасса. Материалы по геологии Западной Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Горжевский Д. И. К вопросу о геологической истории Рудного Алтая в палеозое. ДАН СССР, т. 101, № 4. М., 1955.

Горжевский Д. И., Комар В. А., Яковлев Г. Ф. Структурно-фациальные зоны Рудного Алтая. Сов. геология, № 48. М., 1955.

Горжевский Д. И., Яковлева Е. Б. Петрохимические особенности магматических пород северо-западной части Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.

Горностаев Н. Н. Геология Горного Алтая. Сб. «Ойротия», т. I, 1938.

Городецкая М. Е. Некоторые особенности гривно-ложбинного рельефа юго-запада Западной Сибири в связи с вопросом его генезиса. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1, 1962.

Гранэ Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае. Изв. ЗСО РГО, т. 1—2, 1915.

Гранэ Г. О значении ледникового периода для морфологии С-В. Алтая. Изв. ЗСО РГО, XXXVIII, 1916.

Грацианова Р. Т. Новые данные о фауне и стратиграфии девона Горного Алтая. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 10, 1950.

Грацианова Р. Т. Разрез девонских отложений по р. Коргон в Горном Алтае. Тр. ТГУ, сер. геол., № 132, 1954.

Грацианова Р. Т. Морские отложения турнейского яруса в Горном Алтае. ДАН СССР, т. 127, № 4, 1957.

Григорьев И. Ф. Геологические исследования в Змеиногорском районе. Изв. ГК, № 2, 1924.

Григорьев И. Ф. Геологические исследования в Змеиногорском районе. Изв. ГК за 1921 г., т. 40, № 7, 1925.

Григорьев И. Ф. Геологическая съемка в Змеиногорском уезде Алтайской губ. Изв. ГК за 1922 г., т. 41, № 10, 1926.

Григорьев И. Ф. Геологические исследования в северной части Рудного Алтая. Изв. ГК за 1925 г., т. 44, № 2, 1927.

Григорьев И. Ф. Полосчатые интрузивные порфиры Змеиногорского района. Сб. «Акад. В. А. Обручеву к 50-летию», т. II. АН СССР, 1939.

Григорьева К. Н., Маркова Л. Г., Казанский Ю. П. Стратиграфия верхнемеловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Материалы по геологии Зап.-Сибирской низменности, № 1. Томск, 1960.

http://jurassic.ru/

Громов В. И. Материалы по геологии Омско-Барабинского района. Тр. ИГН АН СССР, вып. 28, сер. геол., № 8, 1940.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 64, сер. геол. (№ 17), 1948.

Грязев П. Г. Анжеро-Судженский район. Полезные ископаемые Зап. Сибири, т. III, Угли. 1935.

Гурари Ф. Г. О генезисе мезо-кайнозойских структур южной части Западно-Сибирской низменности. ДАН СССР, т. 112, № 1, 1957.

Гурари Ф. Г. К вопросу о строении локальных поднятий в мезо-кайнозойском чехле Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. 1, 1959.

Гурари Ф. Г., Ушакова М. В. Стратиграфия третичных отложений Обь-Иртышского междуречья. Тр. СНИИГГИМС, вып. 1, 1959.

Гурова Т. И. К вопросу о происхождении терригенного материала среднеюрских пород юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. ДАН СССР, т. 128, № 3, 1960.

Гусев А. И. Геологическое строение и полезные ископаемые района г. Новосибирска. Изд. ЗСГГТ. Томск, 1934.

Дембо Т. М. Геологическое строение и золотое оруденение северной части Кузнецкого Алатау. Тр. НИГРИЗолото, вып. 19, 1952.

Дембо Т. М. Стратиграфия нижнего палеозоя северной части Кузнецкого Алатау. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 5, 1959.

Дементьев В. А. Схематическая карта рельефа центральной части Западно-Сибирской низменности. Изв. РГО, вып. 5, 1937.

Дементьев В. А. Опыт геоморфологического районирования Западно-Сибирской низменности. Изв. ВГО, т. 72, вып. 3, 1940.

Дербиков И. В. К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1952.

Дербиков И. В. Элементы тектоники Урало-Сибирской геосинклинальной области. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 15, 1956.

Дербиков И. В. Тектоническая схема фундамента низменности. Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 114. Гостоптехиздат, 1958.

Дербиков И. В., Гришин М. П., Агульник И. М. К вопросу о дизъюнктивной тектонике и методах ее выявления на территории Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. 10, 1960.

Державин А. Н. Геологические наблюдения по линии Томско-Барнаульского и Барнаульско-Кузнецкого трактов. Изв. ТГУ, т. 2, 1890.

Державин А. Н. Геологический разрез берегов р. Томи от Кузнецка до Томска. Изв. ТГУ, т. 2, кн. 3. Томск, 1890.

Державин А. Н. Отчет о геологической экскурсии на р. Томи в 1891 г. Изв. ТГУ, кн. 5, Томск, 1893.

Державин А. Н. Геологические наблюдения в бассейне р. Томи. Горный журнал, т. 4, № 10—11, 1893.

Державин А. Н. Геологические наблюдения между Обью и Томью в пределах ж.-д. полосы. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб., ж.-д., СПб, вып. 1, 1896.

Державин А. Н. О Кузнецком угленосном бассейне. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж.-д. СПб, вып. 1, 1896.

Державин А. Н. Геологическое описание ю.-в. четверти л. 13 ряда VII и с.-в. четверти л. 13 ряда VIII 10-верстной топографической карты Томской губ. (лист Колывань, Бердское). Тр. геологической части Кабинета, т. III, в. 1, 1898.

Дмитриев А. Н., Зыков С. И., Кляровский В. М., Щербаков Ю. Г. Новые данные о мезозойском магматизме и оруденении в Горном Алтае и Кузнецком Алатау. ДАН СССР, т. 153, № 4, 1963.

Дмитриев В. П. Геологическое строение и размещение оруденения на Корбалихинском месторождении. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2. Томск, 1963.

Додин А. Л. К вопросу о взаимоотношении докембрия и кембрия в южной части Кузнецкого Алатау. Вестник ЗСГУ, № 3. Томск, 1941.

Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. М., 1948.

Додин А. Л. Основные черты истории геологического развития Алтае-Саянской геосинклинальной области. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 8. Материалы по геологии и полезным ископаемым, ч. 1, 1956.

Додин А. Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.

Додин А. Л. Кузнецкий Алатау и Горная Шория. Геологическое строение СССР, т. 2, 1958.

http://jurassic.ru/

Додин А. Л. Кембрий Алтае-Саянской геосинклинальной области. Геологическое строение СССР, т. 1, Стратиграфия. ВСЕГЕИ, 1958.

Додин А. Л. Основные черты тектоники центральной и восточной части Алтае-Саянской области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 66, Л., 1961.

Дорофеев П. И. О находке третичной флоры на Алтае. ДАН СССР, т. 105, № 5, 1956.

Драверт П. Л. К минералогии кайнозойских отложений Обь-Иртышского бассейна. Изв. ЗСО РГО, т. V, 1926.

Драверт П. Л. К минералогии осадочных отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. Сиб. ин-та сельского хоз. и лесоводства, т. XIII, вып. 2, 1929—1930.

Дрягина Л. Л. О находке юрских спорово-пыльцевых комплексов в Горной Шории. Материалы по геологии Западной Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Дубинкин С. Ф. Новые данные о майминской «морене» Горного Алтая. Сов. геол., № 4, 1961.

Дубинкин С. Ф. К морфологии Юго-Восточного Алтая. Вестник ЗСГУ, вып. 4, Томск, 1940.

Дубинкин С. Ф. К вопросу о пенеплене Алтая. Вестник ЗСГУ, № 2, Томск, 1940.

Дубок А. П., Житков М. Н. Геологическое строение верховьев р. Томи. Материалы по геологии Западно-Сибирского края, вып. 17. Томск, 1934.

Егоров А. С. Геологическое строение южного склона Теректинского хребта в Центральном Алтае. Вестник ЗСГТ, вып. 1—2. Томск, 1936.

Егоров А. С. Геологическое строение Уймонского района в Центральном Алтае. Материалы по геологии Зап.-Сибирского края, вып. 40. Томск, 1937.

Елисафенко Т. И. Мезозой северного продолжения Кузбасса. Вопр. геологии Кузбасса, т. I, М., 1956.

Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, сер. I, региональная петрография, вып. 6, АН СССР, 1938.

Желтоногова В. А., Зинченко В. Г. О возрасте некоторых силурийских отложений Салаирского кряжа Западной Сибири. Сов. геол., № 9, 1960.

Жемчужников Ю. А. К вопросу о составе и расчленении безугольной свиты Кузнецкого бассейна. Вестник ЗСГУ, № 3, Томск, 1944.

Жемчужников Ю. А. К вопросу о границе между ерунаковской и ильинской подсвитами Кузнецкого бассейна. Зап. ЛГИ, т. 17—18, 1948.

Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С. О сопоставлении разрезов ерунаковской подсвиты Кузнецкого бассейна. Сб. памяти акад. П. И. Степанова, 1952.

Жмаев А. П. О коралловой фауне из остракодовой толщи юго-западной окраины Кузбасса. Вестник ЗСГУ, № 2. Томск, 1948.

Журавлева И. Т. Археоциаты кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, 56, 1955.

Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Хоментовский В. В. Схема расчленения нижнекембрийских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. Геология и геофизика, № 1, 1962.

Заболотникова И. И., Хватов В. В. Нефелиновые и содалит-канкринитовые породы Кобарзинского участка. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64. М., 1963.

Заболотникова И. И., Хватов В. В. Щелочные породы участка Сынзас. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64. М., 1963.

Зайцев А. М. Заметка о геологическом строении окрестностей г. Томска. Тр. Томск. о-ва естеств., т. 1, 1888.

Зайцев А. М. Геологические исследования 1893 г. в бассейне рек Яи и Кии и по р. Чулыму. Горный журнал, т. 3, № 8, 1894.

Зайцев А. М. Геологические исследования в бассейне рр. Томи и Оби. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж.-д. СПб, вып. 5, 1896.

Зайцев А. М. Геологические исследования 1894 г. по линии Сибирской железной дороги между р. Томью и г. Ачинском и в бассейнах рр. Яи и Кии. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж.-д. СПб, вып. 1, 1896.

Зайцев А. М. Геологические исследования в районе Сибирской железной дороги между рр. Обью и Чулымом. Геол. исслед. по линии Сиб. ж.-д. вып. 30, 1910.

Зайченко Е. П. Некоторые вопросы петрологии Турочакского массива. Тр. ТГУ, т. 124, сер. геол. Томск, 1953.

Зайченко Е. П. Некоторые вопросы петрологии среднедевонского интрузивного комплекса Алтая. Тр. ТГУ, т. 135, Томск, 1956.

Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры третичных отложений северного Приаралья, Тургайского прогиба, Кулундинской степи и их стратиграфическое значение. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифицир. схем Сибири. Гостоптехиздат, 1957.

Залесский М. Д. Палеозойская флора ангарской серии (Атлас). Тр. ГК, нов. серия, вып. 174, 1918.

Залесский М. Д. К палеозойской флоре ангарской серии. Изв. ГК, 45, № 5, 1926.

http://jurassic.ru/

Залесский М. Д. Наблюдения о возрасте угленосной толщи Кузнецкого бассейна. Материалы по общ. и прикл. геологии, вып. 39, изд. ГК, Л., 1926.

Залесский М. Д. О простирании пермского материка Ангариды. Вестник ГК, № 10, 1928.

Залесский М. Д. О распространении ископаемой флоры родственной гондванской, в пределах северной части Евразии. Изв. АН СССР, 1930.

Залесский М. Д. О новых насекомых, найденных в угленосной толще Кузбасса, и о возрасте ее на основании энтомофауны. Изв. МОИП, 1931.

Залесский М. Д. О подразделении и возрасте антраколитовой системы Кузнецкого бассейна на основании ископаемой флоры. Изв. АН СССР, т. 7, № 4, 1933.

Залесский М. Д. Об антраколитовой системе Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, № 4, 1933.

Залесский М. Д., Чиркова Е. Ф. О некоторых ископаемых растениях из пермских отложений Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, № 8—9, 1935.

Залесский М. Д., Чиркова Е. Ф. Распределение ископаемой флоры по геологическим разрезам антраколита в Кузнецком и Минусинском бассейнах и разделение его на основании этой флоры. Палеофитол. сборн. Изд. АН СССР, М., 1937.

Зальцман И. Г. К стратиграфии меловых отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2. Томск, 1961.

Зальцман И. Г. Стратиграфия третичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 61, М., 1958.

Зальцман И. Г. Континентальные палеогеновые и неогеновые отложения южной части Западно-Сибирской низменности. Сов. геол., № 4, 1961.

Заморуев В. В. О последнем оледенении верховьев реки Катуни и Белой Берели (Центральный Алтай). Информ. сб., № 52 (ВСЕГЕИ), 1962.

Занин Г. В. Геоморфология Алтайского края. Тр. Особой комплексной эксп., т. 1, 1959.

Заспелова В. С. Фораминиферы верхнеюрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности. Микрофауна нефтяных месторождений СССР, сб. I. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 31, 1948.

Захаров А. П., Максимов И. П. Меловые и кайнозойские отложения Неня-Чумышского прогиба. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3, Томск, 1962.

Зверев В. Н. Работы в районе ю.-з. окраины Кузнецкого каменноугольного бассейна близ Салаирского кряжа и частью в пределах этого кряжа, между селениями Пестеревой и Устиновой, Урским поселком и Мокрушиной. Изв. ГК, т. 43, № 2, 1924.

Звонарев И. Н. Геология Новоосиновского каменноугольного месторождения Кузбасса. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 9 (51), Томск, 1940.

Звонарев И. Н. К истории мезозойского угленакопления в Кузнецком бассейне. Материалы Сиб. тематич. комиссии, вып. 2, 1962.

Звонарев И. Н. К вопросу корреляции разрезов угленосных отложений мезокайнозоя Западной Сибири. Материалы Сиб. тематич. комиссии, вып. 2, 1962.

Земцов А. А. Материалы к геоморфологии бассейна р. Парабели. Вопр. географии Сибири, № 3, 1953.

Земцов А. А. О границах распространения и времени образования вечной мерзлоты в Западно-Сибирской низменности. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1. Томск, 1958.

Земцов А. А. О зандровой равнине в центральной части Западно-Сибирской низменности. Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. МГУ, 1959.

Земцов А. А., Тельцова М. М. Минералогический состав четвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2, Томск, 1958.

Зенкова А. А. Геологическое строение ю-в. части Салаирского кряжа. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 12, Томск, 1934.

Зенкова А. А., Матвеевская А. Л. Геологическое строение и полезные ископаемые с-з. части Салаирского кряжа. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 38, Томск, 1937.

Зенкова А. А., Казакевич Ю. П. Докембрий Кожуховского планшета на западном склоне Кузнецкого Алатау. Вестник ЗСГУ, № 2, Томск, 1939.

Зенкова А. А., Казакевич Ю. П. К вопросу о возрасте монцонито-сиенитовой интрузии с-з. части Кузнецкого Алатау. Вестник ЗСГУ, № 5. Томск, 1940.

Зинченко В. Г. К вопросу о возрасте томскозаводской свиты. Материалы по геологии Западной Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Ивания В. А. К вопросу о возрасте некоторых горизонтов коралловых известняков девона с-з. окраины Кузбасса. Уч. зап. ТГУ, № 1. Томск, 1948.

Ивания В. А. К стратиграфии девонских отложений юго-восточной окраины Томской области. Тр. ТГУ, т. 124, сер. геол. Томск, 1953.

http://jurassic.ru/

Ивания В. А. Материалы к изучению верхнеживетского руководящего комплекса кораллов ругоза Кузбасса и Алтая. Тр. ТГУ, № 135. Томск, 1956.

Ивания В. А. О стратиграфии среднего девона Северного Кузбасса. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Иванкин П. Ф. О грубообломочных вулканических породах Золотушинского района Алтая. Тр. Алтайского горнометаллург. ин-та АН Каз. ССР, т. 2, 1955.

Иванов К. В. Стратиграфия и литология нижнекаменноугольных отложений юго-востока Томской области. Тр. ТГУ, № 124, сер. геол., Томск, 1953.

Иванов К. В. К вопросу о тайгинских глинах водораздела Томь-Чулым. Тр. ТГУ, № 133. Томск, 1956.

Иванова Е. Ф. О границе между апт-альбскими и сеноманскими отложениями в южной части Западно-Сибирской низменности. Геология и геофизика, № 9, вып. 5, 1960.

Иванова Е. Ф. К стратиграфии мезозоя во впадинах южного обрамления Западно-Сибирской низменности. Геология и геофизика, № 9, 1961.

Ивановский Л. Н. Новые данные по современному и древнему оледенению Теректинского хребта на Алтае. Тр. ТГУ, т. 147. Томск, 1937.

Ивановский Л. Н. К вопросу о древнем оледенении Северного Алтая. Тр. ТГУ, т. 133. Томск, 1956.

Ивашкина Р. Н. Нефелиновые породы массива Кургусуль-Лиственный. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64. М., 1963.

Игнатов П. Г. Исследование Телецкого озера на Алтае летом 1901 г. Изв. РГО, т. XXVIII, вып. 2, 1902.

Ильенок С. С. Щелочные породы участка горы Куль-Тайга. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64. М., 1963.

Ильенок С. С. Щелочные породы участка горы Патын. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64. М., 1963.

Ильин Р. С. Природа Нарымского края. Материалы по изучению Сибири, т. II. Томск, 1930.

Ильин Р. С. Границы оледенения в области среднего течения р. Оби. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, № 14. Томск, 1934.

Ильин Р. С. К геологии Кулунды и Оби от Усть-Чарыша до Камня. Вестник ЗСГГГТ, вып. 3. Томск, 1935.

Казанский Ю. П. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений левых притоков р. Оби. Тр. ТГУ, сер. геол., т. 132. Томск, 1954.

Казанский Ю. П. Осадочные формации и серии апт-альбских, верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений центральной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геологии и геофизики СОАН СССР, вып. 20, 1963.

Казаринов В. П. Геология коры выветривания южной части Колывань-Томской складчатой зоны. Вестник ЗСГУ, № 3—4. Томск, 1942.

Казаринов В. П. Третично-меловая кора выветривания Западной части стыка Кузнецкого Алатау и Чулымо-Енисейской впадины. Вестник ЗСГУ, № 1. Томск, 1948.

Казаринов В. П. Континентальные осадочные формации Западной Сибири. Материалы Новосиб. конф. по учению о геол. формациях, т. 1, 1955.

Казаринов В. П. Фазы и циклы тектогенеза. Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 114, 1958.

Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.

Казаринов В. П. Осадочные серии и тектонические фазы мезозоя и палеогена Сибири. Тр. Ин-та геологии и геофизики СОАН СССР, вып. 20, 1963.

Калецкая Н. С. Развитие рельефа Северо-Восточного Алтая. Пробл. геоморфологии. М., 1948.

Карцева Г. Н. О возрасте мамонтовских слоев на восточном склоне Салаирского кряжа. Геология и геохимия, № 1 (VII), 1957.

Карцева Г. Н., Цырлина В. Б. Стратиграфия девонских отложений Кузнецкого бассейна. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 95, геол. сб. № 2, 1956.

Качурин С. П. Реликты вечной мерзлоты на юге Западной Сибири. Мерзлотоведение, т. II, вып. 1, 1947.

Кесь А. С. О генезисе котловины Западно-Сибирской равнины. Тр. ин-та физ. географии АН СССР, вып. 15. М., 1935.

Кириллов А. С. Верхний девон в зоне сопряжения южного Салаира с Ненинско-Чумышской впадиной. Вестник ЗСГУ, № 4. Томск, 1947.

Кириллов А. С. О стратиграфическом разрезе меловых отложений в бассейне р. Кии. Вестник ЗСГУ, № 2. Томск, 1948.

Кириллов А. С. Стратиграфия меловых отложений бассейна р. Чулым. Вестник ЗСГУ, № 3—4. Томск, 1948.

Кирова Т. В. О четвертичных тектонических разрывах в Рудном Алтае. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 8. Материалы по геол. и полезн. ископ., ч. 1, 1956.

Клюшкина А. В., Прусевич А. М., Скобелев Ю. Д. Кия-Шалтырский массив щелочных габброидов. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64. М., 1963.

http://jurassic.ru/

Кляровский В. М. О взаимоотношении «тельбесской формации» с интрузивом в Тельбесском районе Горной Шории. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 12, 1952.

Ковда В. А. Проблемы Барабинской низменности. Тр. Почв. ин-та АН СССР, т. 44, 1954.

Комар В. А. Стратиграфия девонских отложений Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, № 3, 1957.

Комар В. А. Основные черты палеогеографии Рудного Алтая в девоне. Изв. высш. учебн. завед., сер. геол. и разв., № 5, 1961.

Комаров И. П. Силур и кембрий в С.-З. Алтае. Вестник ГК № 4, 1928.

Комаров И. П. Новые данные о палеозойских отложениях с фауной в Коргонском хребте. Геологический вестник, т. VII, № 1—3, 1930.

Кононов А. Н. Стратиграфия девонских образований центральной части Ануйско-Чуйского синклинория. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3. Томск, 1959.

Кононов А. Н. Отложения девона Центрального Алтая. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Конторович А. Э., Прозорович Г. Э. Новые данные по литологии и геохимии мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности в связи с палеографией. Тр. Ин-та геол. и геофизики СОАН СССР, Геология и геофизика, № 3, 1963.

Конторович А. Э., Резанов А. Н., Садиков М. П. Некоторые черты геохимии мезозойских отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геологии и геофизики СОАН СССР, вып. 20, 1963.

Копытова Э. А., Уманская Е. Я., Палтова Н. М., Грязева А. С. Стратиграфия юрских, меловых и третичных отложений южной части Иртышской синеклизы. Сб. статей по геол. и гидрогеол. ВГГТ, вып. 1, М., 1960.

Корженевский М. О деятельности поисковых партий в Алтайском горном округе в 1851 г. Горный журнал, № 2, 1852.

Коровин М. К. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Томского округа. Томск, 1927.

Коровин М. К. Геология Западной Сибири по новейшим данным. Сб. по геологии Сибири, изд. ЗСГУ. Томск, 1933.

Коровин М. К. Новая позднепалеозойская Обь-Енисейская складчатая зона Западной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1945.

Коровин М. К. Геотектоническое районирование Западной Сибири. «Перспективы нефтегазоносности Зап. Сибири», 1948.

Коровин М. К. Основные элементы геологии и геотектонических структур Западной Сибири. Тр. ГГИ ЗСФАН, СССР, вып. 15, 1956.

Коровин М. К. Геологические исследования по трассе Сибирской железной дороги в конце XIX и начале XX века. «Очерки по истории геологических знаний», вып. 5. М., 1956.

Коровин М. К., Радугин К. В. О возрасте нижней границы тельбесской формации. Вестник ГК, т. II, № 1, 1927.

Королева А. С., Николаев В. А., Шумилова Е. В. К стратиграфии и литологии миоценовых отложений р. Тым. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 12, 1952.

Кортусов М. П. Нефелиновые сиениты района верховьев р. Тайдона (массив горы Пестрой). Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64. М., 1963.

Кортусов М. П., Кузоватов Н. И., Дехтярева Л. В. Щелочные интрузивные породы района рудника Ударного. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64. М., 1963.

Костоманов Г. М. Новые данные по стратиграфии и тектонике Осиновского района Кузбасса. Вопр. геологии Кузбасса, т. I, М., 1956.

Котульский В. К. Обследование рудных месторождений Алтая и Калбинского хребта. Изв. ГК за 1918 г., т. 37, № I, II, 1919.

Кочетков Т. П. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Сибири. Сов. геол., т. 8, № 12, 1938.

Кочкин Г. Б. Петролого-геохимические особенности некоторых аляскитовых гранитов Уйменской депрессии (Горный Алтай). Геохимия, № 1, 1960.

Кочкин Г. Б. Некоторые новые данные о теректинском метаморфическом комплексе (Горный Алтай). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 53, 1962.

Краевская Л. Н. Материалы к изучению девонских отложений Чингисского района. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, № 35. Томск, 1936.

Краевская Л. Н. О верхнем силуре Суенгинского флюоритового месторождения. Вестник ЗСГРТ, № 2. Томск, 1937.

Краевская Л. Н. О возрасте нижней красноцветной толщи барзасского девона. Вестник ЗСГУ, № 4. Томск, 1938.

Краевская Л. Н. К вопросу о распространении верхнедевонских отложений на севере Кузбасса. Вестник ЗСГУ, № 2, Томск, 1957.

Краевская Л. Н. Палеонтологическое обоснование стратиграфической схемы девонских отложений Горного Алтая. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 61. М., 1958.

http://jurassic.ru/

Краевская Л. Н. О биостратиграфии среднего девона Змеиногорского района (Рудный Алтай). Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Краевская Л. Н. и Ломовицкая М. П. О каменноугольных отложениях района г. Камня. Вестник ЗСГУ, № 4. Томск, 1935.

Красников П. Ф. Основные формы дислокаций Прокопьевского рудника в Кузбассе. Сб. по геол. Сибири. Томск, 1933.

Красников П. Ф. Элементы тектоники 2-го Салаирского рудника. Вестник ЗСГРТ, вып. 6. Томск, 1933.

Красников П. Ф. Геологическое строение Средне-Ануйского района Северо-Западного Алтая, по съемке 1931 г. Изв. Томского индустр. ин-та, т. 54, вып. 9, 1935.

Краснов Ю. А. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Тайгинского района. Вестник ЗСГГГТ, № 4. Томск, 1935.

Краснопеева П. С. Мшанки среднего и верхнего девона Алтая. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 20. Томск, 1935.

Краснопеева П. С. Стратиграфия кембрия района Усинского марганцевого месторождения. Вестник ЗСГУ, вып. 4—5. Томск, 1944.

Краснопеева П. С. Палеонтологические данные для сопоставления некоторых свит докембрия Кузнецкого Алатау. Вопр. геологии Сибири, т. I, АН СССР, 1945.

Краснопеева П. С. Основные комплексы археоциат Западной Сибири. Вестник ЗСГУ, № 6. Томск, 1947.

Краснопеева П. С. Археоциатовые и археоциато-трилобитовые горизонты кембрия Алтае-Саянской области. Материалы по геол. Зап. Сибири, № 61. М., 1958.

Краснопеева П. С. Новые виды и впервые встреченные рода мшанок в среднем девоне Рудного Алтая. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Краснопольский А. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1894 г. в Западной Сибири. Горный журнал, т. II, № 6, 1895.

Краснопольский А. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях, проведенных в 1895 г. в Западной Сибири. Геологическое исследование и развед. работы по линии Сиб. ж.-д., вып. V, 1896.

Краснопольский А. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1896 г. в Западной Сибири. Геологические исследования и развед. работы по линии Сиб. ж.-д., вып. IX, 1898.

Краснопольский А. А. Геологические исследования и поиски каменного угля в Мариинском и Томском округах в 1896—1897 гг. Геологические исследования и развед. работы по линии Сиб. ж.-д., вып. XIV, 1898.

Краснопольский А. А. Геологические исследования по линии Сибирской железной дороги. Геологические исследования и развед. работы по линии Сиб. ж.-д., вып. XVII, 1898.

Краснопольский А. А. Геологические исследования в Мариинском округе Томской губ. в 1897 г. Предв. отчет. Геологические исследования и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. XIII, 1899.

Крашенинников Г. Ф. Некоторые закономерности размещения и состава балахонской серии на юге Западной Сибири. Изв. Томского политехнич. ин-та, т. 99. Томск, 1959.

Криштофович А. Н. Отпечатки юрской флоры из Мариинской тайги. Изв. ГК, 46, № 6, 1927.

Криштофович А. Н. Открытие псилофитовой девонской флоры в Кузнецком Алатау. Вестник ГК, IV, № 1, 1929.

Криштофович А. Н. Ботанико-географическая зональность и этапы развития флоры верхнего палеозоя. Изв. АН СССР, № 3, 1937.

Криштофович А. Н. Ботанико-географическая и климатическая зональность в конце палеозойской эры. Природа, № 2, 1937.

Крупенников В. С. Прокопьевский, Киселево-Афонинский районы. Полезные ископаемые Зап. Сиб. края, т. III, угли. Томск, 1935.

Кужельный Н. М. Новые данные о возрастных взаимоотношениях гранитоидов калбинского комплекса. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2. Томск, 1960.

Кузнецов В. А. Интрузивные массивы и молибденовое оруденение северного склона Катунских Альп. Вестник ЗСГТ, № 2. Томск, 1938.

Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау. Материалы по геол. Зап. Сибири, № 10 (52), 1940.

Кузнецов В. А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы. ДАН СССР, т. 60, № 2, 1948.

Кузнецов В. А. Докембрий в Горном Алтае. Труды ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 2, 1948.

Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития Алтае-Саянской горной области. Труды ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 12, 1952.

Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. Вопр. геологии Азии, т. I, М., 1954.

http://jurassic.ru/

Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая. Изв. ЗСФАН. АН СССР, № 2, 1957.

Кузнецов Ю. А. Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. Вестник ЗСГРТ, № 3—4, Томск, 1932.

Кузнецов Ю. А. О стратиграфии палеозоя Горной Шории. Вестник ЗСГРТ № 5, Томск, 1933.

Кузнецов Ю. А. Некоторые новые данные по геологии Горного Алтая. Вестник ЗСГТ, № 1—2, Томск, 1936.

Кузнецов Ю. А. Щелочные граниты Горного Алтая. Вестник ЗСГТ, № 4, Томск, 1937.

Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая. Материалы по геол. Зап. Сибири, № 41, Томск, 1939.

Кузнецов Ю. А. Материалы к стратиграфии и тектонике СЗ. Алтая. Изв. Томского политехн. ин-та, т. 65, вып. 2. Томск, 1950.

Кузнецов Ю. А. К геоморфологии с-з. окраины Алтая. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 65, вып. 2. Томск, 1950.

Кузнецов Ю. А. Порфировые интрузии Северо-Западного Алтая и их фациальность. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1951.

Кузьмин А. М. Геологические исследования в северной части Кузнецкого Алатау. Изв. СОГК, II, вып. 6 (Отчет), 1921.

Кузьмин А. М. Краткий отчет о работах Салаирской партии 1922 г. Изв. ЗСОГК, т. 3, 1923.

Кузьмин А. М. Геологические исследования в районе Кузнецкого Алатау. Изв. СОГК, IV, вып. 6 (Отчет), 1925.

Кузьмин А. М. Геологические исследования на Алтае. Изв. ГК за 1921 г., т. 40, № 7, 1925.

Кузьмин А. М. Геологические исследования между рр. Бией и Абаканом и между р. Лебедью и северным побережьем Телецкого озера. Изв. ГК за 1926 г., т. 45, № 4, 1927.

Кузьмин А. М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Изв. ЗСО ГК, т. 7, 1927.

Кузьмин А. М. 10-верстная геологическая съемка в западной половине листа 15 ряда IX в месте соединения Салаирского кряжа с Кузнецким Алатау. Отчет ГК за 1926/27 гг. 1929.

Кузьмин А. М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. Изв. ЗСО ГК, т. VIII, вып. 2, 1929.

Кузьмин А. М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Изв. СОГК, т. VII, вып. 2. Томск, 1928.

Кумпан С. В. Определение границ каменноугольных отложений в пределах бассейна р. Тайдона. Изв. ГК, т. 43, № 2, 1924.

Кумпан С. В. Геологические изыскания в области р. Тайдона и его притоков. Изв. ГК за 1925 г., т. 44, № 2, 1927.

Кумпан С. В. Детальная геологическая съемка планшета N-45-16-Б. Изв. ГК за 1926 г., т. 45, № 4, 1927.

Кумпан С. В. Геологоразведочные работы в Щегловском районе на левом берегу р. Томи, между дд. Ишановой и Кемеровой, и геологическая съемка планшетов 16-Б и 17-Б Кузбасса. Отчет ГК за 1926/27 гг., 1929.

Кумпан С. В., Скок В. И., Фомичев В. Д., Орестов В. А. Отчет о геологоразведочных работах Кузнецкой партии с 1 мая 1927 г. по 1 января 1930 г. Тр. ВГРО НКТП, вып. 300, 1933.

Куршс В. М. Существует ли Усинская антиклинальная структура? Вестник ЗСГУ, № 2. Томск, 1957.

Кутолин В. А. О стратиграфии Колывань-Томской складчатой зоны. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 4. Томск, 1959.

Кутолин В. А. Новые данные по стратиграфии $D_3$ и $C_1$ отложений в районе г. Новосибирска. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 4, Томск, 1959.

Кутолин В. А. Средний девон северо-западной окраины Салаира. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2. Томск, 1960.

Кутуков А. В. Стратиграфия, литология и фации балахонской и кузнецкой свит с.-в. части Кузбасса. Тр. ВНИГРИ, вып. 124, 1958.

Кучин М. И. Подземные воды Обь-Иртышского бассейна. Гидрогеология СССР, вып. XVI, 1940.

Лабазин Г. С. Структурно-морфологические особенности месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения. Цветные металлы, № 3—4, 1940.

Лабазин Г. С. О роли геологических представлений при поисках и разведках рудных месторождений. Цветные металлы, № 9, 1940.

Лавренчук Е. К. О стратиграфическом положении комплекса диатомовых водорослей в палеогене Западной Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 2, 1959.

http://jurassic.ru/

Лавров В. В. Южносибирская провинция палеогенового и неогенового осадконакопления. ДАН СССР, т. 146, № 6, 1962.

Лавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. АН КазССР, 1959.

Лазаренко Н. П. О некоторых среднекембрийских трилобитах Сибири. Вестник ЛГУ, № 4, вып. 2, сер. геол., 1954.

Лазуткин П. С., Наливкин Д. В., Ржонсницкая М. А., Яворский В. И. Девон Салаира. Пробл. сов. геол., № 8, 1936.

Лазуткин П. С. Верхнесилурийские брахиоподы остракодового горизонта юго-западной окраины Кузнецкого бассейна. Тр. ЦНИГРИ, вып. 80, 1936.

Лапшина В. А. К вопросу о фауне двухстворчатых моллюсков из алевролитовой толщи острогской свиты Ермаковской площади Кузбасса. Тр. ТГУ, т. 135, Томск, 1956.

Лапшина В. А., Муромцев В. С. Новые данные по стратиграфии низов угленосной толщи Кузбасса по материалам бурения. Вопр. геологии Кузбасса, т. 1, 1956.

Ларищев А. А. К стратиграфии мезо-кайнозоя Западно-Сибирской низменности. Тр. ТГУ, сер. геол., т. 132. Томск, 1954.

Лебедев А. П. К петрографии Северо-Восточного Алтая. Тр. ПЕТРИН АН СССР, вып. 13, 1938.

Лебедев И. В. Юра центрального района Кузбасса. Изв. Томского политехн. ин-та, т. 65, вып. 2, 1950.

Лебедев И. В. Тектоника восточной и юго-восточной окраин Западно-Сибирской низменности. Тр. ГГИ ЗСФАН, вып. 15, 1956.

Лебедев И. В. Мезозой Кузнецкой котловины. Вопр. геологии Кузбасса, т. I, 1956.

Лебедев И. В. Новые растения из юрских отложений Кузнецкого бассейна. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 53. Томск, 1962.

Лебедев П. И. Петрографо-геохимические исследования районов железорудных месторождений Кузнецкого Алатау. Тр. СОПС АН СССР, сер. сиб., 1934.

Лебедев П. И. Петрографо-геохимические исследования Кузнецкого Алатау. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау, т. 1, 1934.

Лебедев П. И. Титано-магнетито-габбровый комплекс массива Патын (Кузнецкий Алатау). Тр. ПЕТРИН АН СССР, вып. 5, 1935.

Лебедев П. И. К петрохимической характеристике гранитоидов железорудных районов Кузнецкого Алатау. ДАН СССР, т. 49, вып. 4, 1945.

Лебедев П. И. К петрографической характеристике гранитов северных предгорьев Алтая (Чарышско-Катунское междуречье Обского бассейна). ДАН СССР, т. 49, № 5, 1945.

Левченко И. Г. Основные итоги работы Новосибирского геологического управления за 1959 г. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1. Томск, 1960.

Левченко И. Г. Основные итоги работ Новосибирского территориального геологического управления за 1960 г. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1, Томск, 1961.

Левченко И. Г. Основные итоги работ Новосибирского территориального геологического управления за 1961 г. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1. Томск, 1962.

Лермонтова Е. В. Кембрийские трилобиты Кузбасса, ч. 1. Средний кембрий района г. Орлиной и прилегающих пунктов (с.-в. части Салаирского кряжа). 1935.

Липман Р. Х. Новая микрофаунистическая зона — зона мелких аномалинид в палеоцене Западно-Сибирской низменности. ДАН СССР, т. 92, № 5, 1953.

Липман Р. Х., Балахматова В. Т., Романова В. И., Хохлова И. А., Глазунова А. Е. Фауна и стратиграфия меловых и третичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Сб. научно-техн. информ., № 2, 1956.

Липман Р. Х. Распределение органических остатков в отложениях морского палеогена Западной Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 2, 1959.

Лихарев Б. К. К вопросу о возрасте фауны из основания угленосной толщи Кузнецкого бассейна. Пробл. сов. геол., 5, № 10, 1935.

Лобова Н. А., Щербаков Н. И. Верхи ерунаковской свиты и ее границы с триасом по Северо-Талдинской разведочной линии в Ерунаковском районе Кузбасса. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 99. Томск, 1959.

Ломовицкая М. П. Некоторые новые данные о географическом распространении веберовского горизонта в с.-в. части Салаира. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 35. Томск, 1936.

Ломовицкая М. П. Некоторые новые данные о нижнем девоне Северо-Западного Алтая. Вестник ЗСГУ, № 3. Томск, 1941.

Ломовицкая М. П. О визейском ярусе в Горловском бассейне. Вестник ЗСГУ, № 2. Томск, 1948.

Ломский К. А. К геологии Тырганского надвига. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2. Томск, 1958.

Лопатин Н. А. О геологических исследованиях по р. Чумышу. Изв. РГО, XII, вып. 1, 1876.



http://jurassic.ru/

Лубяновский М. Н., Боев А. И. Разрез верхнебалахонской и нижнебалахонской свит Томь-Усинского и Мрасского районов Кузбасса. Изв. Томск, политехн. ин-та, т. 99, 1959.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. Изд. ВАГТ, в. 4. Материалы по региональн. геол. (сб. статей). Госгеолтехиздат, 1958.

Луньяк Е. А. К литологии девонских отложений Барзасского района. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 4 (46), Томск, 1938.

Лутугин Л. И. Геологические исследования в пределах Кузнецкого угленосного бассейна. Записки мин. о-ва, ч. 52 (прот.), 1924.

Любер А. А. Корреляция по спорам угленосных отложений Верхнего палеозоя Кузнецкого и Минусинского бассейнов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1939.

Майер Г. Н. Геологический очерк Змеиногорска. Горн. и золот. изв., № 89, 1914.

Маймин Ю. С. О возрасте сумурлинской свиты на Горном Алтае. ДАН СССР, т. 122, № 3, 1958.

Маймин Ю. С. Некоторые новые данные по стратиграфии девонских отложений Уйменской депрессии (Горный Алтай). ДАН СССР, т. 119, № 6, 1958.

Маймин Ю. С., Янов Э. Н. О присутствии в Уйменской впадине (Горный Алтай) нижнего девона. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 58, Л., 1961.

Максимов А. Л. Древние материковые дюны в Западной Сибири. Природа, № 7—8, 1930.

Максимова С. В., Ростовцева Л. Ф. К стратиграфии турнейского яруса Кузнецкого бассейна по фораминиферам. Бюлл. МОИП, сер. геол., т. 31, вып. 5, 1956.

Малевский. Отчет о путешествии по юго-восточной границе Алтайского горного округа в течение лета 1869 г. Горный журнал, № 10, 1870.

Малолетко А. М. Новые данные о юрских угленосных отложениях в Алтайском крае. Вестник ЗСГУ, № 2, Томск, 1957.

Малолетко А. М. Палеогеография Предалтайской равнины в четвертичном периоде. Тр. Ком. по изучению четвертичного периода, т. 22, 1963.

Мамлин Н. С., Староверов Л. Д. Итоги геологических работ в Западной Сибири к 40-летию Октябрьской революции. Вестник ЗСГУ, № 2. Томск, 1957.

Мамлин Н. С., Русанов М. Г., Староверов Л. Д. Основные итоги работ Западносибирского геологического управления за 1958 г. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1—2. Томск, 1959.

Мамлин Н. С., Русанов М. Г., Староверов Л. Д. Основные итоги работ Западносибирского геологического управления в 1959 г. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1. Томск, 1960.

Мамлин Н. С., Русанов М. Г., Староверов Л. Д. Основные итоги работ Западносибирского геологического управления за 1960 г. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1. Томск, 1961.

Мамлин Н. С., Русанов М. Г., Староверов Л. Д. Основные итоги работ ЗСГУ за 1961 г. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1. Томск, 1962.

Мамлин Н. С., Русанов М. Г., Староверов Л. Д. Основные итоги работ Западносибирского геологического управления за 1962 г. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1. Томск, 1963.

Мамлин Н. С., Русанов М. Г., Староверов Л. Д. Основные итоги работ Западносибирского геологического управления за 1963 г. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1. Томск, 1964.

Маркграф С. Великая Сибирская низменность, ее географические особенности и ее значение для хозяйства и заселения страны. Землеведение, т. II, кн. 1, 1895.

Маркевич В. П., Гурари Ф. Г. К проекту стратиграфической схемы мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири (мезозой и кайнозой), 1956. Гостоптехиздат, Л., 1957.

Маркевич В. П. Некоторые черты тектоники Кузнецкого бассейна. Материалы по геологии и нефтеносности Кузнецкого бассейна. М., 1960.

Маркевич В. П., Максимова С. В. Краткий очерк стратиграфии Кузнецкого бассейна. Материалы по геологии и нефтеносности Кузнецкого бассейна. М., 1960.

Марковский Б. П., Ржонсницкая М. А. Девонская система. Геологическое строение СССР, т. I. Стратиграфия, ВСЕГЕИ, 1958.

Мартинсон Г. Г., Великжанина Л. С. Солоноватоводные моллюски из нижнего мела Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 154, Л., 1960.

Мартынов А. В. О палеозойских насекомых Кузнецкого бассейна. Изв. ГК, т. 49, № 10, 1930.

Мартынов А. В. К вопросу о возрасте палеозойских насекомоносных отложений Кузнецкого бассейна. ДАН СССР, № 3, 1933.

Мартынов А. В. О нескольких насекомых из кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, отд. математических и естественных наук, № 3, 1935.

Мартынов А. В. О некоторых новых материалах о членистоногих животных из Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, биол. сер., № 3, 1936.

http://jurassic.ru/

Мартынов В. А. Основные черты геоморфологии Кулундинской степи. Вестник ЗСГУ, № 1. Томск, 1957.

Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сибири, 1956. Гостоптехиздат, Л., 1957.

Мартынов В. А. К истории формирования озер Кулундинской степи. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2. Томск, 1963.

Мартынова О. М. Первая находка юрского насекомого в Кузбассе. ДАН СССР, т. 66, № 5, 1949.

Мартынова О. М. Местонахождение пермских насекомых у д. Соколовой в Кузнецком бассейне. ДАН СССР, т. XXIX, № 1, 1951.

Мартынова О. М. Сетчатокрылые насекомые из меловых отложений Сибири. ДАН СССР, т. 94, № 6, 1954.

Мартынова О. М. Стратиграфическое значение отряда скорпионниц угленосной толщи Кузнецкого бассейна. Тр. ТГУ, т. 135, 1956.

Мархилевич Ю. А. Материалы по петрографии Горного Алтая. Изв. ГГРУ, т. 49, № 7, 1930.

Марченко В. И. К литостратиграфии балахонской свиты Кузнецкого бассейна. Вестник ЗСГУ, № 6. Томск, 1947.

Марченко В. И. О литостратиграфическом расчленении острогской и балахонской свит Кемеровского района. Вестник ЗСГУ, № 5. Томск, 1947.

Марченко В. И. К геологии северо-западной окраины Кузнецкого бассейна. Вестник ЗСГУ, № 2. Томск, 1948.

Массаковский А. А. К тектонике Кузнецкого Алатау. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1961.

Маслов В. П., Щукина Е. Н. Строматолитовые известняки с Алтая четвертичного возраста. ДАН СССР, № 4, 1950.

Матвеевская А. Л. Строение современной поверхности и рыхлого покрова в СЗ. Присалаирье. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 15, 1956.

Матвеевская А Л. К вопросу о строении палеозойского фундамента в районе Бийско-Барнаульской впадины. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 15, 1956.

Матвеевская А. Л. О строении и развитии Колывань-Томской дуги в области стыка с Салаиром. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 15, 1956.

Матвеевская А. Л. Тектоника погребенного палеозойского фундамента южной части Западно-Сибирской низменности. Изв. Вост. филиала АН СССР, № 4—5, 1957.

Матвеевская А. Л. О положении Рудного Алтая в структурном плане Саяно-Алтайской области. Изв. АН СССР, № 11, 1958.

Матвеевская А. Л. Стратиграфия Колывань-Томской складчатой зоны. Изв. СОАН СССР, геология и геофизика, вып. 2, 1959.

Матвеевская А. Л., Иванова Е. Ф. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. Изд. АН СССР, 1960.

Меньшикова Л. В. Стратиграфия ерунаковской свиты Уропского месторождения угля. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3. Томск, 1962.

Миддендорф А. Ф. Бараба. Записки АН СССР, т. XIX, прил. 2, 1871.

Мизеров Б. В. К стратиграфии кайнозойских отложений района с. Вороново на р. Оби. Уч. зап. ТГУ, № 11. Томск, 1948.

Мизеров Б. В. Некоторые основные моменты кайнозойской истории Томского Приобья. Тр. ТГУ, вып. 124. Томск, 1953.

Мизеров Б. В. Материалы к стратиграфии кайнозойских отложений Кривошеинского Приобья. Тр. ТГУ, сер. геол., т. 132. Томск, 1954.

Мизеров Б. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сибири, 1956. Гостоптехиздат, Л., 1957.

Микунов М. Ф. Новые данные о верхнепалеозойских отложениях Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, № 3, М., 1957.

Миронов Ю. К. Основные итоги работ Новосибирского геологического управления за 1958 г. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1—2. Томск, 1959.

Миронова Н. В. О фавозитидах девона Центрального Салаира. Вестник ЗСГУ, № 1. Томск, 1957.

Миханков Ю. М. О происхождении гривного рельефа в южной части Западно-Сибирской низменности. Информ. сборн. ВСЕГЕИ, № 29, Л., 1960.

Молчанов И. И. Геологическое строение и качественные изменения углей Кузбасса. Геологоисследовательские работы. Главное управление по разведкам угля. Углетехиздат, 1950.

Молчанов И. И. Условия образования угленосных отложений и основные принципы их стратиграфического расчленения. Вопр. геол. Кузбасса, т. I, М., 1956.

Молчанов И. И., Халфин Л. Л. Стратиграфия угленосных отложений Кузбасса. ДАН СССР, т. 105, № 3, 1955.



http://jurassic.ru/

Монич В. К. Геоморфологический очерк Кузнецкого Алатау. Тр. НИГРИЗолото, вып. 6, 1937.

Монич В. К. Геология и петрология района мрасских порогов в Горной Шории. Материалы по геол. Зап. Сибири, № 1 (43), 1938.

Монич В. К. О петрологии девонских интрузий Западной Сибири. Сов. геол., т. VIII, № 8—9, 1938.

Монич В. К. Докембрийский офиолитовый пояс Кузнецкого Алатау. ДАН СССР, т. 30, № 2, 1941.

Морозова И. П. Новые верхнедевонские мшанки Кузбасса. ДАН СССР, т. 100, № 4, 1955.

Москвитин А. И. Лёсс и лёссовидные отложения Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1940.

Москвитин А. И. Происхождение рельефа степного Приобья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.

Москвитин А. И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири. Тр. ГИ АН СССР, вып. 26, 1960.

Муромцев В. С. О возрасте острогской свиты Кузбасса. ДАН СССР, т. 95, № 5, 1954.

Муромцев В. С., Карцева Г. Н., Цырлина В. Б., Микуцкий С. П., Вылцан И. А., Лапшина В. А., Жеро О. Г., Мельников Н. В., Михайлова Г. С., Елизаровская М. Ф. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса. Тр. СНИИГГИМС, вып. 4, 1959.

Мухин А. С. Эпиконтинентальные отложения карбона в юго-восточном Алтае. Вестник ЗСГТ, № 1. Томск, 1936.

Мухин А. С. Новые данные по геологии Ишимского выступа палеозойского фундамента. Вестник ЗСГУ, № 3—4, 1948.

Мухин А. С., Кузнецов В. А. Четвертичные надвиги в Ю.-В. Алтае. Вестник ЗСГУ, № 1. Томск, 1939.

Мягков И. М. Морены ледников Белухи. Вестник ЗСГУ, № 1—2. Томск, 1936.

Нагинский Н. А. Приледниковая зона Васюганья. Вопр. географии Сибири, № 3, 1953.

Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 13 (55). Томск, 1941.

Нагорский М. П. Нижнечетвертичные отложения северо-западного склона Салаирского кряжа. Вестник ЗСГУ, № 5. Томск, 1943.

Нагорский М. П. Следы древней долины р. Чулыма в Томском районе. Вестник ЗСГУ, № 5. Томск, 1947.

Нагорский М. П. Разрез девонских отложений в бассейне р. Ур. Вестник ЗСГУ, № 2. Томск, 1948.

Нагорский М. П. К вопросу о геологическом строении Обь-Иртышского междуречья. Вестник ЗСГУ, № 1. Томск, 1948.

Нагорский М. П., Миронова Н. В., Краевская Л. Н. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Салаира. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 61, 1958.

Наливкин Д. В. Верхний девон Горного Алтая. Мат. ЦНИГРИ, общ. серия, сб. № 3, 1938.

Наливкин Д. В. Условия образования угленосной толщи Кузбасса. АН СССР. Вопр. петрогр. и минералогии, 1953.

Нейбург М. Ф. К стратиграфии и возрасту угленосных отложений Кузбасса в Сибири. ДАН СССР, сер. А, № 14, 1929.

Нейбург М. Ф. Об изучении стратиграфии угленосной толщи Кузбасса. Материалы ЦНИГРИ, сер. палеонт. и стратигр., сб. 1, 1933.

Нейбург М. Ф. К стратиграфии триаса в Кузнецком бассейне. ДАН СССР, № 7, 1936.

Нейбург М. Ф. К стратиграфии угленосных отложений Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1936.

Нейбург М. Ф. Стратиграфическое сопоставление угленосных отложений Минусинского и Кузнецкого бассейнов Сибири. Сборник, посвящ. 50-летию научн. и педаг. деят. акад. В. А. Обручева, т. I. Изд. АН СССР, М., 1938.

Нейбург М. Ф. К стратиграфии безугольной свиты в Кузбассе. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 6, 1943.

Нейбург М. Ф. Стратиграфическое расчленение кольчугинской свиты Кузбасса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4—5, 1943.

Нейбург М. Ф. Стратиграфия Кузбасса: современное состояние вопроса и значение Кузнецкого разреза в стратиграфии континентального верхнего палеозоя Северной Азии. Вопр. геол. Сибири, т. I, 1945.

Нейбург М. Ф. Фитостратиграфические горизонты Кузнецкого бассейна и их аналоги в смежных областях. Вопр. геологии Кузбасса, т. 1, 1956.

http://jurassic.ru/

Нейштадт М. И. К истории лесов южной части Сибири в голоцене. Пробл. физ. географии, т. XVI, 1951.

Некипелов В. Е., Иванов К. В. Алардинское месторождение каменного угля Кузбасса, Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 25. Томск, 1935.

Нестеренко Г. В., Криворотенко А. Н., Цибульчик В. М. Генезис и источник питания тяжелыми минералами песчано-галечных отложений кийской свиты (нижний мел). Геология и геофизика, № 5, 1963.

Нестеровский Н. Геогностический очерк Кузнецкого угленосного бассейна. Горный журнал, т. III и IV, 1896.

Неуструев С. С. К вопросу об изучении послетретичных отложений Сибири. Почвоведение, № 3, 1925.

Неутриевская Н. В. Новые данные о геологическом строении северной части Терсинского района. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3. Томск, 1959.

Нехорошев В. П. Некоторые девонские мшанки Кузнецкого бассейна. Изв. ГК, т. XLIV, № 10 (1925), 1926.

Нехорошев В. П. Проявление альпийской дислокации на Алтае, II, № 2, 1927.

Нехорошев В. П. Маршрутные исследования в Горном Алтае. Изв. ГК, 1926, т. 45, № 4, 1927.

Нехорошев В. П. Кембрий и докембрий в Горном Алтае. Вестник ГК, № 1, 1927.

Нехорошев В. П. Современное и древнее оледенение Алтая. Тр. III Всесоюзн. съезда геологов. Ташкент, 1930.

Нехорошев В. П. Материалы по геологии Горного Алтая. Тр. ВГРО, вып. 177, 1932.

Нехорошев В. П. Геологический очерк Алтая. Очерки по геол. Сибири. Изд. АН СССР, М.—Л., 1932.

Нехорошев В. П. Древнее оледенение Алтая. Тр. ком. четвертичного периода, т. I, изд. АН СССР, М., 1932.

Нехорошев В. П. Основные черты геологии Горного Алтая. Сб. «Ойротия», АН СССР, т. 1, изд. СОПС, 1938.

Нехорошев В. П. О «докембрии» Алтая и о возрасте иртышского метаморфического комплекса. Записки Всес. минер. о-ва, ч. 68, 1939.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. Тр. XVII Междунар. геол. конгр., т. II, изд. АН СССР, М., 1939.

Нехорошев В. П. Четвертичные тектонические движения на Алтае. Тр. сов. секции ассоциации по изуч. четвертич. периода, вып. 4, 1939.

Нехорошев В. П. Зоны смятия Рудного Алтая. Сб. материалов по геологии Рудного Алтая, СОПС АН СССР, 1940.

Нехорошев В. П. Северо-Восточная зона смятия в Рудном Алтае. СОПС АН СССР, 1940.

Нехорошев В. П. О докембрии и особенностях стратиграфии Западной Сибири. Сов. геол., сб. 27, 1947.

Нехорошев В. П. Девонские мшанки Алтая. Палеонтология СССР, т. III, ч. 2, вып. I, изд. АН СССР, М., 1948.

Нехорошев В. П. Нижнекаменноугольные мшанки Алтая и Сибири. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 13, 1956.

Нехорошев В. П. Есть ли архей на Алтае? Сов. геол., № 61, 1957.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолиздат, М., 1958.

Нецкая А. И. О некоторых фораминиферах верхнесенонских отложений Западной Сибири. Микрофауна нефт. месторождений СССР, сб. I, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 31, 1948.

Никитин Д. В. Исследования в Мариинском уезде Томской губ. по р. Кии. Изв. ГК, 1920, т. 39, № 2, 1923.

Никитин Д. В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау. Тр. ЦНИГРИ, вып. 124, 1940.

Никитин П. А. Косожские флоры Западной Сибири. Тр. Биол. ин-та при ТГУ, т. I. Томск, 1935.

Никитин П. А. Семенная миоценовая флора у г. Томска. ДАН СССР, т. III, № 3, 1935.

Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби. Материалы по геологии Западной Сибири, № 12 (54). Томск, 1940.

Никитин П. А. Плиоценовые флоры с реки Оби в районе Томска. ДАН СССР, т. XI, № 6, 1948.

Николаев В. А. Материалы по геологии центральной части Западно-Сибирской низменности. Вестник ЗСГТ, № 1. Томск, 1938.

Николаев В. А. Некоторые новые данные по фауне унионд Западно-Сибирской низменности. Вестник ЗСГТ, в. I. Томск, 1938.

Николаев В. А. Нижний плиоцен Западно-Сибирской низменности. ДАН СССР, т. VIII, № 3, 1947.

http://jurassic.ru/

Николаев В. А. К стратиграфии миоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. ДАН СССР, т. VIII, № 1, 1947.

Николаев В. А., Шумилова Е. В. Четвертичные прареки Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геологии и геофизики СОАН СССР, вып. 27. Новосибирск, 1962.

Николаев В. А. Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геологии и геофизики СОАН СССР, вып. 27, 1962.

Никольский А. П. Гранитоиды Алтая и Калбы. Сов. геология, сб. 31, 1948.

Никольская Ж. Д., Попов В. Е., Трофимов В. А. История тектонического развития и районирования Горного Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, т. 94, Л., 1963.

Никольская Ж. Д., Трофимов В. А. О возрасте так называемых калбинских интрузий Горного Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, т. 94, Л., 1963.

Никонов А. Очерк геологии и стратиграфии Тигирекско-Чинетинского района в Рудном Алтае. Тр. ГГРУ, вып. 28, 1, 1931.

Никонов А. Отчет о геологической съемке в районе хребта Большая Листвяга в Центральном Алтае. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 45, 1932.

Никонов А. К стратиграфии истоков р. Катуни в Горном Алтае. ДАН СССР, нов. сер., т. XVI, № 7, 1937.

Новожилов Н. И. Первые находки двустворчатых листоногих ракообразных в острогской свите Кузбасса. ДАН СССР, т. 92, № 4, 1953.

Новожилов Н. И. Ископаемые двустворчатые листоногие ракообразные Кузнецкого бассейна. Вопр. геологии Кузбасса, т. 1, М., 1956.

Обручев В. А. К вопросу о происхождении лесса (в защиту эоловой гипотезы). Изв. Томск. технол. ин-та, 23, вып. 3, Томск, 1911.

Обручев В. А. Геологический очерк золотоносных районов Сибири. СПб, 1911.

Обручев В. А. Алтайские этюды. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. Землеведение, т. IV, вып. 4, 1914.

Обручев В. А. Алтайские этюды. О тектонике Русского Алтая. Землеведение, кн. III, 1915.

Обручев В. А. Происхождение Телецкого озера. Природа, т. II, 1916.

Обручев В. А. Краткий очерк тектоники Сибири. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. II (3), 1923—1924.

Обручев В. А. Геологический обзор Сибири, 1927.

Обручев В. А. К вопросу о тектонике Алтая. Геол. вестник, т. V, № 4—5, 1927.

Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. Бюлл. ком. по изучению четвертичного периода, № 3, 1931.

Обручев В. А. Геология Сибири, т. I. Изд. АН СССР, М.—Л., 1935.

Обручев В. А. Геология Сибири, т. II, изд. АН СССР, М.—Л., 1936.

Обручев В. А. Геология Сибири, т. III, Изд. АН СССР, М., 1938.

Обручев В. А. Признаки ледникового периода на территории Северной и Центральной Азии. Избранные работы по географии Азии, т. III, 1951.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период первый, обнимающий XVII и XVIII века. Изд. АН СССР, 1931.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801—1850 гг.). Изд. АН СССР, 1933.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период третий (1851—1888 гг.). Изд. АН СССР, 1934.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период четвертый (1889—1917 гг. систематических государственных исследований). Изд. АН СССР, 1937.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период пятый. (1918—1940 гг.). Вып. I. Изд. АН СССР, 1949.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири (Обзор литературы). Период пятый (1918—1940 гг.). Вып. II. Изд. АН СССР, 1947.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 гг.). Вып. III (Северная или Сибирская часть Казахстана).

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 гг.). Вып. IV. Алтайско-Саянская горная страна. Изд. АН СССР, 1944.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 гг.). Вып. IX, Изд. АН СССР, 1948.

Обручев Д. В. Девонские рыбы Сибири и Средней Азии. ДАН СССР, т. XXVII, № 8, 1940.

ОЙРОТИЯ. Труды сессии СОПС по изуч. произв. сил Ойротской авт. обл. М.—Л., 1937.

Орлов Ю. А. Изучение ископаемых позвоночных Сибири и его значение для геологии Урало-Кузбасса. Проблемы Урало-Кузбасса. Изд. АН СССР, 1933.

Основные идеи М. А. Усова в геологии (сборник статей). Изд. АН КазССР, 1960.

Оссовский Г. О. Гео-гидрогеологические исследования Барабы. Томск, 1895.

Падуров Н. Н. Геологические исследования в Катунских Альпах летом 1926 г. Изв. ГК, т. 46, № 4, 1927.

http://jurassic.ru/

Панадиади А. Д. Барабинская низменность. Географгиз, 1953.

Пельдяков И. С. Материалы по тектонике Кузбасса на основе изучения метаморфизма углей. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63, Томск, 1962.

Петров Б. Ф. Происхождение рельефа Барабы. Бюлл. ком. по изучению четвертичного периода, № 12, 1948.

Петров Б. Ф. О лессах Алтая. Бюлл. ком. по изучению четвертичного периода № 11, 1948.

Петров В. Г. Новый вариант южной границы вечной мерзлоты в Западной Сибири. Тр. КОВМ АН, т. 5, 1937.

Петросян Н. М., Радченко Г. П. О стратиграфии девонских отложений Алтае-Саянской горной области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 70, Л., 1962.

Петрушевский Б. А. Мезозойско-кайнозойская структура Западно-Сибирской низменности. Бюлл. МОИП, т. VI, отд. геол., т. XXVI, вып. 4, 1951.

Петрунина З. Е., Севергина Л. Г. К стратиграфии ордовика северо-запада Горного Алтая. Материалы по геологии Западной Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Петц Г. Г. Геологическое строение в области ю.-з. четверти 14 листа VII ряда 10-верстной карты Томской губ., (лист Ояш.) Тр. геол. части Кабинета, т. I, вып. 3, 1896.

Петц Г. Г. Геологическое описание ю.-з. четверти 14 листа VIII ряда 10-верстной карты Томской губ. (лист Анисимово—Боровлянка). Тр. геол. части Кабинета, т. III, вып. 1, 1898.

Петц Г. Г. Материалы к познанию фауны девонских отложений окраин Кузнецкого угленосного бассейна. Тр. геол. части Кабинета, т. IV, 1901.

Петц Г. Г. Описание ю.-в. четверти 13-го листа VIII ряда 10-верстной карты Томской губ. (лист Старый Шарап). Тр. геол. части каб., т. V, 1902.

Петц Г. Г. Геологическое описание ю.-в. четверти 13 листа X ряда 10-верстной карты Томской губ. (листы Змеиногорск, Белоглазово, Локоть и Кабанья). Тр. геол. части каб., т. VI, вып. 1, 1904.

Пилипенко Н. А. Минералогия Западного Алтая. Изв. ТГУ, кн. LXII, Томск, 1915.

Пинус Г. В. К вопросу о вулканических формациях в Алтае-Саянской складчатой области. Материалы Новосиб. конф. по учению о геол. формациях. изд. ЗСФАН СССР, 1955.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А. и Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.

Плотников Б. В. К вопросу о распространении и возрасте коры выветривания района г. Томска. Изв. Томского политехн. ин-та, т. 120. Томск, 1962.

Пожарисский И. Ф. О роли тангенциальных напряжений в формировании структуры Горного Алтая. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1936.

Покрасс Е. П. О новейших геоструктурах южной части Западно-Сибирской низменности. Вопр. географии, сб. 35, 1954.

Покрасс Е. П., Базилевич Н. И. Основные черты геоморфологии и элементы геологии Барабинской низменности. Тр. Почв. ин-та АН СССР, т. 42, Исслед. Барабинской низменности как объекта с.-х. использования, ч. 2, 1954.

Покрасс Е. П., Кац Н. Я. Болотообразование в связи с условиями развития рельефа и новейшими тектоническими движениями в Барабинской низменности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Поленов Б. К. Геологическое описание с.-в. четверти 14-го листа VIII ряда 10-верстной карты Томской губ. (лист. Кольчугино). Тр. геол. части Кабинета, т. II, вып. 2, 1897.

Поленов Б. К. Геологическое описание с.-з. четверти 15-го листа VIII ряда и ю.-з. четверти 15-го листа VII ряда 10-верстной карты Томской губ. (листы Борисово и Березовка). Тр. геол. части Кабинета, т. III, вып. 2, 1901.

Поленов Б. К. Геологическое описание с.-в. четверти 14-го листа VIII ряда 10-верстной карты Томской губ. Тр. геол. части Кабинета, т. II, вып. 2, 1907.

Поленов Б. К. Геологическое описание ю.-з. четверти 15-го листа VIII ряда 10-верстной карты Томской губ. (лист Кузнецк). Тр. геол. части Кабинета, т. VI, вып. 2, 1907.

Поленов Б. К. Геологическое описание западной половины 15-го листа IX ряда 10-верстной карты Томской губ. (листы Ажинка и Томский завод). Тр. геол. части Кабинета, т. VIII, вып. 2, 1915.

Полетаева О. К. Об отложениях и фауне $Cm_3$—О северо-западной части Кузнецкого Алатау. Вопр. геологии Сибири, АН СССР, т. I, 1945.

Полетаева О. К. О фауне камешковского и санаштыкгольского горизонтов на р. Бол. Ише в Горном Алтае. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24, М., 1962.

Помус М. И. Западная Сибирь, М., 1956.

Попов А. И. Вечная мерзлота в Западной Сибири. Изд. АН СССР, 1953.

Попов В. Е. Схема соотношений речных террас и геологических структур долины р. Катуни между устьями рр. Ак-Кема и Чуи. Тр. ТГУ, т. 133. Томск, 1956.

http://jurassic.ru/

Попов В. С. О возрасте метаморфических пород Горного Алтая. Изв. высш. учебн. завед., серия Геол. и разведка, № 2, 1960.

Попова О. В. Аргиллитовая фация острогской свиты района поселка Ермаки. Кузбасс. Вестник ЗСГУ, № 1, Томск, 1948.

Поспелов А. Г., Федянина Е. С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Горной Шории. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 61. М., 1958.

Поспелов А. Г. К вопросу о систематическом положении археоциат. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Православлев П. А. Приобье Кулундинской степи. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 6, 1933.

Процветалова Т. Н. Острогская свита Кузнецкого бассейна и условия ее осадконакопления. Материалы по геол. и нефтеносности Кузнецкого бассейна. М., 1960.

Процветалова Т. Н., Сарычева Т. Г., Сокольская А. Н. О нижнекаменноугольном возрасте острогской свиты Кузбасса. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1956.

Рагозин Л. А. Геологическое распространение пелеципод в продуктивной толще Кузбасса. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 13, 1934.

Рагозин Л. А. К вопросу о возрасте кузбасских траппов. Пробл. сов. геол., 6, № 4, 1936.

Рагозин Л. А. О верхнемеловых отложениях Западной Сибири. Пробл. сов. геол., № 10, 1936.

Рагозин Л. А. Пелециподы из угленосных отложений Горловского бассейна Западной Сибири. Тр. ТГУ, т. 96, сер. г. Томск, 1939.

Рагозин Л. А. Террасы среднего течения р. Катуни. Тр. научн. конф. по изуч. и осв. произв. сил Сибири, т. III, 1942.

Рагозин Л. А. Материалы к четвертичной истории Центрального Алтая. Вопр. геологии Сибири. Сб. посвящ. пам. акад. М. А. Усова, т. I, 1945.

Рагозин Л. А. Материалы к геоморфологическому районированию восточной половины Томской области и сопредельных территорий. Вопр. географии Сибири, сб. 2, 1951.

Рагозин Л. А. и Ивановский Л. Н. Четвертичная тектоника и террасы Алтая. Уч. зап. ТГУ. Томск, 1947.

Рагозин Л. А., Сухов С. В. Обь-Енисейский водораздел между реками Орловкой и Кольчимом. Вопр. географии Сибири, сб. 2, 1951.

Радугин К. В. О возрасте коралловой фауны с р. Лебеди ю.-з. части Кузнецкого Алатау. Геол. вестник, т. V, № 1—3, 1926.

Радугин К. В. Разрез древнего палеозоя в районе с. Гурьевского близ г. Орлиной. Изв. СОГК, т. V, вып. 5, 1926.

Радугин К. В. Геологический очерк Томь-Чумышского района Салаирского кряжа (Отчет о работах 1927 г.). Изв. СО ГК, т. VII, вып. 5, 1928.

Радугин К. В. Геологические исследования силурийских отложений на границе между Салаирским кряжем и Кузнецким бассейном. Отч. ГК за 1926/27 гг. 1929.

Радугин К. В. Новое в геологии древнего палеозоя Горной Шории. Вестник ЗСГГГТ, № 5, 1934.

Радугин К. В. Материалы к геологии рыхлых отложений района Томск—Тайга. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 9, 1934.

Радугин К. В. О продолжении на север Кузнецкого каменноугольного бассейна. Вестник ЗСГГГТ, № 3, 1934.

Радугин К. В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 37, 1936.

Радугин К. В. О соотношении кембрия и докембрия Горной Шории. Пробл. сов. геол., № 4, 1937.

Радугин К. В. Некоторые *Coelenterata* из нижнего силура Горной Шории. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 35, 1936.

Радугин К. В. О салаирской складчатости. Изв. АН СССР, т. XVIII, № 9, 1938.

Радугин К. В. Докембрий Алтае-Саянской горной области. Стратиграфия СССР, т. I, АН СССР, 1939.

Радугин К. В. О фазах тектогенеза и вулканизма среднего и верхнего кембрия Горной Шории и на Салаире. Вопр. геол. Сибири, сб. памяти М. А. Усова, т. I, изд. АН СССР, 1940.

Радугин К. В. О фазах тектогенеза среднего и верхнего кембрия. Вопр. геол. Сибири, т. I, АН СССР, 1945.

Радугин К. В. Итоги и задачи изучения древнего кембрия и докембрия Западной Сибири. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 2, 1948.

Радугин К. В. Новая серия четвертичных отложений близ г. Томска. Тр. ТГУ, т. 133. Томск, 1956.

Радугин К. В. О ранних формах археоциат. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Радченко Г. П. Материалы к познанию палеозойской флоры Кузбасса. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 13. Томск, 1934.

http://jurassic.ru/

Радченко Г. П. Северо-восточная окраина Ленинского района Кузнецкого бассейна. Материалы по геол. Зап. Сиб. края вып. 21. Томск, 1935.

Радченко Г. П. Описание береговых разрезов по р. Томи от устья р. Суриековой до Бабьего Камня в Кузбассе. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 5 (47), 1938.

Радченко Г. П. О выделении фитостратиграфических зон в палеозойской толще Кузнецкого бассейна. Вестник ЗСГУ, № 3—4. Томск, 1940.

Радченко Г. П. Палеоботанические обоснования дробного стратиграфического расчленения угленосных отложений Кузнецкого бассейна и некоторые данные к определению их возраста. Вопр. геологии Кузбасса, т. I, 1956.

Радченко Г. П., Гераков Н. И. О стратиграфических разрезах безугольной свиты в ю.-в. части Кузбасса. Вестник ЗСГУ, № 4, 1939.

Раковец О. А., Шмидт Г. А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая. Тр. Ком. по изучению четвертичного периода, т. 22. М., 1963.

Ржонсницкая М. А. Брахиоподы индоспириферового горизонта (живетский ярус) ю.-з. окраины Кузнецкого бассейна. Палеонтология и стратиграфия Кузбасса. Тр. ЦНИГРИ, вып. 97, 1937.

Ржонсницкая М. А. Спириферицы девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна. Тр. ВСЕГЕИ, 1952.

Ржонсницкая М. А. Ринхонеллиды верхнего девона Кузнецкого бассейна. Ежегодник Всесоюз. палеонт. общ., т. 14, АН СССР, 1953.

Ржонсницкая М. А. Стратиграфия и фауна девонских отложений Кузбасса. Сб. научно-техн. информ. МГиОН СССР, № 2, 1956.

Ржонсницкая М. А. К стратиграфии девонских отложений Кузнецкого бассейна. Сов. геол., № 9, 1959.

Ризниченко В. В. О древних и современных ледниках ю.-з. Алтая. Изв. РГО, XLVIII, в. 1, 1912.

Родыгин А. И. Некоторые данные о возрасте гипербазитов юго-восточной части Горного Алтая. Тр. ТГУ, сер. геол., т. 132. Томск, 1954.

Родыгин А. И. О стратиграфии девонских красноцветных отложений Сайлюгемского хребта. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Рожок Н. Г. Основные итоги работ Новосибирского территориального геологического управления за 1962 г. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1. Томск, 1963.

Рожок Н. Г., Миронов Ю. К. Итоги пятнадцатилетних поисков нефти и газа в Западно-Сибирской низменности Новосибирским геологическим управлением. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3. Томск, 1963.

Рожок Н. Г., Миронов Ю. К. Основные итоги работ Новосибирского территориального геологического управления за 1963 г. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 1. Томск, 1964.

Розова А. В. О некоторых новых трилобитах из верхнекембрийских отложений Салаира. Тр. Ин-та геологии и геофизики СОАН СССР, вып. 1. Новосибирск, 1960.

Розова Е. Д. Литология и условия образования отложений мозжухинского и верхотомского горизонтов визейского яруса Кузнецкого бассейна. Матер. по геол. и нефтеносности Кузнецкого бассейна. М., 1960.

Романенко М. Ф. К биостратиграфии древних толщ Горного Алтая. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2. Томск, 1960.

Романенко М. Ф., Романенко Е. В. Материалы по биостратиграфии кембрия Горного Алтая. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3. Томск, 1962.

Романенко М. Ф. и Романенко Е. В. Трилобиты суярыкской свиты среднего кембрия Горного Алтая. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности южной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ, общ. серия, вып. 1. 1954.

Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 2, 1955.

Ростовцев Н. Н. К тектонике Чулымо-Енисейского района. Материалы ВСЕГЕИ, геология и полезн. ископаемые, нов. серия, вып. 8, ч. 1, 1956.

Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская низменность. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 96, М.—Л., 1956.

Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская эпипалеозойская платформа. Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. ВСЕГЕИ, 1958.

Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Материалы по геол. Зап.-Сибирской низменности, вып. 1, 1960.

Ростовцев Н. Н., Симоненко Т. Н., Уманцев Д. Ф. К вопросу о строении складчатого фундамента Зап.-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. 1, 1959.

Ротай А. П. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Кузбасса. Тр. ЦНИГРИ, вып. 102, 1938.

http://jurassic.ru/

Румянцев С. С. Съемка планшетов 16-В и 17-А детальной геологической карты Кузнецкого бассейна и изучение месторождений каменного угля в Ленинском и Кемеровском районах Кузбасса. Отчет ГК за 1925/26 г. 1927.

Румянцев С. С. Тектонические нарушения, наблюдаемые по с.-з. окраине Кузнецкого бассейна, и их объяснение. Горный журнал, № 10, 1928.

Румянцев С. С. К тектонике северной оконечности Кузнецкого бассейна. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 2, 1930.

Рыжков П. М. *Elephas primigenius* Blum. и *Bison priscus* H. V. Meyer из района Кемеровского рудника на р. Томи. Изв. Сиб. техн. ин-та, 47, вып. 3, 1927.

Рябухин Г. Е., Вилиуллина Р. Т. Некоторые новые данные по фациям и литологии юрских и нижнемеловых осадков района Большереченской опорной скважины в Западно-Сибирской низменности. ДАН СССР, т. 110, № 6, 1956.

Рясина В. Е. О генезисе и стратиграфии четвертичных толщ степного плато верхнего Приобья. Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода. АН СССР, № 27. М., 1962.

Самылкин Д. Г. Ерунаковский угленосный район Кузбасса. Тр. ЦНИГРИ, в. 6, 1935.

Сапожников В. В. Путешествие по Алтаю. 1915.

Саранчина Г. М. Петрографические исследования в Прителецком районе. Материалы по петрографии и геохимии Кузн. Алатау и Алтая, ч. I. Изд. АН СССР, 1934.

Саранчина Г. М. Петрографо-геохимические исследования Чезыпо-Патынского района Горной Шории. Тр. СОПС и ПЕТРИН АН СССР, серия сиб., вып. 19, 1935.

Саранчина Г. М. Комплекс нефелино-мелилито-монтичеллитовых пород массива Патын в районе Горной Шории Западной Сибири. Зап. ЛГУ, № 9, сер. геол.-почв., вып. 2. Земная кора, 1936.

Сарычева Т. Г., Сокольская А. Н., Розонова Е. Д. О границе визейского и турнейского ярусов в Кузбассе. Сов. геол., № 45, 1955.

Сарычева Т. Г., Сокольская А. Н. Новые данные по биостратиграфии нижнекаменноугольных отложений Кузбасса. Вопр. геологии Кузбасса, т. I, 1956.

Саютина Т. А. Табуляты карбона Кузнецкой котловины и их распространение. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 2, 1963.

Сборник по геологии Сибири, посвященный 25-летнему юбилею научно-педагогич. деятельности проф. М. А. Усова. Изд. ЗСГРТ. Томск, 1933.

Семенов А. И. К вопросу о возрасте красно-бурых глин ю.-в. части Рудного Алтая. Материалы ВСЕГЕИ, сер. геол., 8, 1949.

Семенова В. С. Ордовикские трилобиты Горного Алтая. Тр. СНИИГГИМС, серия Нефтяная геология, вып. 10, 1960.

Семихатова Л. И. Современное оледенение в Ю.-В. Алтае. Сов. Азия, № 3—4, 1930.

Сендерзон Э. М. Новые данные по стратиграфии и элементы палеогеографии угленосных свит Кузбасса. Вопр. геологии Кузбасса, т. 1, 1956.

Сендерзон Э. М. Геологическая характеристика и распространение I антраконавтового горизонта в Араличевском районе Кузбасса. Тр. ТГУ, т. 146, серия геол., 1960.

Сендерзон Э. М. Новые данные по угленосности ильинской свиты Кузбасса в связи с особенностями ее фациального состава. ДАН СССР, т. 131, № 2, 1960.

Сендерзон Э. М., Халфин Л. Л., Яблоков В. С. О стратиграфии Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1954.

Сендерзон Э. М., Костаманов Г. М. Элементы тектоники и возрастные взаимоотношения дизъюнктивных нарушений в Кузнецком бассейне. Тр. лаб. геологии АН СССР, вып. 6, Л., 1956.

Сенников В. М. Материалы к стратиграфии Уйменско-Лебедского синклинория Горного Алтая. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 61, 1958.

Сенников В. М. К вопросу о происхождении Телецкого озера. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3. Томск, 1958.

Сенников В. М. Стратиграфия девонских отложений и верхнедевонский вулканизм Уйменско-Лебедского синклинория (Горный Алтай). Тр. СНИИГГИМС, вып. 13, 1960.

Сенников В. М. Ордовик Уйменско-Лебедского синклинория Горного Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24, М., 1962.

Сенников В. М., Винкман М. К., Кононов А. Н. Кембро-ордовик и ордовик Горного Алтая. Материалы по регион. геол. Тр. СНИИГГИМС, в. 5, 1959.

Сердюк З. Я., Корсак О. Г. Новые данные по геологии Терсинского района Кузнецкого бассейна. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. 6, 1956.

Сивов А. Г. Новые данные по стратиграфии древнего палеозоя юго-западного склона Кузнецкого Алатау. Пробл. сов. геол., № 9, 1933.

Синяков В. И. Флишеподобные отложения верхнего кембрия по речке Б. Каз в Горной Шории. ДАН СССР, т. 108, № 2, 1956.

http://jurassic.ru/

Синяков В. И. и Федянина Е. С. Нижнеордовикские отложения района Казского железорудного месторождения в Горной Шории. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Скобелев Ю. Д. Геология и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3. Томск, 1961.

Скобелев Ю. Д. Батанаюльский участок берешитов. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64, 1963.

Скобелев Ю. Д. Генетическая классификация нефелиновых и нефелинсодержащих пород Кузнецкого Алатау и их практическое значение. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64, 1963.

Скобелев Ю. Д. Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64, 1963.

Скобелев Ю. Д. Нефелиновые породы Кузнецкого Алатау. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64, 1963.

Скобелев Ю. Д. Тулуюльский массив щелочных пород. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64, 1963.

Скок В. И. Кемеровский район. Полезные ископаемые Зап. Сиб. края, т. III. Угли. 1935.

Скок В. И. Кондомский район Кузнецкого каменноугольного бассейна. Вестник ЗСГУ, № 3. Томск, 1947.

Слободской Р. М. Дозмеиногорский интрузивный комплекс габброидов в северо-западной части Горного Алтая. Геология и геофизика. СОАН СССР, № 11, 1963.

Смолин А. П. Геологические исследования в окрестностях г. Томска. Изв. СОГК, II, вып. 6 (Отчет), 1921.

Соколов В. А. Взаимоотношения Алтайских зон смятия с биотитовыми гранитами. Тр. Казах. базы АН СССР, вып. 5. Б. Алтай, т. 2, Л.—М., 1936.

Соколов Н. Н. О рельефе Кузнецкого бассейна, Салаира, правобережья Оби в районе рр. Чумыша и Берди. Тр. Ин-та физ. географии, в. 15, 1935.

Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк района Кузнецко-Барнаульской экспедиции. Материалы Кузнецко-Барн. почв. эксп. 1931 г., ч. III, СОПС АН СССР, 1936.

Соколовский Н. (2-й). Геогностическое описание части кряжа Алатау, исследованной междугорной поисковой партией. Горный журнал, ч. II, № 4, 1835.

Спандерашвили Г. И. Новые данные о фосфоритоносности Горной Шории. Вестник ЗСГУ, № 2. Томск, 1957.

Сперанский Б. Ф. Материалы для геологии Горловского каменноугольного бассейна. Изв. СОГК, т. III, вып. 6, 1924.

Сперанский Б. Ф. Район северо-западной оконечности Салаирского кряжа. Изв. СОГК, т. III, вып. 5, 1924.

Сперанский Б. Ф. Геологические исследования района верховьев р. Берди с притоками к югу и востоку от р. Суенги, р. Томской, бассейна рр. Каменки с Урапом, Татарки, Хмелевки и частично Мунгая. Изв. ГК за 1926 г., т. 45, № 4, 1927.

Сперанский Б. Ф. Структуры палеозойских формаций Обско-Томского междуречья. Сб. по геол. Сибири, 1933.

Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории Ю.-В. Алтая. Вестник ЗСГТ, № 5 и 6. Томск, 1937.

Станов В. В., Дорофеев П. И., Вехов В. А., Подбельский Г. Н. Геолого-промышленное описание Осиновского каменноугольного месторождения Кузбасса. Гос. научно-техн. изд., 1935.

Степанов Б. Л. Кузнецкий Алатау. Изв. СОГК, вып. 6 (Отчет), 1920.

Степанов Б. Л. Геологические исследования в бассейне р. Мрас-су Кузнецкого Алатау. Изв. СОГК, II, вып. 6 (Отчет), 1921.

Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. Западносибирский нефтеразведочный трест, М., 1957.

Студеникин В. П. Некоторые новые данные по стратиграфии С.-В. Алтая. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3. Томск, 1958.

Сукачев В. Н. По Оби и Тыму. Экспед. АН СССР в 1934 г., М., 1935.

Сукачев В. Н. Исследование четвертичных отложений Нарымского края. Тр. СОПС Экспед. АН СССР 1933 г., М., 1934.

Сукачев В. Н. *Brasenia purpurea* Michx., в верхнетретичных отложениях Западной Сибири. ДАН СССР, т. 1, № 2—3, 1935.

Сурков В. С., Тисленко И. М. Новые данные о геологическом строении Среднего Приобья по геофизическим работам. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2. Томск, 1960.

Сурков В. С. Новые представления о строении и возрасте складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности. Геология и геофизика, № 2, 1962.

Суслов С. И. Материалы по геоморфологии Ойротии (Северо-Восточного Алтая). Тр. СОПС АН СССР, сер. ойротская, вып. 2, 1936.

http://jurassic.ru/

Сухарина А. Н., Емельянова Д. И. Новые данные по геологии и полезным ископаемым мезозойских отложений бассейна р. Золотой Китат. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3. Томск, 1958.

Сухарина А. Н. Итоги работ ЗСГУ в 1962 г. на фосфориты. Вестник ЗСГУ и НТГУ № 1, 1963.

Сухов С. В. Миоценовые растения с рек Кизак и Шиш в Западной Сибири. Тр. ТГУ, сер. геол., т. 132, Томск, 1954.

Сычева Т. Г., Сокольская А. Н., Максимова С. В., Безносова Г. А. Фациальная зональность брахиопод в каменноугольных морях Кузнецкой котловины. Палеонтологический журнал АН СССР, № 4, 1962.

Танфильев Г. И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа. Тр. геол. части Кабинета, в. 5, 1902.

Тарноградский В. Д. Основные черты геоморфологического строения юго-западной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 81, Л., 1963.

Таруц Г. М., Тисленко И. М. О структуре платформенного чехла Обь-Иртышского междуречья. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3. Томск, 1963.

Титова З. А. Новые данные по террасам Центрального Алтая. Тр. ТГУ, т. 133. Томск, 1956.

Титова З. А. Террасы и неотектоника долины Аргута на Алтае. Уч. зап. ТГУ, № 2. Томск, 1957.

Тихонов А. Н. К стратиграфии «ануйско-чуйской» и «зелено-фиолетовой» формаций Причарышского Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.

Толмачев И. П. Геологическое описание восточной половины 15 и ю.-з. четверти 16 листа VIII ряда 10-верстной карты Томской губ. (листы Тындын, Уса и Карлыган). Тр. геол. части каб., VII, 1909.

Толмачев И. П. Геологическое строение Азиатской России. Изд. Пересел. упр., СПб, 1914.

Толмачев И. П. Нижнекаменноугольная фауна Кузнецкого угленосного бассейна. Мат. по общ. и прикл. геол., Изд. ГК, ч. I, Л., 1924; ч. II, вып. 25, 1931.

Толмачев И. П., Тихонович Н. Н., Мамонтов В. Геологическое описание и полезные ископаемые района проектируемой Южно-Сибирской железной дороги, 1913.

Тризна В. Б. Мшанки острогской свиты нижнего карбона Кузбасса. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, в. 98, 1956.

Тронов Б. В. Современное оледенение Алтая. Изв. РГО, т. 57, вып. 2, 1924.

Тронов М. В. Современное оледенение Алтая. Зап. ВГО, нов. сер., т. 9, 1949.

Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая, М., 1949.

Троновы Б. и М., Тюменцев К. Г. Сводка ледниковых исследований Алтая с 1907 по 1932 г. Изд. РГО, т. 66, вып. 4, 1934.

Туаев Н. П. Очерки геологии и нефтеносности Западно-Сибирской низменности. Тр. НГРИ, нов. серия, вып. 4, 1941.

Туезов И. К. Структура второго этажа юга Западной Сибири и некоторые вопросы геотектонического районирования этой территории в свете геолого-геофизических данных. Материалы по геол., гидрогеол., геофизике и полезным ископ. Зап. Сибири. Тр. СНИИГГИМС, серия Нефтяная геология, вып. 26, Л., 1962.

Тыжнов А. В. Материалы по стратиграфии и тектонике девонских отложений с.-з. окраины Кузнецкого каменноугольного бассейна. Изв. ЗСГРУ, т. XI, вып. 1, 1931.

Тыжнов А. В. Геологический очерк Барзасского района Кузбасса. Материалы по геол. Зап. Сибири, № 3 (45). Томск, 1938.

Тыжнов А. В. Геологическое строение с.-з. части Кузбасса. Материалы по геол. Зап. Сибири, № 58. Томск, 1944.

Тюменцев К. Г. Результаты геологических работ, произведенных летом 1922 г. в бассейне р. Балык-су. Изв. СОГК, III, вып. 3 (Отчет), 1923.

Тюменцев К. Г. Геологические исследования в районе р. Кондомы. Изв. ГК за 1926 г., т. 45, № 4, 1927.

Тюменцев К. Г. Геологический очерк бассейна р. Кондомы в ю.-з. части Кузнецкого Алатау. Изв. ЗСГУ, т. XI, вып. 2, 1931.

Тюремнов С. Н. Современные и межледниковые торфяники европейской части СССР и Западно-Сибирской низменности. Тр. Лабор. геологии угля АН СССР, вып. 5, 1956.

Унксов В. А. Алтае-Саянская складчатая область. Геологическое строение СССР, т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.

Усов М. А. Тектоника Судженского каменноугольного месторождения. Изв. СОГК, т. 1, вып. 2, 1919.

Усов М. А. История учреждения Сибирского геологического комитета. Изв. СОГК, т. 1, вып. 1, 1920.

http://jurassic.ru/

Усов М. А. Тектоника Анжерского каменноугольного месторождения. Изв. СОГК, т. 1, вып. 4, 1920.

Усов М. А. Отчет о деятельности Сибирского отделения геологического комитета за 1921 г. Изв. СОГК, т. III, вып. 1, 1922.

Усов М. А. Геологические исследования Анжеро-Судженского угленосного района. Изв. СОГК, вып. 6 (Отчет), 1921.

Усов М. А. Элементы тектоники Ленинского района Кузбасса. Томск, 1923.

Усов М. А. Геологическая история Кузнецкого каменноугольного бассейна. 1923.

Усов М. А. Отчет о состоянии и деятельности Сибирского геологического комитета за 1922 г. Изв. СОГК, т. III, вып. 3, 1923.

Усов М. А. Элементы тектоники Кузбасса. Кузбасс, Библ. Горн. журн., № 2, 1924.

Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. Изв. СОГК, т. IV, вып. 3, 1925.

Усов М. А. Состав и тектоника Кемеровского месторождения Кузбасса. Изв. СОГК, т. V, вып. 4, 1926.

Усов М. А. Общий отчет о состоянии и деятельности Сибирского отделения геологического комитета за 1926 г. Изв. СОГК, т. VI, вып. 6, 1927.

Усов М. А. Очерк геологического строения и полезные ископаемые Сибирского края. Тр. I Сиб. краев. научно-исслед. съезда, 1927.

Усов М. А. Общий отчет о состоянии и деятельности Сибирского отделения геологического комитета за 1927 г. Изв. СОГК, т. VII, вып. 6, 1928.

Усов М. А. Геолого-промышленный очерк Кузнецкого каменноугольного бассейна. Изв. СОГК, VIII, вып. 5, 1929.

Усов М. А. Стратиграфия угленосных отложений Кузбасса. Вестник ЗСГРУ, № 1, Томск, 1931.

Усов М. А. Формы дизъюнктивных дислокаций в рудниках Кузбасса. Сб. по геологии Сибири, изд. ЗСГУ, 1933.

Усов М. А. Новые данные по геологии Западно-Сибирского края. Вестник ЗСГГГТ, № 6. Томск, 1934.

Усов М. А. Структурное обоснование северного продолжения Кузбасса. Вестник ЗСГГГТ, № 4. Томск, 1934.

Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Изд. ЗСГРТ. Томск, 1934.

Усов М. А. Геологический очерк Кузбасса. Полезные ископаемые Зап. Сиб. края, т. III, Угли. Томск, 1935.

Усов М. А. Новые данные 1935 г. по геологии Западно-Сибирского края. Вестник ЗСГГГТ, № 6. Томск, 1935.

Усов М. А. Тектоника Кузбасса. Пробл. сов. геол., т. V, № 2, 1935.

Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. Пробл. сов. геол., № 9, 1935.

Усов М. А. Докембрий Западно-Сибирского края. Пробл. сов. геол., № 5, 1935.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Зап. Сиб. края. Изд. ЗСГУ. Томск, 1936.

Усов М. А. Источники метасоматических изменений нижнесилурийской толщи Западно-Сибирского края. Изд. АН СССР, сер. геол., № 2—3, 1938.

Усов М. А. Основные результаты работ Западносибирского геологического треста по изучению четвертичной геологии Западной Сибири. Вестник ЗСГТ, № 1. Томск, 1937.

Усов М. А. Трапповые формации Кузбасса. Изв. АН, 1937.

Усов М. А. Геологическое строение Новосибирской области и Алтайского края. Полезные ископаемые р-нов Новосиб. обл. и Алт. края, 1938.

Усов М. А. Гипербазитовая формация Западной Сибири. Сб. АН СССР, посвящ. В. А. Обручеву, т. 2, 1939.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Тр. XVII МГК, II, 1939.

Усов М. А. Тектоника Кузбасса. Вестник ЗСГУ, № 5. Томск, 1940.

Усов М. А. Фации и формации горных пород. Вопр. геологии Сибири, т. 1, М.—Л., 1945.

Усов М. А. Циклы, фазы и этапы эндогенных геологических процессов. Вопр. геологии Сибири, т. I, М.—Л., 1945.

Ушакова М. В. Находки планктонных фораминифер в палеогеновых отложениях Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. 2, 1959.

Федосеев Г. С. О происхождении сиенито-диоритов массива горы Малая Куль-Тайга. Геология и геофизика, № 12, 1961.

Федотов Д. М. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса. Тр. ЦНИГРИ, вып. 97, 1937.

Федянина Е. С. Трилобиты мрасской свиты с ключа Пьянковского (Горная Шория). Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Фениксова В. В. Стратиграфическое значение горизонта «сизых суглинков» в кайнозое Среднего Приобья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXI, (4), 1956.

http://jurassic.ru/

Филатов К. С. Итоги работ Западносибирского отделения Союзредметразведка за 1935 г. Вестник ЗСГГГТ, № 6. Томск, 1935.

Филатов К. С., Баклаков М. С. Геологические результаты работ Западносибирского отделения Союзредметразведка за 1939 г. Вестник ЗСГУ, № 6. Томск, 1939.

Филимонов П. М. Геолого-петрографический очерк района Шерегешевского железорудного месторождения. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 31. Томск, 1936.

Филимонов П. М. Геолого-петрографический очерк Мундыбашского района Горной Шории. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 31. Томск, 1936.

Фомичев В. Д. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Кемеровского района Кузбасса. Изв. ГК, т. 48, № 7, 1929.

Фомичев В. Д. Новые данные по нижнекаменноугольным кораллам Кузбасса. Тр. ГГУ, вып. 49, 1931.

Фомичев В. Д. О нижнекаменноугольных отложениях Кемеровского района Кузнецкого бассейна. Изв. ВГРО, т. LI, в. 100, 1932.

Фомичев В. Д. О девонских отложениях окраин Кузнецкого бассейна. ДАН СССР, 2, № 2, 1934.

Фомичев В. Д. Стратиграфия и тектоника Инского и Плотниковского районов Кузбасса. Тр. ВГРО, в. 333, 1935.

Фомичев В. Д. К стратиграфии Кузнецкого бассейна. Тр. ЦНИГРИ, в. 28, 1935.

Фомичев В. Д. О девонских отложениях северо-западной окраины Кузбасса. Вестник ЗСГУ, № 1. Томск, 1940.

Фомичев В. Д. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Очерки по геол. Сибири, в. II, АН СССР, 1940.

Фомичев В. Д. Общая схема тектоники Западной Сибири и Восточного Казахстана. ДАН СССР, т. LIX, № 4, 1948.

Фомичев В. Д. Новые данные по стратиграфии Салаира. Информ. сборн. ВСЕГЕИ, № 3, 1956.

Фомичев В. Д. Салаир. Нижнепалеозойский магматизм и средне-верхнепалеозойский магматизм. Геологическое строение СССР, т. 2, 1958.

Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э. Геологический очерк Салаира, Тр. ВСЕГЕИ, т. 63, 1961.

Фрадкин М. М. О двухкратном оледенении Западно-Сибирской низменности. ДАН СССР, 24, № 4, 1939.

Фрейман Е. В. О новом датско-палеоценовом комплексе фораминифер Западной Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 8, 1960.

Халфин Л. Л. Материалы к стратиграфии северной окраины Кузнецкого угольного бассейна. Тр. НИУИ Востугля, сер. Г, вып. 2, 1931.

Халфин Л. Л. Нижнефранские брахиоподы окраин Кузнецкого каменноугольного бассейна и Горловского угленосного района. Изв. ЗСГРТ, т. XII, вып. 3, 1932.

Халфин Л. Л. Верхний девон с. Жарковского на р. Яе. Тр. НИУИ Кузбассугля, 1933.

Халфин Л. Л. Материалы по стратиграфии девонских отложений Алтая. Материалы по геол. Зап. Сибири, № 20, 1935.

Халфин Л. Л. Среднедевонские брахиоподы с. Лебедянского Анжеро-Судженского района. Изв. индустр. ин-та, т. 57, 1937.

Халфин Л. Л. К вопросу о возрасте кольчугинской свиты Кузбасса. Пробл. сов. геол., № 4, 1933.

Халфин Л. Л. Пелециподы нижнего девона Алтая. Тр. Научн. конф. по изуч. и осв. произв. сил Сибири, т. II. Томск, 1940.

Халфин Л. Л. Нижнедевонские спириферидыы Алтая. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 62, 1944.

Халфин Л. Л. О бухиоловых сланцах Рудного Алтая. Изв. ЗСФАН СССР, вып. 1, 1946.

Халфин Л. Л. Фауна и стратиграфия девонских отложений Горного Алтая. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 65, вып. 1, Томск, 1948.

Халфин Л. Л. Новые спириферы девонских отложений северо-западной окраины Кузнецкого бассейна. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 10, 1950.

Халфин Л. Л. Заметки о фауне красноярских песчаников Кузбасса. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 65, вып. 2. Томск, 1950.

Халфин Л. Л. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 9, 1950.

Халфин Л. Л. К вопросу о нижнем девоне Рудного Алтая. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 13, 1953.

Халфин Л. Л. О биостратиграфической границе между балахонской и кузнецкой свитами Кузбасса. Тр. ТГУ, сер. геол., т. 132. Томск, 1954.

Халфин Л. Л. Введение в биостратиграфию угленосных отложений Кузнецкого бассейна. Вопр. геол. Кузбасса, I, М., 1956.

http://jurassic.ru/

Халфин Л. Л. Краткий очерк истории верхнепалеозойской фауны пелеципод Кузнецкого бассейна. Тр. СНИИГГИМС, вып. 2. Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири, 1959.

Халфина В. К. О верхнедевонской фауне с. ЯЯ-Петропавловского (Кузбасс). Тр. научной конференции по изуч. и осв. произв. сил Сибири, т. II, 1940.

Халфина В. К. О находке спирорбисов в угленосной толще Кузбасса. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, в. 10, 1950.

Халфина В. К. О новых находках *Stromatoporoidea* в Западной Сибири. Тр. ТГУ, т. 132. Томск, 1954.

Халфина В. К. Строматопороидеи из кембрийских отложений Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 8, 1960.

Харин Г. С. Новые данные о стратиграфии девона восточного склона Салаира. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 61. М., 1958.

Хахлов В. А. Материалы к познанию возраста продуктивной толщи Кузбасса. Изв. СОГК, VIII, вып. 4, 1929.

Хахлов В. А. Остатки третичной флоры с разъезда Антибес Томской железной дороги. Изв. СОГК, X, вып. 2, 1930.

Хахлов В. А. Остатки верхнемеловой флоры Томского округа. Изв. ЗСО ГК X, вып. 2, 1930.

Хахлов В. А. Материалы к стратиграфии Кузбасса. Тр. НИУИ Востугля, сер. Г, вып. 4, 1931.

Хахлов В. А. Третичная флора Томского округа. Изв. ЗСГРУ, XI, вып. 2, 1931.

Хахлов В. А. Юрская флора из Кузбасса. Тр. НИУИ Востугля, сер. Г, вып. 3, 1931.

Хахлов В. А. О стратиграфии Кузбасса. Вестник ЗСГРТ, № 1, 1932.

Хахлов В. А. Геологический разрез продуктивной толщи в ю.-в. части Кузбасса. Изв. ЗСГРТ, т. XII, вып. 4. Томск, 1932.

Хахлов В. А. Остатки пермо-карбоновой флоры на Алтае. Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, № 4, 1933.

Хахлов В. А. К изучению стратиграфии Кузбасса. Пробл. сов. геол., 4, 1933.

Хахлов В. А. Прокопьевская свита Кузбасса. Сб. по геол. Сибири, изд. ЗСГРТ. Томск, 1933.

Хахлов В. А. Конференция по стратиграфии Кузбасса. Горный журнал, № 10, 1934.

Хахлов В. А. Палеоботаническое обоснование новой стратиграфической схемы Кузбасса. Тр. науч. исслед. угольн. ин-та Кузбассугля, ОНТИ, 1934.

Хахлов В. А. О триасе в Кузбассе. Пробл. сов. геол., 6, № 1, 1936.

Хахлов В. А. О расчленении пермо-карбоновых отложений в северо-западной части Азии. Вестник ЗСГТ, № 1. Томск, 1937.

Хахлов В. А. К вопросу изучения триасовых отложений в Кузбассе. Тр. ТГУ, сер. геол., 93. Томск, 1937.

Хахлов В. А. Ископаемые растения балахонской свиты Кемеровского района Кузбасса. Тр. ТГУ, т. 96. Томск, 1939.

Хахлов В. А. Прокопьевские свиты Кузбасса. Тр. научн. конф. по изуч. и осв. произв. сил Сибири, т. II. Изд. ТГУ, Томск, 1940.

Хахлов В. А. О соотношении угленосной толщи Кузбасса и Томского нижнего карбона. Вестник ЗСГУ, № 5. Томск, 1943.

Хахлов В. А. Верхнемеловая флора окрестностей г. Мариинска. Изв. ЗСФАН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

Хахлов В. А. Меловые флоры окраин Кузбасса. Уч. зап. ТГУ, № 3. Томск, 1947.

Хахлов В. А. Некоторые остатки ископаемых растений из Горловского угленосного бассейна. Тр. ТГУ, т. 99. Томск, 1948.

Хахлов В. В. О слоистости и условиях седиментации пород басандайской свиты нижнего карбона района г. Томска. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Хоментовский В. В., Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Розанов А. Ю. Нижний кембрий Горного Алтая. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1962.

Цейклин И. С. Материалы к стратиграфии г. Орлиной в с.-в. части Салаира. Вестник ЗСГТ, № 5. Томск, 1935.

Черепнина С. К., Дзюбо П. С. Табуляты и ругозы салаирского фациального типа из нижнедевонских отложений Алтая. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 63. Томск, 1962.

Чернов В. И. К вопросу о возрасте и фациях порфировых интрузий северо-западной части Рудного Алтая. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.

Чернов В. И. Некоторые данные о петрографии кислых эффузивов девона Рудного Алтая. Тр. Моск. ГРИ, т. 28, 1955.

Чернов В. И. О девонских гранитоидах на Рудном Алтае, ДАН СССР, т. 106, № 3, 1956.

Чернов В. И. О некоторых вопросах истории формирования Змеиногорского комплекса гранитоидов на Рудном Алтае. Тр. МГРИ им. Орджоникидзе, т. 29, 1956.

http://jurassic.ru/

Чернов В. И. Основные черты геологии и петрографии интрузивных комплексов Рудного Алтая. Бюлл. МОИП, т. 61, отд. геол., т. 31, вып. 4, 1956.

Чернов Г. А., Грацианова Р. Т. О фауне и стратиграфии нижнего девона бассейна р. Песчаной в Горном Алтае. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 17, 1956.

Чернов В. И., Гаврилова В. Н. Основные черты геологии и петрографии интрузивных пород Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, № 3, 1957.

Чернышев Б. Б. Силурийские и девонские *Tabulata* и *Heliolitidae* окраин Кузнецкого угленосного бассейна. Госгеолиздат, 1951.

Чернышев Б. И. *Estheria* из Сибири и Дальнего Востока. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 9, 1930.

Чернышев Б. И. *Calceola* из девонских отложений Салаирского кряжа. Ежегодн. Всерос. палеонт. о-ва, т. VIII, 1930.

Чернышев Б. И. *Cirripedia* из Кузнецкого и Донецкого бассейнов. Ежегодн. Всерос. палеонт. о-ва, 10, 1931.

Чернышев Б. И. О некоторых *Brachiopoda* из Кузбасса. Тр. Ленингр. о-ва естеств., т. LXIII, вып. 2, 1934.

Чернышев Б. И. К вопросу о триасе в Кузнецком бассейне. Пробл. сов. геол., 6, № 10, 1936.

Чернышев Ф. Н. Материалы к изучению алтайской девонской фауны. Изв. ГК, т. XI, № 9—10, 1893.

Чернышева Н. Е. Верхнесилурийские и девонские трилобиты Кузнецкого бассейна. М., 1951.

Черский И. Д. Заметка к вопросу о возрасте пород, развитых в окрестностях Омска. Изв. СО РГО, т. VI, № 1—2, 1875.

Черский И. Д. О послетретичных образованиях Сибири. Тр. СПб общ. естеств., XVII, 1887.

Черский И. Д. Геологическое исследование Сибирского почтового тракта от оз. Байкал до восточного склона хребта Уральского, 1888.

Чиркова Е. Ф. К стратиграфии угленосных отложений Кузнецкого бассейна и о *Noeggerathiopsis Theodori* sp. n., характерном кордаите томской свиты. Материалы ЦНИГРИ, сб. 2, Палеонтология и стратигр., 1933.

Чураков А. Н. Материалы для тектоники Кузнецкого Алатау. Тр. Угольной ком., вып. 145, 1916.

Чураков А. Н. Основные вопросы стратиграфии Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Зап. Мин. о-ва, ч. 59, № 1, 1930.

Чураков А. Н. Современное состояние наших знаний о стратиграфии и тектонике древних отложений южной части Средней Сибири. Изв. АН СССР, отд. мат. и ест. наук, вып. 1—4, 1931.

Чураков А. Н. О соотношении между кембрием и протерозоем в Кузнецком Алатау. Изв. АН, отд. мат. и естест. наук, № 1, 1932.

Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау, история его геологического развития и его геохимические эпохи. Очерки по геологии Сибири, изд. АН СССР, 1932.

Чураков А. Н. Геологическое строение восточной части Айгулакского и западной окраины Курайского хребтов. Тр. Ойротской экспед., СОПС АН СССР, т. I, 1941.

Чураков А. Н. Своеобразный разрыв между флорой и фауной в пермо-карбоновых отложениях Горного Алтая и практическое значение этого явления. Вопр. геологии Сибири, т. I, АН СССР, 1945.

Шарков В. В. Еще раз о третичном оледенении Алтая. Природа, № 6, 1950.

Шатров И. Е. Геологическое строение Салаирского кряжа в верховьях рр. Аламбай, Тогул, Бачата. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 39, 1937.

Шахов Ф. Н. Магматические породы Кузнецкого бассейна. Изд. Сиб. технол. ин-та, т. 47, вып. 3, 1927.

Шахов Ф. Н. Геологические исследования на Ю.-В. Алтае в районе среднего течения р. Аргута. Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 5, 1933.

Шахов Ф. Н. Зоны смятия на Алтае и связи их с рудными месторождениями. Вопр. геологии Сибири, т. I, АН СССР, 1945.

Шацкий С. Б. К вопросу о разновременности уральского и сибирского оледенений. Бюлл. четв. ком. АН СССР, № 20, 1955.

Шерихора В. Я. О выделении васюганской свиты в составе юрских отложений. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2. Томск, 1961.

Шмальгаузен И. Юрская флора Кузбасса и Печорского края. Записки мин. о-ва, 16, 1881.

Шмидт А. П. Новые данные по геологии Кузнецкого Алатау. Тр. научн. конф. по изуч. и осв. произв. сил. Сибири, т. II, изд. ТГУ, Томск, 1940.

Шмидт Г. А. К вопросу о происхождении уступов на южном склоне Теректинского хребта в Центральном Алтае. Бюлл. ком. по изучению четвертичного периода АН СССР, № 28, 1963.

Шнелль Ф. Петрографическое исследование выходов диабазов в окрестностях г. Томска. Изв. Томск. технол. ин-та, № 1, 1915.

http://jurassic.ru/

Шорохов Л. М. К вопросу о мезозойских отложениях в пределах Кузбасса. Вестник ГК т. IV, № 2. 1929.

Шпильман К. А. Геологическое строение и гидрогеологическая характеристика Саргайской площади. Материалы по геол. Зап.-Сибирской низменности, № 3, 1962.

Штылько Б. А. Остатки ископаемых щук из Западной Сибири. Тр. Геол. музея АН СССР, т. VII, Л., 1929.

Штылько А. Неогеновая фауна пресноводных рыб Западной Сибири. Тр. ВГО, вып. 359, 1934.

Шульгин В. Н. Схема геоморфологии Горной Шории. Тр. научн. конф. Новокузнецкого пед. ин-та, вып. 1, 1956.

Шумилова Е. В. Террасы р. Томи в ее среднем течении. Материалы по геологии Западной Сибири, в. 8. Томск, 1934.

Шумилова Е. В. Литология рыхлой толщи разреза под Лагерным садом близ г. Томска. Вестник ЗСГТ, № 4. Томск, 1936.

Шумилова Е. В. К вопросу о литологии кольчугинской свиты Ерунаковского района Кузбасса. Вестник ЗСГТ, № 3. Томск, 1937.

Шумилова Е. В. Материалы к литологии и стратиграфии Западно-Сибирской низменности. Вестник ЗСГУ, № 5. Томск, 1939.

Щербаков Ю. Г. Новые данные о геологическом строении Горной Шории. Геология и геофизика, № 6, 1961.

Щукина Е. Н. Третичные отложения Чуйской и Курайской степей. Тр. ИГН АН СССР, вып. 37, 1941.

Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. Кора выветривания, вып. 2, М., 1956.

Щукина Е. Н., Заклинская Е. Д. Некоторые данные к стратиграфии четвертичных отложений предгорий Алтая. Бюлл. ком. по изучению четвертичного периода, № 14, изд. АН СССР, 1949.

Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

Эдельштейн Я. С. Тектоника и полезные ископаемые Сибири. Изв. ГК, т. 42, № 1, 1923.

Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Западно-Сибирской равнины. Изв. ЗСО РГО, т. V, 1926.

Эдельштейн Я. С. К вопросу об оледенении Западно-Сибирской равнины. Природа, № 5, 1931.

Эдельштейн Я. С. Геоморфологический очерк Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та физ. географии, вып. 20, 1936.

Эдельштейн Я. С. Новое в стратиграфии Сибири. Пробл. сов. геол., № 10, 1938.

Эйхенвальд Н. С. Некоторые особенности геологического строения с.-з. погружения Томь-Колыванской складчатой зоны. Тр. СНИИГГИМС, вып. 1, Л., 1959.

Юшин В. И. Морские палеогеновые отложения Томской области и их континентальные аналоги. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 3. Томск, 1960.

Юшин В. И. Стратиграфия и фации верхнемеловых отложений территории Томской области. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2. Томск, 1961.

Яворский В. И. Ю.-В. окраина Кузнецкого бассейна. Материалы по общ. и прикл. геологии в. 59. Изд. ГК, 1923.

Яворский В. И. Материалы для геологии Кузнецкого каменноугольного бассейна. Тырган и прилегающая к нему полоса угленосных отложений. Материалы по общ. и прикл. геологии, вып. 62, изд. ГК, 1924.

Яворский В. И. Исследование ю.-з. части Кузнецкого бассейна. Изв. ГК за 1923 г., т. 42, № 10, 1925.

Яворский В. И. Геологические исследования Кузнецкого бассейна. Изв. ГК за 1925 г., т. 44, № 2, 1927.

Яворский В. И. Силурийские *Stromatoporoidea*. Изв. ГК, т. XLVII, № 1, 1929.

Яворский В. И. *Actinostromidae* из девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна и Урала. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 4, 1930.

Яворский В. И. Некоторые девонские *Stromatoporoidea* из окраин Кузбасса, Урала и других мест. Изв. ВГРО, 50, вып. 94, 1931.

Яворский В. И. Береговые обнажения по р. Томи от устья р. Кукши до Поляковского камня и по р. Верхней Терси в Кузнецком бассейне. Тр. ВГРО, вып. 347, 1933.

Яворский В. И. Некоторые результаты геологических исследований в Кузбассе летом 1932 г. Тр. ЦНИГРИ, вып. 26, 1934.

Яворский В. И. Девон ю.-з. окраины Кузбасса. Тр. ЦНИГРИ, вып. 167, 1938.

Яворский В. И. Стратиграфия, угленосность и элементы тектоники Кузбасса. Тр. XVII МГК, т. I, 1939.



http://jurassic.ru/

Яворский В. И. Геология района горы Орлиной на ю.-з. окраине Кузнецкого бассейна. Сов. геол., № 12, 1940.

Яворский В. И. Некоторые палеозойские и мезозойские Hydrozoa, Tabulata, Algae. ДАН СССР, т. XXVIII, № 4, 1940.

Яворский В. И. Девонские Stromatoporellidae и их роль в деле изучения стратиграфии Кузбасса. ДАН СССР, т. 39, № 9, 1943.

Яворский В. И. Кузнецкая свита в береговых обнажениях р. Томи ниже устья р. Грязной. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 59, 1947.

Яворский В. И. Некоторые палеозойские и мезозойские Hydrozoa, Tabulata, Algae. Моногр. по палеонтологии СССР, т. XX, вып. 1, 1947.

Яворский В. И. Девонские Stromatoporella и их значение для стратиграфии. Вопр. палеонтологии, т. 1, 1950.

Яворский В. И. Некоторые палеозойские строматопороидеи. ВСЕГЕИ, 1951.

Яворский В. И. Стратиграфия угленосных отложений Кузнецкого бассейна. Вопр. геологии Кузбасса, т. I, 1956.

Яворский В. И. Условия формирования угленосных отложений Кузнецкого бассейна и их тектоника. Госгеолтехиздат, 1957.

Яворский В. И., Бутов П. И. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Тр. ГК, нов. серия, вып. 177, 1927.

Яворский В. И., Ли П. Ф. Красноярские песчаники Кузнецкого бассейна. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 60. Томск, 1947.

Яворский В. И., Ли П. Ф. Красноярские песчаники Кузнецкого бассейна. ДАН СССР, нов. сер., т. 58, № 4, 1947.

Яворский В. И., Ли П. Ф. Геология и генезис угленосных отложений Кузбасса по исследованиям береговых обнажений р. Томи. 1953.

Яковлев Г. Ф. Материалы по тектонике Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, № 3, 1957.

Яковлев С. А. Геологическое описание с.-з. четверти 16 листа X ряда 10-верстной карты Томской губ. (лист Улала). Тр. геол. части Кабинета, т. VIII, вып. 1, 1908.

Яковлев С. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера. Бюлл. МОИП, н. с., отд. геол., т. XVII, вып. 4—5, 1939.

Якубовская Т. А. Новые находки третичной флоры в Томском Приобье. ДАН СССР, т. 116, № 2, 1957.

Янишевская И. А. Щелочные и нефелиновые сиениты участка Матыр. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64, 1963.

Янишевский М. Э. Глинистые сланцы, выступающие около г. Томска. Тр. ГК, нов. серия, вып. 107, 1915.

Янишевский М. Э. О миоценовой флоре окрестностей г. Томска. Тр. ГК, вып. 131, 1915.

Янишевский М. Э. О некоторых *Pelecypoda* и *Ostracoda* из угленосной толщи Кузбасса. Изв. ГК, т. 46, № 9, 1927.

Янишевский М. Э. Описание фауны из основания угленосной толщи Кузбасса. Уч. зап. ЛГУ, т. I, вып. 1, 1935.

Янишевский М. Э. К вопросу о геологическом возрасте основания угленосной толщи Кузбасса. Пробл. сов. геол., вып. 6, 1936.

Янов Э. Н. Девонские отложения ю.-в. Горного Алтая (бассейн верховьев р. Чуи). ДАН СССР, т. 126, № 6, 1959.

Ярошевич В. М. К вопросу о строении древних толщ бассейна р. Большой Шоры (Кузнецкий Алатау). Геология и геофизика, № 11, 1963.

Ярошинская А. М. Общая характеристика мшанок верхнего ордовика Горного Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 8, 1960.

http://jurassic.ru/

# УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ


## А

Абайская равнина, степь 32, 48, 594
Абаканский хребет 32
Абат гора 133
Абашево д. 18
Абашева р. 246
Абинские болота — 574
Абышево д. 240
Агол р. 288
Ажинка с. 54, 238, 267, 273
Азу хребет 29
Аил с. 285
Айгулакский хребет 21, 30, 187, 192, 565
Ак-Кая р. 190
Аккем р. 424, 428
Ак-Соусканда р. 117
Акташ с. 190
Ак-Тур р. 424
Аламбай р. 89—91, 138, 469—471
Алей р. 34, 400
Александрово(ское) с. 320, 357, 363, 571, 574
Алзас р. 265
Алтае-Саянская (Саяно-Алтайская) горная обл. 7, 9, 26, 27, 45, 46, 51, 54, 55, 57, 59, 60, 64, 80—84, 100, 127, 171—174, 233, 234, 236, 237, 272, 349, 428, 430—432, 442, 495—499, 502, 504—510, 538, 540, 555—568, 571, 572, 585, 587, 592, 601—611
Алтай 9, 10—12, 14, 19—23, 27—35, 38, 42, 43, 48—50, 52—54, 56, 58, 60, 63, 66—71, 83, 85, 86, 117, 118, 122, 124, 126—131, 134, 139, 141, 142, 151, 153, 155, 161, 166, 167, 169—174, 178, 192, 198, 200, 201, 229, 232—238, 268—271, 273, 296, 323, 324, 349, 367—370, 374, 375, 379—382, 391, 393, 394, 399, 401—404, 413, 415—420, 422—428, 431, 479—483, 486—495, 497, 501, 503, 538, 540, 542—547, 550, 551, 553—555, 561, 563, 565, 569, 570, 576, 582, 585, 587, 590—594, 598—601, 603, 605, 606, 608, 610, 611
Алчедат р. 224, 309, 332, 529
Алыкаева р. 256
Амзас ж.-д. ст. 97, 114, 443
Амзас р. 73, 75, 101, 104, 113—115, 134, 136
Амзас-Таскыл гора 32
Ампалык р. 334
Ангуреп р. 65, 89, 94
Антипино с. 94, 471
Антроп р. 203, 413, 419, 421, 587
Ануй р. 34, 35, 142, 145, 148—150, 154, 155, 162, 163, 165, 178, 179, 184—186, 191, 400, 402, 404, 419, 420, 423, 424, 545, 583, 592, 605
Ануйский хребет 32
Анчешева р. 87, 88, 91, 92, 98
Аныштаиха д. 90, 94
Аргут р. 21, 29, 30, 31, 165, 377
Ариничево с. 96, 98, 467
Арчекас гора 333
Арышева д. 334
Асино г. (с.) 357
Асямово с. 365, 367
Аталык гора 499
Атахта р. 151
Ател рч. 133
Атласка р. 103
Атлым с. 360
Афонино с. 43, 208, 264
Ашутас гора 372

## Б

Бабий Камень гора (обнажение) 286, 288—293, 300, 302, 474, 475
Бава р. 127
Баган рч. 396, 578
Баганенок р. 578
Багдашкол р. 106
Базас р. 112
Базанча р. 79
Базла р. 421
Байгол р. 151, 191, 422, 481
Байзан гора 444
Бакчар р. 358
Балахонка д. 249, 252, 254, 255
Балахонка р. 257
Балбынь д. 305
Балыксу р. 104, 106
Банный кл. 103
Барабинск г. 24, 295, 320, 324, 339, 345, 347, 365, 367, 607
Барабинская низменность 578
Барабинская (Бараба) равнина, степь 13, 14, 23, 24, 27, 28, 41, 45, 47, 49, 50, 361, 362, 364, 365, 367—371, 391, 393, 397—399, 426, 574, 576, 578—580, 597, 611
Барагаш р. 148, 149, 163
Барагашенок р. 180
Барановка д. 152
Баранча р. 419
Баратал урочище 70
Бар-Бургаза р. 191, 422
Баргаста р. 150


http://jurassic.ru/

Барзас р. 17, 216, 528
Барлак с. 181
Барлык р. 483
Барнаул г. 43, 47, 56, 365, 391, 392, 394, 400, 401
Барнаулка р. 35
Барнаульская долина, лощина 394, 404, 577
Барсук гора 469, 502, 524
Барсучья р. 305
Басандайка р. 228, 263, 581, 582
Баскускан р. 212
Басмала р. 258
Батеневский кряж 85—87, 509, 513, 516, 587
Батун пос. 196
Батурино с. 364, 398, 579
Бахаревка р. 79, 436
Бачат р. 473
Бачаты с. 93, 215, 240, 243, 596
Башкаус р. 21, 30, 41, 237, 268, 422, 548
Бащелак р. 422
Баянзас р. 75, 107, 265, 266
Бедарево д. 411
Безымянка р. 310
Белая р. 145, 147, 269, 270
Белая Горка 90, 103
Белая Уса р. 104
Беле пос. 422
Белово г. 336
Белокаменка р. 101
Белокуриха курорт 418, 483, 611
Белорецкий пос. 197
Белорусь пос. 336
Белуха гора 31, 34, 37, 44, 125, 424, 591
Бель-Агачская степь 577
Бель-су р. 74, 104, 106, 216, 588
Бенжереп р. 336
Бердск г. 398
Бердь р. 34, 99, 136, 139, 158, 160, 161, 205, 207, 208, 224, 226, 262, 264, 398, 468, 469, 477, 523
Березовая р. 528
Березовка р., рч. 124, 138, 155, 270
Березовка с. 184
Берикуль р. 12, 105
Бехтемир р. 587
Бешенка р. 76
Биджа д. 87
Бийка р. 71, 124
Бийск г. 36, 37, 401, 403—405, 409, 412, 420, 580, 585
Бистагский хребет 587
Биш-Иирду хребет 31, 599
Бия р. 12, 32, 34, 36, 37, 39, 41, 54, 56, 69, 121, 126, 127, 238, 267, 287, 400, 401, 403—406, 409, 413, 419—424, 427, 524, 584, 586, 587, 593, 600, 607
Бобров хребет 101
Боброва р. 310
Бобровка д. 65
Бобровка р. 77
Богужлан р. 267
Богута р. 191
Болотное г. 369, 372
Большая р. 116, 134—136
Большая Ерба д. 87
Большая Иша р. 119, 124, 125, 141
Большая Камышная р. 256, 257
Большая Мурта с. 353
Большая Речка пос. 152
Большая Речка р. 470
Большая Сила р. 108
Большая Теректа р. 185
Большая Топтушка с. 523
Большая Ханхара р. 167
Большая Чесноковка р. 249, 256
Большеречье с. 361, 362
Большое Яровое оз. 41, 578
Большой Аталык гора 441, 444, 445
Большой Бачат р. 215, 216
Большой Изылы р. 277
Большой Ик р. 89, 92, 468, 471
Большой Ильгумен р. 422
Большой Июс р. 449
Большой Кадыр р. 414
Большой Канзас р. 177
Большой Каным гора 588
Большой Карагай с. 390
Большой Карагем р. 267, 273
Большой Кас р. 353
Большой Каучак р. 481
Большой Китат пос. 107
Большой Кожух р. 105
Большой Коен р. 225, 227
Большой Коругеш р. 269
Большой Мунгай р. 587
Большой Растай р. 109, 437
Большой Таз р. 116, 134, 136
Большой Таскыл гора 444
Большой Тумуяс р. 101, 104, 106
Большой Унзас р. 114
Большой Яломан р. 165
Борисово с. 18
Бормотова д. 530
Боровая р. 336
Боровлянка р. 91, 471
Боровушка д. 276
Брагино с. 65
Брод д. 470
Буготак р. 225, 233
Буготакские сопки 99, 531
Бугрышиха с. 141, 145—147
Бугузун р. 268
Букина д. 280
Булухта р. 143
Бунгарап рч. 595
Бураново с. 471
Бурла р. 35, 41, 396, 577, 578
Бурлинское оз. 41, 578
Быстрая р. 162, 164
Быстренок ручей 164

В

Ваганово с. 88, 373, 531
Вагино с. 356
Вараковская д. 353
Вассино с. 217, 529
Васюган р. 23, 34, 36, 38, 358, 360, 362, 426, 571, 573, 574
Васюганское с. 38
Васюганские болота 38, 42, 574, 578
Верх. Алейское с. 492
Верхне-Аксеново с. 390
Верх. Ануйское с. 401
Верхне-Вартовское с. 426
Верхний Зуб гора 33, 588
Верхний Карасу р. 162, 165
Верхний Кибрас р. 74



http://jurassic.ru/

Верх. Коурак д. 521, 531
Верхний Чарыш р. 422
Верхний Этагол р. 180, 185
Верхняя Глинка обнажение 327
Верхняя Еланда рч. 125
Верхняя Ельцовка с. 398
Верхняя Маганакова р. 289
Верхняя Терсь р. 73, 105, 528, 583
Верх. Тогул с. 160, 264, 521
Верхтомское с. 249, 254, 256
Ветохина д. 158
Викулово пос. 342
Волчий Лог кл. 405
Волчиха с. 394
Вороново д. 398, 582
Воскресенка гора 448
Восточно-Барабинская равнина 578, 579
Выдриха р. 207, 208, 260
Вьюны с. 398
Вятский пос. 136

Г

Гавриловское с. 89, 90, 98
Галкина р. 356
Галкина с. 365, 367
Гарь пос. 310
Георгиевская д. 531
Глубокая д. 219
Глубочанка р. 200, 269, 270
Глухая р. 280
Глядень гора 159
Голодай пос. 138
Голодай р. 138
Голые сопки 88
Горловский бассейн 10, 15—18, 51, 54, 57, 58, 61, 224, 237, 253, 259, 260, 262—264, 274, 286, 287, 296, 476, 522, 524, 605, 606
Горная Шория 10—14, 19—22, 27, 32, 50—54, 56, 58, 60—65, 69—71, 73, 75—77, 79—86, 97, 99, 100, 106, 110, 111, 113—117, 122, 128—131, 133, 134, 136, 153, 154, 156, 169, 171, 174, 177, 201, 203, 204, 232—234, 236, 238, 265, 266, 272—274, 298, 323, 324, 349, 413, 414, 430—432, 436, 437, 439, 444, 446, 452, 457, 458, 471, 482, 498, 500, 502, 509, 510, 531, 538, 546, 558—560, 562, 565, 567, 582, 585, 587, 594, 601—607, 611
Горно-Алтайск г. 422
Горновское с. 470
Горно-Филинское с. 390, 426
Горный Алтай 10, 12, 14, 19—23, 30, 31, 43, 51—56, 58—69, 80—86, 116—119, 122, 126—131, 140, 141, 147, 148, 150, 152, 154, 156, 161, 164, 166, 169, 171—173, 178, 179, 181, 183, 185, 186, 188, 189, 191—193, 198, 221, 231—234, 236—238, 266—268, 272—274, 287, 307, 379, 412, 413, 417, 421, 422, 425, 428, 430, 479—489, 494, 497, 500—503, 505, 507, 508, 524, 525, 538—543, 545—550, 552, 554, 556, 558—563, 565—569, 571, 582, 584, 585, 591—593, 601—607, 610, 611
Горскино д., с. 90, 92—94, 96, 98, 467
Горячая гора 460
Грачиное оз. 41
Гремишка р. 186, 189
Григорьевка д. 224
Громотуха р. 277
Грязная р. 527
Гурьевск г. 19, 20, 86, 89, 93—95, 98, 99, 130, 136, 138, 157—160, 213, 467, 522
Гусельникова д. 136
Гусиный Брод д. 478

Д

Дедова гора 460
Демидовский пос. 531
Демьянка р. 352, 361, 390, 426
Демьянское с. 380, 389
Джира оз. 578
Дмитриевка д. 467
Дмитриевский пос. 365
Долгий Камень обнажение 300
Долгий Мыс гора 87
Дражные Тайлы д. 136
Дунай оз. 578

Е

Ебоган р. 145, 148
Евсеево д. 249
Егоров Лог ручей 78
Единис р. 77, 107
Екатеринское с. 352
Екибом р. 189
Елангаш р. 422
Еланда д. 118
Еланда р. 125, 149, 151, 162
Еланный Нарык р. 531
Елбань р. 264, 470
Елбань с. 264
Елизаветинка р. 75
Елунино с. 394
Ельцовка д. 228, 264
Ельцовка р. 138
Ельцовское с. 138, 467
Енис кл. 111
Ерунаково д. 248, 528
Ефремиха р. 205

Ж

Жарковское с. 220, 234
Желтоногино с. 468
Жениховский пос. 158
Жесменичка р. 203
Жирану р. 267
Жуланиха рч. 98
Журавлева д. 285

З

Завьялово с. 243, 253, 255, 277
Заледеево с. 409
Залесово с. 207, 208, 522
Заломная р. 18, 258
Западная Сибирь 7, 9, 11—20, 22, 24—29, 38, 42—46, 48—52, 54—64, 79—82, 85, 86, 114, 131, 132, 134, 137, 151—155, 157, 169—172, 221, 229, 237, 243, 271, 273, 274, 288, 295, 297, 299, 306, 323—326, 349—353, 356, 380—382, 399, 425, 428, 429, 431, 498, 507, 509, 510, 555—559, 562, 564, 565, 569—571, 575, 585, 590, 594, 596, 597, 601, 604, 605, 607—611

http://jurassic.ru/

Западно-Барабинская равнина 578, 579
Западно-Сибирская низменность, равнина 7, 9, 10, 23, 25—28, 33—36, 42, 45, 46, 50—52, 54—61, 289, 294—299, 306, 312, 317, 318, 323—328, 338—342, 345, 349, 350, 352—356, 358, 364, 371, 379—381, 383, 390, 391, 397—399, 406, 408, 425—428, 498, 507, 509, 533, 554, 556, 557, 564, 568—572, 575, 576, 579—582, 585, 587, 590, 591, 593, 596, 597, 599—601, 607—611
Западные Саяны 28, 30, 58, 69, 86, 103, 439, 497, 500—502, 505, 506, 538, 540, 548, 561, 567, 605, 611
Западный кл. 441
Заречная д. 216
Зарубино с. 224
Заслонка р. 113
Захолустное ж.-д. ст. 365
Звончиха р. 136
Зенкова д. 336, 530, 595, 596
Зимник р. 228
Змеиная д. 252
Змеинка д. 255, 258
Змеиногорск г. 152, 198, 199, 492, 552, 554
Золотой Китат р. 32, 77, 105, 107—109, 132, 133, 245, 265, 298, 309, 310, 437
Золотуха с. 238, 269, 270

**И**

Ивановка д., с. 233, 258
Ивановка р. 101
Ивановский пос., прииск 103, 200, 270
Ивановский хребет 31
Иверка пос. 310, 334
Иганина д. 215
Изас р. 100
Издревая р. 478, 479
Изылинская д. 172
Ик д. 468
Ик р. 12, 206
Икса р. 36, 477
Инченкова д. 215
Иня р. 21, 32—34, 151, 162, 164—167, 172, 224, 226, 228, 240, 255, 262, 263, 285, 398, 411, 529, 587, 594—596
Ипатово с. 365, 367
Ирбисту гора 31
Иртыш р. 23, 27, 28, 34, 36, 38, 41, 45, 48, 50, 56, 339, 342, 352, 359, 361, 362, 364, 371, 380, 382, 384, 389—391, 395, 396, 411, 426, 427, 573—576, 579, 580, 597
Искитим г. 224, 226, 227
Искитим р. 228
Исток Атанаева р. 88
Иша р. 85, 86, 120, 124, 126, 128, 142, 154, 405
Ишанова д. 256, 257
Ишим р. 34, 38, 56, 342, 352
Ишимская степь 574

**К**

Кабаниха р. 228
Кабурчак р. 201
Кабырза пос. 454
Кабырза р. 78
Кадрин р. 165, 422
Каезо улус 253, 256
Каерлык р. 187
Каз р. 116, 134
Казанда р. 163, 166
Казанкова д. 283
Казанцева д. 469
Казнахта р. 178, 192
Казыр р. 101, 104, 588
Каишкан р. 419
Кайгадат р. 77
Кайзас р. 78
Кайлотские горы 33, 290, 474, 475, 595
Калачиково с. 160
Калгута р. 183
Калтат р. 85
Калтырак р. 94
Калычак р. 419
Камаевка д. 224
Камга р. 592
Каменка д. 332
Каменка р. 122, 206—208, 224, 226, 227, 332
Камзас прииск 122, 128
Камзас р. 112
Камлак с. 594
Камышинское с. 184
Кан р. 142, 145, 148—150, 154
Кананак пос. 388
Кандалеп р. 89
Каныгол р. 414
Каным гора 437
Караган р. 308, 336
Карагузень р. 188
Каракан р. 99
Каракан с. 292
Караканские горы, хребет 33, 289, 291, 474, 475, 595
Каракокша р. 191
Каракол р. 165, 187, 189—191
Кара-Кудюр р. 428
Карасу р. 149, 151
Карасук р., рч. 35, 180, 396, 578
Карасукская равнина 391, 396, 577, 578
Кара-Тонгош рч. 182
Карачум р. 375
Кара-Чумыш р. 157, 210, 212, 468
Карга с. 387
Каргай д. 531
Каргасок с. 38
Каргат ж.-д. ст. 365
Каргат р. 41, 579
Карпысак р. 225
Карчита р. 111
Кас р. 348, 353
Касмала р. 35, 583
Касмалинская долина, лощина 394, 404, 577
Касовка р. 333
Касьма д. 469
Катандинская равнина, степь 32, 594
Катунские Альпы (белки) 125, 424, 487
Катунский ледник 585
Катунский хребет 20, 31, 34, 66, 484, 544, 560, 591, 599
Катунь р. 21, 31, 34, 36, 37, 48, 53, 66, 69—71, 85, 86, 117—125, 128, 129, 140, 146, 165, 400, 403—406, 409, 418—423, 427, 480, 484, 583—586, 592—594, 599, 600

http://jurassic.ru/

Качиры с. 580
Кашкадак р. 77
Каянча р. 119
Кедровка д. 280, 374
Кедровка р. 216
Кельбес р. 219
Кемерово г. 11, 33, 50, 239, 252, 254, 256, 277, 280, 285, 286, 410—412, 527, 528
Кемь р. 353, 356
Кенга р. 575
Кеть р. 34, 36, 38, 42, 50, 55, 320, 321, 347, 389, 571, 573, 574
Кивда гора 32, 65, 586
Киик р. 226
Кийский хребет 587
Кийский Шалтырь р. 77, 177
Кинерка р. 255
Киргизка р. 228, 581
Киргисла р. 224, 227, 228
Киреевское с. 364
Киска р. 124
Кислая р. 189
Китат р. 224
Китензас р. 111
Кия р. 23, 32, 76 77, 101—103, 105, 109, 176, 177, 327, 330, 333, 414, 437, 442.
Клык р. 422
Ключи ж.-д. ст., пос., с. 365, 367, 368, 594
Кобдо р. 30
Кобес гора 443—445
Кодоровский пос. 338
Коен с. 581
Кожевниково с. 364, 406
Кожух р. 108, 109, 132, 177, 310
Козинск пос. 136
Койниха рч. 259
Коксу р. 34, 183, 545
Кок-Саир ур. 190
Кок-Узек р. 422, 428
Кокуй д. 96
Колбиха рч. 98
Колзас р. 111, 112
Колпашево г., с. 24, 38, 46, 55, 341, 351, 357, 358, 426, 609
Колывань г. 398
Колывань-Томская (Томь-Колыванская) зона 10, 19, 23, 51—55, 57—61, 99, 139, 152, 153, 160, 169, 171, 173, 174, 221, 224, 225, 227—234, 236, 237, 273, 349, 369, 371, 372, 379, 399, 406—409, 475—479, 504 ,507, 509, 528, 531, 533—537, 563, 566, 568, 580—582, 600, 604, 606
Кондома р. 32, 79, 100, 110, 113, 114, 134, 135, 201, 203, 216, 240, 241, 243—245, 255, 258, 266, 279, 280, 296, 303, 336, 413, 414, 436, 437, 525, 590,
Кондомское с. 156
Конжин р. 73
Кончик гора 444
Копна гора 586
Копылова д. 227
Корбу хребет 548
Коргон р. 183, 186, 187
Коргонский хребет 31, 53, 193, 194, 525, 544
Корлики пос., с. 359, 386
Коробейниково пос. 394
Коругаш р. 267.
Коругеш р. 269
Коттас р. 72
Коурак с. 241, 472, 531
Коурчак р. 446
Кочура р. 204
Кош-Агач с. 43, 377
Кошелево с. 389, 390
Крапивино с. 258, 528
Красное с. 96, 467, 531
Красные Ворота скалы 418
Красный Яр пос., с. 310, 398
Красулино д. 528
Кривая Пучина оз. 578
Кривое оз. 41
Крутиха с. 400
Куба р. 422
Кубансу р. 112
Кубеково с. 331
Кубовая д. 398
Куболда р. 137
Куваш р. 163, 181
Куербак р. 224
Кужухта р. 266
Кумурлу р. 268
Кунгурка р. 225
Кундат р. 76, 176, 177
Кундель р. 202, 203
Курайская степь 30, 48, 237, 267, 550, 594, 610
Курайский хребет 21, 30, 69, 70, 188, 267, 377, 378, 418, 420, 480, 482—484, 541, 548, 560, 565, 599, 606
Курата р. 267
Кургусуль р. 437
Курляк р. 218
Курмач-Байгол д. 151
Курчумский хребет 29
Курья д., с., улус 54, 196—198, 231, 238, 269, 270, 473
Кусла р. 227
Кусьмень р. 226
Кучук (Кучукское) оз. 28, 41, 576—578
Кучук р. 35
Куяган с. 594
Куя-Су р. 74
Куяча р. 163
Кызылкак оз. 578
Кызылчан р. 189
Кызыл-Чин 190, 375
Кызыл-Шин р. 183, 185, 188—190
Кырлык р. 189
Кыс-Хыш р. 428
Кысхыштубек р. 30, 420
Кытманово с. 467
Кузнецкий бассейн (Кузбасс) 7, 10—19, 24, 26, 39, 44, 49—55, 57—61, 92, 160, 171—174, 177, 178, 206, 208, 210—222, 224, 229, 230, 232—240, 242, 243, 245—250, 253, 254, 258—260, 262—264, 266, 269, 271—275, 278, 279, 281, 285—290, 294—301, 303, 306—308, 312, 316, 323, 325, 335, 336, 373, 409—413, 466, 471—475, 488, 502, 504, 514, 518, 519, 522, 524—526, 528, 531—533, 535—537, 542, 545, 561—564, 567—569, 585—588, 594—597, 604—609, 611
Кузнецкий Алатау кряж, хребет 9—14, 19—21, 26—28, 32—34, 37, 38, 51—54. 56—65, 70—74, 76, 77, 79—86, 99—103, 105—108, 110, 128—134, 153—156,

http://jurassic.ru/

169, 171, 173, 174, 176—178, 229, 232—234, 236, 238, 245, 265, 266, 272—274, 295—297, 299, 309, 310, 323, 324, 331, 349, 350, 373, 409, 412—414, 426, 430—436, 438—442, 444—446, 448, 450—453, 455—458, 461—465, 486, 497—500, 502, 504, 509—520, 525, 527, 533—535, 537, 538, 546, 556—560, 562, 563, 565, 567—571, 585, 587—590, 594, 596—608
Кулада с. 190
Кулакова д. 227
Кулунда ж.-д. ст. 342, 367, 368
Кулунда р. 35, 41
Кулундинская равнина, степь (Кулунда) 11, 14, 23, 24, 27, 28, 35, 44, 47, 49, 51, 56, 345, 351, 361, 362, 364—371, 391, 395, 396, 426, 427, 571, 576—578, 580, 597, 611
Кулундинское оз. 28, 41, 391, 576—578
Кульбич р. 126
Куль-Тайга гора 432, 486

Л

Ларионихa р. 468
Ларионово с. 136
Лариха р. 90, 91, 94
Ларь-Еган р. 384, 385, 571
Ларьяк с. 55, 324, 358—360, 386, 387
Лебедево с. 300, 472, 521, 530, 607
Лебедь р. 34, 37, 69, 131, 134, 143, 151, 153, 413, 414, 421, 424, 441, 446, 480, 481, 498, 590, 592
Лебяжье с. 402
Левая Маганакова р. 75, 103
Легостаево с. 160, 523
Ленинск-Кузнецкий г. 285, 297, 300, 531, 595
Лесной Аламбай р. 136
Листвянка р. 89
Листвянка с. 332
Листвянный пос. 471
Ложа рч. 121
Локоть с. 65, 90
Локтевка р. 164, 167, 231, 269
Лужба р. 72
Лучаново с. 372, 582
Лысая гора 88, 92, 98, 499
Лямин р. 426

М

Магалак р. 421
Маганакова рч. 103, 475
Мазаловский Китат р. 298, 529
Мазас р. 112, 113
Мазурово д. 254
Майзас р. 111, 433
Майма с. 404, 405, 419, 422, 427, 584
Майминский вал 584
Майминский ледник 585
Майский лог 419
Макарак пос. 102
Максимкин Яр с. 24, 55, 320—322, 342, 344
Малая Иша р. 124
Малая Тайменка д. 228
Малая Ханхара р. 167
Малиновая гора 469
Малиновка д. 527
Мальцева д. 289
Малый Аталык гора 444, 445
Малый Бачат р. 92, 215
Малый Изас р. 107
Малый Ик р. 208
Малый Канзас р. 177
Малый Кемчуг р. 357
Малый Кибрас р. 74
Малый Коен р. 225
Малый Корчуган р. 249
Малый Пезас р. 103
Малый Чилис р. 78
Малый Яломан р. 165
Мамонтовка р. 73, 74
Мамонтово с. 138, 157, 212, 215, 394
Манжерок д. 118
Маралиха р. 124
Маргала р. 185
Мариниха р. 147
Мартыново с. 469
Марьяновка пос. 321
Матвеевка с. 164
Матыр гора 455, 456
Медведское с. 138
Медведчикова д. 335
Медвежья гора 444
Мельниково с. 158
Мена р. 70, 428
Менсу ледник 591
Мещанка р. 163
Митина д. 281
Митрофанова д. 224, 233
Михайловка д. 124
Михайловская д. 356
Михайловский пос. 394
Мишиха р. 91, 98
Мозжуха д. 249
Молчаниха д. 124
Монах с. 405
Мостовая р. 211
Мостовое оз. 41
Мохнатая гора, сопка 32, 469
Мочеги с. 136, 160
Мочище с. 405
Мрас-су р. 32, 73, 75, 78, 79, 81, 85, 86, 106, 110—114, 128, 129, 177, 472, 473, 525, 590, 601
Мунгай р. 91
Мунгат р. 256, 258, 285
Мундыбаш р. 114, 115, 156, 202, 590
Мурычак р. 305
Мурюк р. 105, 108, 109
Мусохраново д. 336
Мустаг гора 32
Мута р. 149, 150
Мухур-Черга р. 126
Мышкин кл. 132
Мыюта р. 123
Мюшту-Айры рч. 182

Н

Надым р. 608
Назас р. 104
Нарык р. 296, 595
Нарыкские горы 474
Нарым с. 38, 55, 294, 359
Некрасово с. 361
Неня р. 373, 404, 587
Нижний Каралдай р. 267
Нижняя Еланда р. 125
Нижняя Сеченова д. 294

http://jurassic.ru/

Нижняя Таинза р. 115, 135
Нижняя Терсь р. 75, 77, 81, 103, 105, 177, 240, 242—245, 289, 291, 437, 442
Нижняя Хомутовка р. 73
Никоново с. 523
Новиково пос., с. 524, 584
Новоалейское с. 491
Новомихайловка с. 365
Ново-Никольское с. 390
Новопестерево с. 211—214, 523
Новофирсово с. 197, 198
Новый Васюган с. 324, 362
Нымзас р. 79

О

Обухово с. 587
Обь р. 13, 21, 23, 27, 30, 32—38, 42, 45—48, 50, 53, 54, 56, 58, 59, 99, 139, 160, 224, 237, 262, 263, 294, 320, 342, 345, 346, 348, 357, 359—361, 363, 364, 380, 382, 384, 385, 387, 388, 391, 392, 398—400, 402, 404—409, 412, 426, 427, 477, 524, 525, 533, 571, 573—576, 579, 580, 582—584, 586, 587, 600
Огнев Яр пос. 361
Огурцово с. 398
Озерки пос. 307
Озерно-Титовское с. 264
Омутная р. 224
Омь р. 34, 38
Онгудай р. 48, 183
Онгудай с. 183
Ор р. 479
Ордынское с. 224, 406
Орлиная гора 19, 94, 95, 97, 130, 136, 155, 159, 171, 466, 467
Орлова кл., р. 38, 147
Осипова р. 238, 255
Осташкин Камень обнажение 289, 291, 474
Оша р. 38, 41

П

Павлова р. 207
Пайвиха р. 264
Палецкое с. 368
Парабель р. 34, 36, 347, 358, 573—575
Парбиг р. 346, 358, 575
Пасека с. 197
Патын гора 432, 486
Пача д., с. 224, 227
Пашкова д. 228
Пеньково с. 300, 521, 530, 607
Первая Каменка с. 199, 200
Першино д. 212
Пестрая гора 455, 456, 458
Песчаная р. 34, 142, 149, 154, 162, 163, 165, 166, 178—181, 185, 186, 189, 232, 404, 419, 420, 423, 424, 484, 583, 592, 605
Петени с. 136
Петуховские оз. 41
Печеркина д. 87, 88, 91—93, 98, 466
Погунджа р. 111
Подломское с. 224, 227, 233
Подобас р. 296
Подпуск с. 395
Подъякова д. 218, 220, 224, 527, 529
Поздняково с. 364
Покосная р. 87
Покур с. 340, 342, 359—363
Поперечная р. 437
Поповичи с. 65, 523
Преображенка р. 105
Прииртышская равнина 28
Приобское плато, равнина 28, 36, 371, 391—399, 403, 408, 409, 411, 576, 577, 579, 581, 583, 593
Прыганское оз. 41
Прямая р. 228
Пудино с. 359
Пустынка р. 124
Пустынное оз. 41
Пыжа р. 34, 188, 191, 287, 288, 422, 606, 607
Пызас р. 78, 79
Пышкино-Троицкое с. 44

Р

Раздольное с. 197, 199, 200
Рудный Алтай 12, 19, 23, 51, 53, 54, 58, 60, 61, 68, 151, 152, 167, 171, 184, 198, 221, 232, 234—236, 269, 273, 400, 430, 476, 478, 490, 491, 493, 494, 503, 504, 539, 541—546, 548, 549, 551—554, 557, 561—564, 566, 567, 604—606
Ручьево с. 166
Рыбный Голец гора 441

С

Сага р. 79
Садра р. 69, 422, 441, 481
Сайзак р. 204, 266
Сайлюгемский хребет (Сайлюгем) 29, 30, 48, 268, 269, 486, 544
Салаир г. 95, 137, 467, 522
Салаирский кряж (Салаир) 7, 9—12, 14, 19—22, 27, 28, 32—34, 37, 44, 51—55, 57, 58, 60—62, 64, 65, 69, 71, 80—95, 97—99, 103, 104, 128—132, 134—139, 141, 153—160, 169—174, 185, 205—210, 221, 226, 229, 231, 232, 234—237, 245, 257, 263—265, 273, 323, 324, 335, 336, 349, 370, 373, 379, 399, 412, 413, 415—417, 419, 426, 427, 465—472, 476, 477, 496, 501—503, 505—507, 520—525, 527, 531, 533, 535, 537, 558, 561—563, 566—571, 576, 582, 585—587, 594—599, 601—606, 608
Саламатова с. 233, 234
Салгонский кряж 587
Салтымаково с. 285
Салтымаковский увал, хребет 33, 289, 290, 292, 293, 472, 474, 595
Самарка с. 197
Самахинская степь 594, 610
Сара-Кокша р. 34, 117, 126, 547
Сарала р. 513
Сараса р. 116, 594
Саргат с. 321
Сарулу-Куль оз. 267
Сарым-Сакты хребет 29
Сары-Чумыш с. 159
Саянзас р. 107, 265, 266
Северная рч. 204
Северо-Чуйские белки 31

http://jurassic.ru/

Северо-Чуйские Альпы хребет 31
Северо-Чуйские горы, хребет 34, 187, 424
Сема р. 117, 119, 120, 123, 124, 126, 128, 129, 163, 178, 181, 189, 592
Семеновский лог 419
Семеновское с. 200
Семинский перевал 42
Семинский хребет 31
Сергеево с. 529
Серть р. 330
Синюха гора 31
Сия р. 419
Смазнево с. 65
Собачий Камень гора 596
Сокур увал 224, 262, 263, 581, 596
Соленоозерная степь 24, 395
Соловьиха с. 184—186, 231
Солотка р. 65, 469
Сосновка р. 114, 228, 581
Сосновый Острог с. 228, 410
Соусканиха с. 402, 405
Спасское с. 79
Средняя Терсь р. 74, 75, 100, 101, 103, 105, 286, 289, 291, 414, 442, 475, 527, 531, 588
Сростки с. 400, 405
Старогутово с. 93
Старо-Тогул с. 136
Степное Гутово с. 531
Степной Аламбай р. 94, 468
Степной Бачат р. 138, 157, 159, 212, 215
Суенга р. 160, 471
Суенга с. 136, 160, 523
Сузун р. 99
Сумульта р. 146, 422
Сумурлу р. 182
Сунгай р. 98, 138, 587
Суриекова р. 283, 285
Суртаевка с. 402
Сухаринка р. 86
Сухая р. 77, 98, 159, 160
Сухострелова д. 529
Сым р. 348, 573
Сыркаш улус 472
Сыромолотное с. 18

## Т

Табын-Богдо-Оло хребет 29, 591, 599
Тагарыш р. 528
Таежная р. 101, 110
Таз р., пос. 59, 110, 202, 203, 358, 610
Тайдон р. 71, 75, 103, 107, 132, 177, 238, 241, 252, 265, 266, 442
Талду-Аир гора 192
Талзак р. 112
Таловка р. 132
Тальменка р. 99, 228
Тамала р. 202
Танатар оз. 23, 41
Тандошка р. 423
Тара г. 11, 55, 340, 352, 358—361, 363
Тара р. 34, 36, 38, 360, 362, 575
Тарадановский увал 33, 289, 290, 292, 293, 474, 595
Тарлаш р. 156
Тарсьма р. 87, 285
Тархата р. 179, 181
Татарка р. 189
Ташма р. 224, 227
Теба р. 74
Тебисская ж.-д. ст. 365, 367
Тегир-Таз хребет 32
Тегир-Тыш гора 32, 588
Тегульдат с. 312, 342, 357
Теке оз. 578
Телецкое оз. 11, 14, 19, 20, 30, 37, 38, 40, 58, 141, 237, 268, 272, 287, 409, 422, 548, 550, 591, 599, 606, 611
Тельбес р. 202
Темир-Тау пос., рудник 110, 114
Тенгинская степь 48
Тенис оз. 41, 42
Теректа р. 192
Теректинский хребет 31, 54, 66, 192, 418, 479, 488, 544
Терехино с. 281
Терсь р. 71, 72, 281, 443, 528, 601
Терсюк р. 305
Тигирецкий хребет 31
Тисуль с. 296, 312
Титово с. 277, 285
Тогул р. 206, 264, 471
Тогучин г. 224
Толсточиха р. 97, 137, 157
Томск г. 14, 20, 38, 43, 58, 221, 228, 237, 262, 263, 294, 332, 335, 347, 352, 358, 372, 406, 407, 412, 472, 504, 533, 608
Томь р. 11, 13, 32—34, 36—39, 48, 50, 71—74, 76, 101, 104, 106, 111, 216, 218, 220, 224—228, 233, 234, 246—249, 252, 253, 255—258, 262, 274, 277, 279—286, 288—290, 296, 300—302, 304—306, 363, 389, 399, 406—414, 444, 451, 472, 525, 527—529, 531—533, 569, 580, 581, 587, 588, 594—596, 600, 601
Томь-Чумыш р. 157, 158, 160, 212, 214, 468, 469, 524
Топольное оз. 395
Топхан хребет 106
Трифоново с. 288, 412
Троицкое с. 332, 334
Туба р. 86
Тугонаковский Кельбес р. 528
Тугояковка р. 581
Туерык р. 190
Тузас р. 266
Туй р. 34, 36, 38
Тулата р. 164
Тулой р. 423
Тумуяс р. 104
Тунказ р. 77
Тургунда рч. 66
Тургунсу р. 189
Туртасу р. 361, 390, 426
Турунтаево с. 227
Тускуль р. 182
Тутуяс р. 288, 296, 300, 305, 306, 473
Туяс р. 308
Тыдынский хребет 103
Тым р. 34, 36, 58, 347, 358, 363, 384, 386, 388, 389, 426, 427, 571, 573, 574
Тырган гора 33, 412, 415, 585
Тырган рч. 122
Тюгурюк р. 269, 545
Тюхтет р. 356
Тягунский хребет 587

http://jurassic.ru/

**У**

Убик р. 305
Убинский хребет 31
Узас р. 79, 113
Узун-Тытыгем р. 268
Уй р. 38
Уймень р. 191, 422, 481
Уймонская степь 32, 550, 594
Уксунай р. 136, 138, 158
Уксунайское с. 468
Уландрык р. 179, 181, 486
Улуй р. 356, 357
Улуманда р. 103, 109, 133
Улус-Черга р. 124, 126
Ульбинский хребет 31
Улькенкарой оз. 578
Ульмень р. 121
Уньга р. 285
Ур р. 87, 88, 91, 92, 94, 98, 136, 212, 467
Урсул р. 183, 185, 187, 189, 422, 592, 594
Урюп р. 177, 312, 437, 450
Уса р. 77, 100, 101, 103, 104, 106, 258, 414, 451, 525, 528, 532
Усканда р. 212
Успенское с. 199, 200
Усть-Каменка с. 471, 522
Усть-Кокса с. 54
Усть-Уба р. 594
Усть-Улаган с. 594
Усть-Чагырка с. 165, 167
Усть-Чарыш с. 381, 391
Усть-Чемское с. 469, 477
Устюба р. 122
Учан р. 287
Учула р. 202
Ушпа р. 419, 421
Ушперек р. 419

**Ф**

Филипповка р. 100
Филиха р. 228

**Х**

Ханхара р. 143—145, 147, 149, 164, 166
Харьковка р. 152
Хмелевка р. 208, 470
Холзунский хребет (Холзун) 31, 66, 544
Хомутина р., рч. 96, 467
Хомутовка р. 75
Худящиха р. 305

**Ц**

Центральная Кулундинская равнина 578
Церковная гора 448, 589

**Ч**

Чаган р. 379, 420
Чагыр р. 162
Чагырка д. 168
Чагырка р. 165
Чаны оз. 41, 578, 579
Чаныш приск 441
Чаныш р. 421
Чарыш р. 21, 34, 35, 124, 145, 149, 150, 152, 164—168, 183, 186, 189, 400, 401, 423, 583, 592—594
Чая р. 34, 36, 358
Чебал-Таскыл хребет 32
Чебдар р. 548
Чебула р. 177, 333
Чексу р. 528
Чем р. 161, 226, 468, 471
Чемал р., с. 71, 117, 122
Чемодан гора 443
Черга р. 126, 180
Чергинский хребет 32
Черемушкино с. 158
Черемшанка р. 191, 192, 545
Черемшанка с. 53, 54, 97, 136, 138, 238, 266, 273
Черлак с. 34
Черная р. 119, 210, 385
Черневой Бачат р. 95, 97, 137, 157, 159, 212, 213, 215
Черневой Нарык р. 289, 305
Черный хребет 185, 186
Черный Ануй р. 19
Черный Ануй с. 165, 166
Черный Иртыш р. 29
Чертала р. 362
Четь р. 356, 357
Чибек-Куль оз. 418
Чибит пос., с. 70, 424, 428
Чиндат р. 332
Чиндек р. 192
Чуйская степь 30, 48, 55, 60, 188, 267, 585, 594, 610
Чуйский хребет, белки 480, 484, 541, 591
Чуйское оз. 421
Чулым р. 32, 34, 36, 41, 50, 177, 312, 324, 327, 357, 389, 406, 579, 588
Чулымо-Енисейский бассейн 13, 54, 55, 295, 306, 309, 312, 314, 316, 317, 327, 609
Чулымская равнина 578
Чулышман р. 30, 34, 237, 268, 423, 482, 483, 548, 599
Чулышманский хребет 30
Чулышманское плато 31
Чульча р. 268, 309
Чуман р. 578
Чумыш р. 32, 34, 65, 90, 94, 95, 97, 99, 136, 138, 158, 213, 215, 373, 401, 416, 467, 469, 471, 523, 586, 587
Чупино с. 158, 264, 471
Чуя р. 21, 30, 31, 48, 53, 55, 70, 142, 146, 148, 154, 155, 162, 190, 267, 377, 378, 422, 423, 592, 594

**Ш**

Шавла р. 31, 178
Шалап р. 65, 468
Шалап с. 65, 523
Шалым р. 110, 116
Шапшал хр. 30, 482, 483, 541, 548, 560
Шебаниха р. 228
Шегарка р. 34, 36
Шиловка р. 119, 120, 125, 128
Шимзас р. 134
Шиш р. 34, 36, 38

**Щ**

Щербак р. 224, 227, 228

**Ы**

Ынырга р. 126
Ынырга с. 594

http://jurassic.ru/

Э

Эбейты оз. 24
Эдиган оз. 71

Ю

Юзеля р. 126
Юрковка с. 361
Юрман р. 157, 160
Юрманчик р. 157—159
Юстыд р. 422

Я

Ябаган р. 148, 149, 162, 163, 165
Ягуново с. 277
Яконур с. 148, 150
Яма р. 468—470, 522
Ярское с. 389, 408, 409
Яхан-Сору р. 268, 309
Яя пос. 332
Яя р. 77, 216, 224, 227, 233, 332, 334, 335, 357, 406, 437, 528, 595


# ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ


А

Абайская впадина 570
Абаканская интрузия 482
Абашевская свита 299, 301—303, 306, 307
Абрамовская свита 174, 177, 178, 203, 216, 223, 236
Абышевская зона 221, 235, 238—241, 271
Ажарминская свита 354
Азасский массив 446, 447
Аинская свита 142, 151, 154
Айлагушская свита 142, 147, 148, 150, 154
Акарачкинские слои 174, 209, 215, 223, 232, 235
Акимовская свита 175, 196, 198, 201, 234
Аккаинская свита 174
Аккемская морена 423
Аккемская свита 234
Аккольская свита 175
Аксайская свита 183, 185, 186, 190, 194, 195, 233, 235
Акташский надвиг 549
Акчелбакский массив 444
Аламбайская свита, фация 98, 128, 467
Алгаинская свита 116, 134, 135, 154
Алейская свита 200, 201, 235
Алейский антиклинорий 151, 232, 489—494, 552, 553
Алейский массив 486
Александровская тектоническая зона 555
Александровский вал 597
Алтае-Салаирский прогиб 560
Алтае-Саянская складчатая зона, область 7, 9, 19, 26, 27, 45, 46, 54, 55, 57, 59, 60, 80—84, 127, 171, 172, 233, 234, 236, 237, 272, 349, 428, 430—432, 442, 495, 496—499, 502, 504, 506—510, 538, 540, 555—568, 571, 585, 587, 592, 601—611
Алчедатская свита 275
Алыкаевская подсвита (толща) 247, 248, 251, 255—258, 262, 267, 274, 275
Алыкаевская флора 257—259, 275
Амзасская свита 100, 116, 134—136, 154
Ампалыкский плутон 445
Анзасский прогиб 560
Антибесская толща 334
Антроповская свита 175, 177, 203, 214, 216, 223, 235, 236, 451
Ануйская грабен-синклиналь 546
Ануйская свита, серия, формация 139, 141—143, 150, 154, 167
Ануйско-Чуйская структурно-фациальная зона 172, 541, 543—547, 549, 566
Ануйско-Чуйская формация 148
Ануйско-Чуйский прогиб 485, 541, 542, 561, 567, 605
Ануйско-Чуйский синклинорий 116—118, 122, 124, 127, 139—141, 143, 145—150, 161, 163, 165, 166, 178—181, 185, 186, 188—190, 229, 231—234, 269, 551
Анчешевская подсвита, свита 92, 98, 99
Аральская свита 370, 372, 373
Араратский массив 448
Ариничевская свита 84, 88, 96, 97, 130, 467, 520, 603
Ариничевский горизонт, комплекс 130, 131
Арчекасская толща 333, 334
Арыджанская свита 480
Асиновские слои 389
Аскольдовские слои 174, 217, 222, 230, 235
Аскызский массив, плутон 448, 516, 519
Ассырский массив 454
Асташевская свита 354, 357
Аталыкский интрузивный комплекс 443—445
Атлымский(ая) горизонт, свита 354, 360—364, 368, 372, 610
Атриповый горизонт 218
Атуркольский массив 488
Ачимовская пачка 329, 339

Б

Баженовская пачка 318, 321
Базаихский(ие) горизонт, известняки 85, 86, 102
Базаихский комплекс археоциат 83, 85, 92
Базанский интрузивный комплекс 446, 447
Базанский массив, плутон 445, 447
Базасская свита 174
Базасский интрузивный комплекс 443, 444
Балахонская свита, серия 246—251, 257, 259—261, 274—280, 287, 288, 472, 528, 529
Барабинская пачка 319, 321
Барагашская свита 175, 179, 180—183, 195, 231, 234
Барангольская подсвита 119—121, 129
Баратальская свита, серия 21, 22, 64—66, 70, 71, 80, 81, 85, 118, 119, 127, 480
Баратальский горст 185, 189, 546
Баратальский массив 546
Барашевская толща 299, 300
Барбургазинская свита 188, 190—192, 194, 235


http://jurassic.ru/

Барзасская свита 177, 215, 216, 223
Баркинская флора 337, 338
Барлакский массив, плутон 477, 478
Барнаульская впадина 51, 525
Барнаульская пачка, свита 366, 371, 389, 392, 393, 397, 399, 401
Бархатный массив 442, 443
Баскусканские(ая) известняки, свита 159, 169, 214, 223
Бачатский(ая) горизонт, подсвита (свита) 83, 84, 88, 93—95, 99, 129, 141, 253, 466, 468, 603
Башкаусская морена 420
Башкаусский горизонт 419—421
Бащелак-Южночуйский разлом 549
Безугольная свита 246—248, 251, 279, 299
Бейская свита 234
Бейская трансгрессия 229
Бекенская подсвита, свита 376, 378, 379, 418, 420
Беликовый горизонт 330
Белкинская свита 78, 79
Белогорская свита 299, 306, 312, 314—316, 321
Бело-Июсский интрузивный комплекс. массив, плутон 448, 518
Белокурихинский гранитный массив 487, 593
Белосаланская интрузия 444
Белоубинский синклинорий 553
Белухинский антиклинорий 116—118, 124, 125, 127, 139—142, 147, 161
Бельгебашская(ий) грабен-синклиналь, прогиб 188, 543, 546, 605
Бельгебашская(ие) свита, слои 174, 185, 186, 189, 194
Бельсинские(ая) известняки, мраморы, свита, толща 72, 75, 76, 80, 81, 83, 100, 101, 103, 111
Бельская свита 353, 354, 356, 357
Бердский бокситовый горизонт 207, 209
Березовская свита, толща 113, 197, 198, 201, 235, 351
Берикульский интрузивный комплекс 448, 559
Бещеульская свита 353, 364
Бибиевский массив 477
Бийский горст, выступ, массив 116, 127, 522, 542, 546, 549, 565, 566
Бийско-Барнаульская впадина 58, 61, 296, 323, 399—405, 407, 415, 416, 425, 426, 569, 576, 582, 583, 585, 587
Бийско-Катунская структурно-фациальная зона 543, 546, 547, 549, 550
Бийско-Катунское поднятие 541
Бирюлинская свита 83, 93, 99, 138, 466—468, 476
Бирюлинская серия 95, 520
Бискамжинский горизонт 100
Бичиктубомская свита 191, 193, 235, 236
Богутинская свита 191—193, 235
Болотнинская свита 354, 368, 369, 372
Большекитатская свита 84, 106—109, 114, 130, 513, 603
Большепорожинский комплекс гранитоидов 501
Большереченская тектоническая зона 555
Большереченский массив 454
Борисовский горизонт 248
Боровлянская свита, толща 174, 221, 222
Буготакская(ое) антиклиналь, поднятие 99, 225, 476, 477, 533, 535
Буготакская свита 174, 225, 229, 230, 236, 476, 477, 535
Бугрышинская свита, серия 142—147, 149, 154, 155
Буймовская подсвита 92
Бунгарапская синклиналь 289
Буринская свита 142, 149, 151, 154
Бурлинская серия 354, 367, 369—371, 392, 393
Бухтарминская свита 269, 545
Быструшинский синклинорий 490, 492, 493, 553
Бюйский интрузивный комплекс 437—439

**В**

Вагановская депрессия 336
Вараковская свита 353
Вартовская свита 328, 342
Васильевский массив 439
Вассинские слои 217, 222
Васюганский вал 568
Вахская морена 387
Веберовские известняки 135, 136, 157, 521
Верх-Изылинский гранитный массив 470
Верх-Коуракско—Старо-Гутовский массив 470
Верхнебалахонская подсвита, свита, толща 237, 248, 251, 261, 271, 272, 274, 276, 277, 279, 280, 282, 286—288, 527, 529, 530
Верхнебердская синклиналь 205, 206
Верхнекембрийский интрузивный комплекс 448
Верхнекибрасский массив 447
Верхнекольчугинская подсвита 248, 250
Верхнекондомский грабен 204
Верхнекондомский массив 446
Верхнекрековский(ая) горизонт, толща 175, 212, 223
Верхнекузнецкая подсвита 280, 281, 288
Верхнекуратинская свита 174, 234, 235
Верхнемальцевская свита, подсвита, толща 248, 250, 289, 290, 293, 294, 475
Верхнемрасский массив 446
Верхнетулуюльский габбро-сиенитовый комплекс 458
Верхнетуртасская подсвита 358, 360, 363
Верхнеурский надвиг 521
Верхнешандинский горизонт 214
Верхнеэтагольская свита 175
Верхняя красноцветная толща 174, 222
Верхотомская зона 238, 239, 243, 245, 249, 252, 253, 271
Веселая Грива массив 454
Викторьевский массив 443, 444
Викуловская свита 342
Викуловский горизонт 328
Вороновская депрессия 372, 582
Воскресенский массив 446
Восточная синклиналь 289
Восточно-Лебедская подвижная зона 516
Восточно-Мартайгинский массив 516
Выдрихинские(ая) известняки, свита, слои 175, 207, 209, 234,
Выдрихинский массив 208, 470

http://jurassic.ru/

## Г

Гавриловские(ая) известняки, свита, толща, фация, формация 84, 89—94, 98, 104, 122, 128, 129, 468, 520
Ганинская формация 179
Ганькинская свита 346—348, 358, 365
Гериховская свита 199, 201, 235
Глубокинские слои 174, 218, 219, 222, 228, 230, 235
Гольцовский плутон 433
Гониатитовая свита 199, 201
Гониатитовые песчаники 218
Горловская свита, толща 260, 287
Горловский краевой прогиб 524, 533, 535, 537
Горноалтайская свита, серия 84, 124, 125, 127, 130, 131, 135, 139—142, 144—146, 148, 152
Горновский гранитный массив 470
Горношорский(ая) горизонт, свита 63, 97, 115, 116, 130, 154
Горношорский антиклинорий 117
Грамотеинская подсвита, толща 250, 284, 285
Гурьевская свита 98, 128
Гурьевский надвиг 522
Гурьевско-Салаирская структура 522
Гурьяновская свита 142, 151, 154

## Д

Демьянская свита 390
Денисовские известняки 238, 239, 241, 243, 245, 253, 255, 265, 266
Джебашская свита 497
Диеткинская свита 142, 150, 154
Дисковая подсвита 114, 115
Дмитриевско-перебойская свита, толща 175, 215, 223, 235
Дорониская впадина, депрессия 298, 301—303, 305, 307, 336
Древняя порфиритовая свита 83
Дроновская свита 299, 306
Дубровинский массив 477
Дудетский интрузивный комплекс 448
Дунаевская синклиналь 298, 302

## Е

Екибомская свита 189, 194
Еландинская свита 83, 84, 122, 125, 126, 130, 181, 441, 603
Еландинский гранитный массив 470
Еланский(ая) горизонт, свита 120, 353
Елбанский гранитный массив 470
Елбашинская свита 260
Еловский гранитный массив 470
Еломанский массив 487
Ельцовский прогиб 533, 535, 537
Енисейская свита, серия 62, 65, 70—72, 75—77, 80, 81, 85, 99, 101, 110, 127, 436, 437, 546
Енисейский горизонт 405
Ерестинская пачка 392
Ермаковская структура 18
Ерунаковская подсвита, свита 17, 237, 248, 250, 274, 282, 284—286, 288, 289, 291, 292, 528, 529, 532
Ерунаковская синклиналь 298

## Ж

Жерновский гранитный массив 470
Журинский надвиг 531

## З

Заводоуковская серия 319
Зайсанская впадина, геосинклиналь 372, 541
Зайсанская геосинклинальная система, складчатая зона 235, 236, 509, 542, 548, 561, 563, 566
Залесовская впадина 209
Залесовский массив 208
Западно-Саянская геосинклинальная зона, краевая подвижная зона 516, 566
Западно-Саянский горст 117, 124, 127
Западно-Саянский прогиб 560
Западно-Сибирская депрессия 350
Западно-Сибирская низменность 7, 23—28, 33—36, 42, 45, 46, 50, 51, 54—61, 289, 294—298, 306, 317, 322—328, 338—340, 342, 345, 349, 350, 352—358, 364, 371, 379—381, 383, 390, 391, 398, 399, 406, 407, 412, 425—428, 507—509, 533, 554, 556, 564, 568—571, 575, 576, 579—582, 585, 587, 590, 591, 593, 596, 597, 599—601, 607—611
Западно-Сибирская платформа (плита) 555, 596
Западносибирская свита, формация 77, 78, 110
Западно-Шорский массив 516
Западный массив 442
Зарубинская структурно-фациальная зона, фация 221, 224, 228, 230
Зарубинские слои 174, 217, 222, 229, 230, 235
Заслонский массив 444
Захаровский горизонт 254
Заячий массив 442
Зелено-фиолетовая формация 148
Зеленый массив 442
Змеиногорский интрузивный комплекс 22, 478, 484, 487, 492—494, 503, 504, 554, 564
Знаменская свита 354, 366, 368, 369, 372, 610
Золотокитатская впадина 309
Золотоуховская свита 65, 71, 80, 81, 83, 85, 87—89, 92, 93, 99, 128, 466, 520, 602
Зырянское оледенение 383, 428

## И

Ивановский массив 442, 443
Изасская свита 133, 154
Изылинские слои 174, 217, 222
Иковская свита 99
Иковский выступ 477
Илекская свита 55, 327, 328, 330, 336, 337, 339, 341, 342, 350, 609
Ильинская подсвита, свита, толща 17, 237, 248, 250, 281—286, 288, 528
Индербинский массив 454
Индоспириферовый горизонт 234
Иниодендровая свита 226, 230
Инская серия, формация 226—228, 230, 263, 477, 536, 537


http://jurassic.ru/

Ипатовская свита 345, 346
Ипатовская структура 343
Иртышская зона смятия 67, 495, 549, 553, 554, 566
Иртышская синеклиза 568, 597
Иртышский разлом 487
Искитимские известняки 227
Итатская антиклиналь, синклиналь 315, 317
Итатская свита 299, 306, 309, 310, 312, 314—316, 319, 321
Ишаново-промежуточная толща 248, 251
Ишановская подсвита 247, 251, 262, 274—277
Ишимская свита 353
Ишинский горизонт 405
Июсский интрузивный комплекс 437

## К

Кабурчакская свита 201, 202, 452
Кабырзинская свита, формация 77, 78, 110
Кабырзинский грабен 204
Кадринский горст 117
Кадринский массив 487, 546
Казанково-маркинская подсвита 283
Казаныхский грабен 298
Казская свита 83, 110
Казский массив 560
Каимская подсвита, свита, серия 83, 84, 121—126, 129, 441, 481, 546, 603
Кайдаловский массив 454
Кайнаминская впадина 351
Каларская свита 202
Калба-Нарымская структурная зона 503, 504
Калбинская зона 567, 568
Калбинский интрузивный комплекс 22, 487, 488, 493, 494, 503, 504, 554, 564
Калгутинская мульда 545
Калгутинский массив 487
Калтатский горизонт 85
Калтыкская свита 88, 139, 154
Камгинский грабен 548
Каменская интрузия (массив) 492
Каменская свита 199, 201, 235
Каменско-Алейская тектоническая зона 555
Каменское поднятие 399
Камешковский горизонт 104
Камешковский комплекс фауны 85, 86
Камешковско-санаштыкгольский комплекс фауны 85, 129
Канымская горная гряда 105
Канымская свита 83, 105, 113, 129, 437, 603
Канымский массив 447
Карагемская свита 174, 234
Каракемский массив 487
Каракольская свита 189, 191
Каракольская синклиналь 190, 194
Каракудюрская свита, формация 175, 179, 183, 195, 235
Каралдинская толща 299, 301
Караозерская свита 232
Карасукская впадина 395
Карасукская свита 397
Каратагская интрузия (плутон) 455
Карачумская свита 375, 376, 379
Каргатская пачка 371, 393, 397
Каргатская свита 399
Каргатская тектоническая зона 555
Карлыганский массив 499
Карчитская свита 111
Касмалинская свита 392
Каспаранская свита 371, 372
Касская флора 348
Катандинская впадина 570
Каттакская (коттакская) свита 72, 80
Катунская морена 422
Катунская свита 84, 127, 130, 142
Катунский антиклинорий 116—118, 121—127, 140—143, 147, 149, 161, 164, 166, 178, 180, 181, 189
Катунский выступ, горст 524, 549, 565, 566
Катунский горизонт 402—404, 421—423
Катунский массив 546
Катунский разлом 549
Катунское оледенение 399, 426, 427, 599
Каянчинская свита, серия 71, 83, 84, 118—121, 546
Кедровский массив 202
Кельбесские слои 174, 219, 222, 235
Кемеровская подсвита, свита, толща 246, 248, 251, 276—279, 287
Кемский прогиб 353, 357
Керлегешские слои 174, 209, 215, 223, 232, 235
Кетская впадина 383
Кибетеньская мульда 310
Кибрасская свита 156, 169
Кибрасский массив 447, 449
Кивдинская свита 64, 65, 80, 81, 83, 85, 88, 98, 127
Кийская свита 55, 327, 328, 330—332, 334, 335, 344, 350, 609
Кийский интрузивный комплекс 459
Кинтерепские(ая) известняки, свита, толща 89—91, 99
Киреевская впадина 372
Кирнаевская свита 353, 354, 356
Кистальская интрузия 453
Кистальский массив 454
Китатская свита 83, 84, 108, 109, 131—133, 154
Киялинский(ая) горизонт, свита 55, 327, 328, 341, 342, 350, 608
Ключевская свита 364
Коггахский интрузивный комплекс 499
Кожуховская свита 132, 133, 154
Кожуховский интрузивный комплекс 441
Кожуховский прогиб 560
Кокуринская свита 174
Коксинский плутон 433
Кок-Узекская морена 423
Кокуйский горизонт 130
Колпашевская впадина 383
Колпашевская терраса 388
Колпашевская толща 609
Колыванский интрузивный комплекс 478
Колыванский массив (плутон) 477
Колывань-Томская (Томь-Колыванская) дуга, складчатая зона, структурно-фациальная зона 19, 51—53, 55, 57—61, 99, 139, 152, 153, 160, 169, 171, 173, 224, 225, 227—234, 236, 237, 262, 273, 349, 369, 371, 372, 379, 399, 406—409, 475—479, 503, 504, 507, 509, 528, 531,

http://jurassic.ru/

533, 535—537, 561—563, 566, 568, 580, 582, 600, 606
Колывань-Томское поднятие 576
Кольчугинская свита, серия 247, 248, 250, 274, 279, 285, 288
Комсомольский массив 446
Конгломератовая свита 246, 248, 250, 297—301
Кондомская свита 79, 80, 85, 100, 101, 110, 111, 113, 128, 448, 480, 513, 602
Кондомский прогиб 560
Кондратьевская фауна 231
Кондратьевские(ая) слои, формация 175, 179
Конжинская свита 72—75, 80, 512, 601
Коргонская(ий) мульда, прогиб 541, 545
Коргонский массив, синклинорий 117, 550
Коргонская свита 175, 183, 184, 186, 187, 195, 229, 235, 544
Корликовская толща 354, 363
Коровихинский горизонт 248
Косоутесовские слои 174, 219, 220, 222, 230
Кочковская свита 354, 366, 371, 372, 389, 393, 395, 397, 407, 425
Кочуринский плутон 455
Кошагачская свита 376, 377, 379
Крапивинский купол 473, 528
Красногорская свита 175, 176, 212, 223, 232, 235, 236
Краснодубровская свита 366, 392—395, 398, 399, 427
Красноозерская свита 174, 219, 220, 222, 235
Красноцветная вулканогенно-осадочная серия 232
Красноярская подсвита, свита, фация 246, 250, 251, 282, 285, 286, 298
Крековские известняки, слои 155, 175, 205, 209, 211, 213, 223, 231, 234, 235
Крестовский интрузивный комплекс 448, 449
Крестовский массив 449, 516
Кубанская пачка 392
Кузбасский краевой прогиб (прогиб) 519, 520, 606
Кузнецкая впадина (котловина) 32, 33, 296, 297, 323—325, 426, 427, 509, 525, 532, 558, 569, 570, 581, 585, 587, 590, 596, 600
Кузнецкий краевой прогиб 524, 561, 563, 564, 567
Кузнецкая подсвита, свита 17, 237, 248, 251, 260, 277—283, 285—288, 527, 530
Кузнецкий горизонт 247, 280
Кузнецко-Алатауская краевая подвижная зона 436, 512, 514, 518, 519
Кузнецко-Алтайская зона разлома 567
Кузнецовская свита 344—346, 351, 609
Кукуйская свита 174, 201
Куломзинская свита 321, 329, 339, 340
Кулундинская впадина (котловина) 395, 399, 401, 525, 576, 578, 582, 609, 610
Кулундинская свита 395, 396
Кульбичский(ая) горизонт, свита 83, 84, 116, 125—127, 130, 140, 142, 154, 603
Куль-Тайгинский массив 458
Культриюгатовые слои 214
Кундатский массив 454
Кундусуюльский интрузивный комплекс 437
Кундусуюльский массив 439
Курайская(ий) грабен-синклиналь, впадина, котловина, прогиб 375, 379, 486, 543, 545, 546, 550, 570, 591, 599
Курайская свита 267
Курайский разлом 549, 563
Куратинская грабен-синклиналь, впадина 543, 546
Куратинская свита, формация 184—187, 194, 233—235, 485
Куржулатский массив 442
Курлякские слои 174, 183, 218, 222, 230, 235
Куротинский прогиб 605
Курундусские слои 222
Курьинская свита 196, 201
Кутень-булукская свита 62, 70, 71, 99
Кызылгирская свита 376, 378
Кыстальский массив 202

## Л

Ларьякская(ие) свита, слои 384—388, 408
Лебедская свита, серия 139, 141, 142
Лебедский интрузивный комплекс 446, 447, 481, 559
Лебедский массив, плутон 445, 446
Лебедский грабен, прогиб 462, 560, 561, 588
Лебедянские слои 174, 216, 217, 223, 224, 230, 234
Легостаевская свита 160, 161
Ленинская подсвита, толща 250, 284
Ленинская синклиналь 531
Леньковская свита 328, 342, 343, 351, 366
Листвянская свита 83, 88—94, 128, 406
Листвянские известняки 92
Локтевская синклиналь 168
Лосинская интрузия 453
Лосинский интрузивный комплекс 453, 454
Лосинский массив 454
Лосихинская (лосишинская(ие) свита, слои 175, 184, 197, 201, 232, 235
Лужбинская свита 72, 73
Луковская свита 88—90, 466, 520
Лучановская депрессия 372, 582
Люлинворский(ая) горизонт, свита 355, 357—360, 364—367, 610

## М

Мазасская свита 112—114
Мазуровская подсвита, толща 243, 247, 248, 251, 253—256, 258
Майзасский массив 447
Майминский горизонт 404, 421—423
Майминское оледенение 423, 426
Майорский массив 486
Майринский массив 447
Макаровская свита 299, 306, 312—314, 319
Максимоярская свита 318, 320—322
Малофеевская свита 174, 201
Малиновская свита 264
Малобачатские известняки, слои 175, 205, 209, 212, 213, 223, 234

http://jurassic.ru/

Малокаратагский массив 454
Маломайзасская интрузия 453
Мало-Ортонский массив 439
Мало-Суетинский массив 446
Малоульбинская свита 238, 270, 271
Мальцевская свита, серия 248, 250, 285, 289—291, 295, 299, 301, 532
Мамоновская серия 208, 209, 234
Мамонтовские слои 175, 185, 207, 209, 214, 223, 232, 234
Манжерокская свита 64, 71, 80, 81, 85, 118, 119, 121, 125, 128, 480, 544, 546, 602
Маралихинская свита 122, 124, 155
Мартайгинская структурно-формационная зона 432, 437, 441—443, 449—452, 458, 459, 462, 516, 518, 519
Мартайгинский выступ 463, 464
Мартайгинский интрузивный комплекс 437, 443, 446, 447, 449, 453, 499
Мартайгинский массив 516
Марьяновская свита 317, 318, 320—322, 324, 329, 339, 349, 351
Маслянинская впадина 209
Маслянинская свита 174
Массив гольца Рыбного 441, 442
Массив горы Байзан 444
Массив горы Барбаган 454
Массив горы Большой Аталык 444, 445
Массив горы Большой Таскыл 444
Массив горы Воскресенки 448
Массив горы Каменной 454
Массив горы Кобес 444, 445
Массив горы Кончик 444
Массив горы Малиновой 469
Массив горы Малый Аталык 444, 445
Массив горы Медвежьей 444
Массив горы Мохнатой 469
Массив горы Пестрой 458
Массив горы Сергеевой 454
Массив горы Сундук 447
Массив горы Церковной 448
Медведевская фауна 231
Медведевские(ая) слои, формация 175, 179
Медведчиковские слои 335
Менский горизонт 405, 423
Менское оледенение 428
Мессовско-ширтинский горизонт 426
Мильтюшский прогиб 536
Митинский горизонт 248, 280
Митрофановская(ое) антиклиналь, поднятие 224, 226, 227, 533, 535
Митрофановская свита, толща 225, 230, 235, 236
Мозжухинские известняки 238, 239, 243, 252
Монстровый горизонт 174, 219, 222, 235
Мостокольский массив 454
Мочегинская(ие) свита, слои 205, 206, 209, 231, 234
Мочищенский массив 477
Мрасская свита 122, 128
Мрасский антиклинорий 516
Мрасский массив 77, 516, 519
Мундыбашская свита, толща 84, 105, 106, 113, 114, 129, 130, 436, 437, 443, 513, 603
Мунжинская свита, формация 63, 80, 81, 113, 480
Мурзинская свита 175, 196, 201, 231, 234
Мустагский массив 154

## Н

Надвыдрихинская свита 175, 234
Надкемеровская свита 246
Надкрековские слои 175, 205, 209, 213, 223, 234
Надрудная свита 207, 209
Назаровская впадина 310
Нарыкская синклиналь 289
Невская структура 216
Некрасовская серия 354, 357, 358, 361, 363, 364, 367—370
Ненинский(ая) горизонт, свита 374, 403, 404, 422
Ненинско-Чумышская (Неня-Чумышская) впадина, депрессия, прогиб 61, 117, 296, 298, 307, 309, 336, 349, 373, 374, 587, 590
Нефедовская толща 380
Нижнебалахонская подсвита, свита 237, 248, 251, 253—255, 262, 267—269, 271, 274, 279, 288, 532
Нижневассинские слои 174
Нижнеенисейская подсвита 76, 77
Нижнекольчугинская подсвита 248, 250
Нижнекоуракский массив 470
Нижнекрековский(ая) горизонт, толща 175, 212, 223
Нижнекузнецкая подсвита 280, 281
Нижнекуратинская свита 175, 235
Нижнемазуровская подсвита 254
Нижнемальцевская свита 248, 250, 288, 289, 291—293, 474, 475
Нижнетуртасская подсвита 360, 362
Нижнешандинский горизонт 214
Нижняя красноцветная толща 222
Низовская свита 235
Николаевская свита 199, 235
Николкинский массив 454
Никольский гранитный массив 470
Новоалейский массив гнейсов 491
Новоберикульский массив 454
Новоказанковская мульда, синклиналь 298, 305
Новомихайловская свита 354, 356, 357, 360—364, 366, 368, 369, 372, 373, 610
Новомихайловский горизонт 354
Новопросветовская подсвита 92, 93
Новосибирский интрузивный комплекс, массив 477, 478

## О

Обручевский(ие) горизонт, известняки 87, 112
Обручевский комплекс фауны 86, 87, 94, 121, 129, 602
Обуховская(ие) свита, слои 175, 234
Обуховский бокситовый горизонт 206, 208, 209
Обь-Зайсанская геосинклинальная область, система 538, 541, 568
Обское поднятие 568
Обь-Чумышская впадина 370, 371
Одинцовское межледниковье 392
Олентинская толща 355
Ольгинский плутон 432, 445, 446



http://jurassic.ru/

Омская синеклиза 360
Омская свита 299
Онгудайская свита 175, 183, 195, 233, 235, 485
Онгудайский массив 546
Онышская свита 232
Ордынская свита 264
Ордынское поднятие 533, 535
Орлиногорская антиклиналь 93, 95, 157, 170
Орлиногорская подсвита, свита 83, 84, 88, 93—95, 130, 466, 603
Орловская свита 142, 144, 146, 149, 150, 154, 165
Ортонский грабен 204
Ортонский массив, плутон 156, 439
Оселковская свита 159, 169
Осиновская свита 299, 301, 303—307
Осиновский массив 202
Осиповская свита 215
Острогская свита 237, 239, 243, 245, 247—249, 252—256, 260, 264, 272, 279, 288, 521, 528, 529, 532, 536

## П

Павловская(ие) свита, слои 175, 207, 209, 234
Павлодарская свита 354, 366, 370—372, 400, 401
Павлодарская тектоническая зона 555
Павлодарский горизонт 354
Пайвинская свита 264
Парабельская свита 355, 357, 358
Парбигская свита 344—346, 351
Патынский интрузивный комплекс 443, 458, 459
Патынский массив, плутон 156, 171, 458
Пачинская свита 174, 227, 230, 234
Пачинско-Юргинская структурно-фациальная зона 221, 224, 228
Пезасско-Кожуховский горст, массив 63, 81
Перфишкины известняки 252
Пестеревские известняки, слои 212—214
Пестроцветная свита 206, 209
Петеневский надвиг 522
Печеркинская свита, формация 84, 87, 91, 92, 98, 99, 129, 603
Пещеркинские слои 174, 222, 235
Пировская свита 328, 332, 344, 352
Пихтовская свита 200, 201, 235, 236
Поварнихинская свита 174
Подломская структура 224
Подломские известняки 227
Подмозжухинские известняки 243
Подонинский(ая) горизонт, свита 174, 221, 222, 230, 235
Подподонинская(ие) свита, слои 174, 220, 222, 230, 235
Подчагырская свита 144, 162, 164, 169, 180
Подъяковская структурно-фациальная зона 238—240, 243, 245, 252, 271
Пожарищевские слои 174, 217, 222, 230, 235
Покровская свита 55, 325, 608
Покурская свита 328, 342—344, 346, 351
Полтавский массив 447
Полудинская серия 299, 319, 329, 608
Порожинский выступ 433
Порожинский плутон 156, 518
Порфиритовая свита, толща, формация 64, 70, 71, 105
Потаповская свита 159, 169
Прелонгусовый горизонт 174, 222, 235
Прииртышская впадина 609
Прикатунский массив 484
Присалаирская впадина 336
Прителецкий массив 556
Притомская часть прогиба 536
Промежуточная подсвита, толща 219, 247, 251, 274—276, 287
Пудинская тектоническая зона 555
Пуровское поднятие 568
Пыжинский грабен 547
Пызасская формация 79

## Р

Распадская свита 299, 301, 302, 306, 307, 312
Рассолкинская брахиантиклинальная складка 531
Рассолкинская свита 208, 209, 220, 222
Реженская депрессия 371, 372
Реженская свита 371, 372
Реженская флора 372
Рудно-Алтайская структурно-фациальная складчатая зона 503, 561—563, 566, 568
Рявкинская свита 355

## С

Савельевская свита 142, 143, 154
Саговая формация 77, 110
Садринская интрузия 441
Садринские граниты (гранитный массив) 141, 441
Садринский интрузивный комплекс 441, 451, 559
Салаиркинские слои 175, 209, 213, 214, 223, 232, 234
Салаирская свита 95, 114, 522
Салаирский массив 567
Саламатовская структура 226
Саланский гипербазитовый комплекс 444
Салангинский массив 448
Самаровский горизонт 426
Самаровское оледенение (ледник) 383—386, 388—390, 399, 426
Самахинская впадина (котловина) 375, 377, 379, 570, 599
Санаштыкгольский(ие) горизонт, известняки 94, 98, 103, 499
Санаштыкгольский комплекс фауны 85—87, 90, 92, 121, 129
Санская подсвита 122, 124, 129
Санчуговские отложения 383
Саралинский массив 449, 516
Сарасинская грабен-синклиналь, «шовная» синклиналь 543, 546
Сарасинская зона разлома 549
Сарасинско-Курайская зона разлома 543, 549, 550
Саргатская структура 317
Саржематинская свита 235
Сарлыкский массив 454
Сартаковская толща 299—301

http://jurassic.ru/

Сартанское оледенение 428
Сарызакская свита 121
Саурский интрузивный комплекс 487
Сафоновская(ие) свита, слои 174, 208, 209, 215, 216, 223, 232, 235, 241, 468
Саянская свита 123
Саянская складчатая зона, область 497
Саянский выступ 141
Светловский массив 449
Себыстейская свита 233, 234
Северо-Восточная зона смятия 553, 554, 567
Северный массив 442
Сеглебирский массив 444
Сейская свита 602
Семеновский массив 442
Сергиевская свита 174, 219, 222
Симоновская свита 55, 327, 328, 332, 333, 344, 345
Сингуюльский массив 448
Синюшинский антиклинорий 151, 553
Славгородская свита 345—347
Снегиревская свита 199, 201, 235
Соболевская(ие) свита, слои 174, 207—209, 235
Соколушинский массив 447
Соловьихинские(ая) известняки, свита 175, 183—186, 195, 201, 231, 234
Соломинские слои 174, 219, 222, 230, 235
Солонцовские известняки 87
Солонцовский комплекс фауны 86, 87
Солонцовско-обручевский комплекс фауны 86
Соусканихинский горизонт 401, 402, 404
Спилито-кератофировая формация 87, 498
Спиринская свита 226, 230, 234
Споритосовая(ые) свиты, слои 226, 230
Среднекуратинская свита 174, 234,
Средняя красноцветная толща 174, 222
Стрельнинские слои 174, 217, 222, 230, 235
Стретинская свита 142, 143, 154
Стрижовская толща 354, 358
Суеткинская свита 141, 142, 154
Сумультинская свита 142, 146—148, 154
Сумурлинская свита, серия 182, 186, 195, 232
Суриековский горизонт 248
Сухая свита 157, 159, 160, 169—171, 205, 468, 521, 604
Сучковская подсвита 332, 333
Суярыкская подсвита 122—124, 129
Сынзасский массив, плутон 454, 455
Сымская свита 55, 332—334, 345—349, 351, 363
Сымско-Чулымская тектоническая зона 555

## Т

Таарлаганская свита 142, 148, 150, 154
Табасский массив 454
Таволжанская свита 354, 366, 369, 370, 372
Таволжанский горизонт 354
Тазовское оледенение 383, 385—387, 391, 426, 427
Тазовско-санчуговский горизонт 426
Тайгаразгольский плутон 447
Тайгинский(ие) горизонт, глины 406
Тайдонская зона 238, 239, 241, 242, 253, 255, 265
Тайдонская свита 83, 100, 106, 133
Тайлуганская подсвита 250, 284—286
Талицкая антиклиналь 122
Талицкий(ая) горизонт, свита 206, 209, 355, 357, 358
Талицкий антиклинорий (вал) 124, 140, 546
Талицкий массив 487, 550
Таловский(ая) горизонт, свита 197, 198, 201, 214, 235
Тамбовский массив 202
Тарбаганская серия 250, 294, 298—301, 529, 532, 608
Тарболинская свита 191, 194, 234, 235
Тарская свита 329, 339, 340, 608
Тарская флора 361
Таскыльский интрузивный комплекс 443—445
Татарская свита 299, 319, 321, 324, 349, 350, 608
Татарская структура, синклиналь 289, 317
Татьяновский массив 454
Ташантинская свита 185, 188, 190, 194, 234
Ташелгино-Кондомская зона разлома 436
Ташелгинская антиклиналь 111
Ташелгинская формация 81
Ташминский прогиб 533, 535, 537
Таштузекский массив 488
Таштыпская свита 233, 235
Таштыпская трансгрессия 229
Таштыпский грабен 516
Тебисский вал 347
Тебисская свита 306, 321, 322, 329, 339, 340, 349
Тебичекский массив 441
Тегульдетская впадина 306
Тегульдетская свита 299, 306, 312, 313
Текелинская свита 127, 141, 142
Телецкая структурно-фациальная зона 543, 547, 548, 550
Телецкий горст 117
Тельбесская интрузия 202, 452, 606
Тельбесская свита, серия 156, 175, 176, 201—203, 212, 223, 232, 235, 236, 451, 460
Тельбесский интрузивный комплекс 452—455
Тельбесский плутон, массив 202, 221, 454
Теректинская свита, серия 66—69, 80, 81, 544, 556
Теректинский горст, горстовый выступ 116—119, 124, 152, 161, 189, 269, 544, 545
Теректинский выступ, массив 68, 431, 497, 550, 556
Теректинский тектонический блок 67, 68
Теректинско-Рудноалтайская геосинклинальная зона 552
Терехинские слои 174, 218, 222, 230, 235
Терсинская толща, свита 72, 74, 75, 77, 80, 512, 601
Терсинский выступ, массив 433, 463, 464, 516, 518



http://jurassic.ru/

Терсюкская свита 299—301, 305, 306, 312, 316, 325
Тигертышская интрузия (массив) 499, 604
Тигирекский синклинорий 493, 494, 551
Тишинский горизонт 283
Тобольская свита 390, 391
Тобольский горизонт 408, 426
Тобольский массив 509
Тогурская пачка 319
Толсточихинские(ая) известняки, свита 83, 84, 88, 95, 97, 98, 110, 114, 130, 154, 467, 520
Томский массив, плутон 63, 72, 73, 80, 432, 433, 518, 556, 601
Томский прогиб 536
Томскозаводская(ие) свита, слои, толща 155, 157, 159, 160, 169—171, 206, 223, 235, 468
Томско-Порожинский выступ, массив, плутон 463, 516, 518
Томьчумышские слои 223
Топкинский известняк 238—240
Торгашинские(ая) известняки, толща 85, 104
Трапповые интрузии 498
Туганские слои 335
Туерыкская свита 376—378
Тужарская свита 174
Тумуясская свита 100
Тунказская структура 77
Тургундинская интрузия 66, 68, 479
Туринская серия 294, 299, 555
Турновский горизонт 248
Турочакский массив 486
Туртасская свита 354, 361—363
Турундукский массив, плутон 454
Турунтаевские известняки 227, 228, 230
Туруханская зона складок 498
Тутальская структура 226
Тутуясская мульда 298, 300—305, 307
Туэктинская свита 235
Тыгертышский интрузивный комплекс 439, 448, 449
Тырганская свита 121, 122
Тыштымский массив 454
Тюменская свита 299, 306, 317, 319, 320
Тяжинская свита 299, 306, 310, 312, 315, 316, 318, 321, 322, 329
Тяжинская синклиналь 317

**У**

Уватская свита 342, 343
Угульская свита 191, 193, 234, 235
Ударнинский массив 454, 458
Узасская формация 113
Узасский массив 458
Уйбатский массив, плутон 448, 516, 519
Уйкараташская свита 182, 183, 186, 194, 195
Уйменская впадина (прогиб) 53, 418, 419, 424, 485, 503, 542, 547, 561, 570, 591, 606
Уйменская свита 235
Уйменско-Лебедская структурно-фациальная зона 543, 547
Уйменско-Лебедской прогиб, синклинорий 117, 121, 139, 141—143, 147, 149, 151, 161, 178, 182, 186, 188, 189, 191, 192, 234, 236, 520, 547, 567
Улаганская впадина 591
Уландрыкская свита 175, 179, 181—183, 195, 232, 235
Улановская впадина, мульда 298, 312—315, 317
Улантовский массив 470
Улень-Туимский интрузивный комплекс 448, 499
Уленьский интрузивный комплекс 448, 559
Улутагский массив 445
Унзасский массив 454
Унушкольская формация 77, 79
Ургадатский массив 446
Урская свита 136—139, 154, 155, 157, 467
Усинская антиклиналь 103, 104
Усинский(ие, ая) горизонт, известняки, свита, серия, толща 83, 84, 100—107, 110—114, 128, 129, 247, 437, 513
Ускатская подсвита, толща 248, 250, 283
Ускучевская свита 147
Укок котловина 599
Усть-анзасская свита, формация 113
Усть-Канская впадина 424
Устьсеминская свита 83, 481, 546
Усятская подсвита, толща 248, 251, 278, 279, 281, 287
Учальская свита 186, 188, 194
Учасовская интрузия 444
Учуленская свита 202, 451

**Ф**

Фаленовые слои 174, 217, 222
Федосовская свита 397—399
Фоминская зона 238—240, 242, 243, 271

**Х**

Ханхаринская свита, серия, формация 142—149, 152, 154, 167, 168
Ханты-мансийский(ая) горизонт, свита 328, 342—344
Харловский массив 486
Хаскотирисовый горизонт 234
Хвощевская(ие) свита, известняки, слои 175, 205—207, 209, 234
Хмелевский надвиг 522
Холзунско-Чуйская геосинклинальная зона 561
Холзунско-Чуйский антиклинорий 566
Холзунско-Чуйский массив 567
Хомическая свита 184, 186, 195
Хомутинские слои 96
Хомутовская формация 81
Христиновский горизонт 126, 130

**Ц**

Центральная мульда 298, 300—303, 305, 307
Центральнинский плутон 445
Центрально-Алатауская структурно-формационная зона 432, 437, 441, 443, 444, 446, 449—453, 516
Центрально-Алатауский массив, плутон 448, 516, 518, 519

**Ч**

Чагалды-Кобу свита 421
Чаганузунская свита 174, 480
Чаганузунский надвиг 549, 550

http://jurassic.ru/

Чаграйская свита 368, 369, 372
Чагырская свита 144, 162, 165—170, 184
Чановская свита 397
Чанышский массив 441
Чарышская свита 141, 142, 154
Чарышский магматический комплекс 563
Чарышский разлом 564
Чарышско-Инской синклинорий 139—142, 147, 149
Чарышско-Теректинская геоантиклинальная зона 561
Чарышско-Теректинская структурно-фациальная зона 66, 540, 543—545, 549, 550, 566
Чарышско-Теректинский массив 542, 567
Чарышско-Теректинский разлом 192, 487, 488, 543, 545, 549, 567
Чарышско-Теректинское поднятие 541
Чебулинский массив 454, 455
Чебулинский магматический комплекс 453—455
Чеганский(ая) горизонт, свита 354, 355, 357—361, 365—367
Чезимский массив 447
Челинская толща 255
Челябинская серия 319, 555
Чепошская подсвита 119—122, 124, 128, 129
Чергинская подсвита 122
Черемшанская свита 174, 191—193, 235
Черепановская свита 198, 201, 235
Черлакская свита 353
Черноусинский массив, плутон 445, 447
Чернореченская свита 119
Чибитский(ая) горизонт, свита 21, 405, 423
Чибитское оледенение 428
Чиелевые слои 174, 234
Чиелевый комплекс фауны 187
Чикетаманский массив 487
Чиликтинская свита 368
Чингизские(ая) свита, слои 226, 230, 234, 263, 264
Чинетинская свита 162, 167—169, 171
Чистайгинский массив 449
Чичкаюльская свита 298, 299, 312, 313, 319
Чойская свита 127, 131, 140—142, 154
Чокракская зона разлома 550
Чуйская впадина, котловина 189, 190, 375—377, 379, 418, 419, 421, 422, 424, 545, 550, 591, 599
Чуйский горизонт 421
Чулымо-Енисейская впадина, депрессия, синеклиза 51, 54, 55, 61, 296—298, 311, 312, 314, 316, 323—325, 327, 330, 332, 333, 335, 336, 349, 350, 353, 356, 357, 518—520, 609
Чулымская подсвита 332
Чульчинский массив 309
Чусовитинская толща 299—301

## Ш

Шадринская свита 260
Шандинские слои 175, 209, 213, 214, 223, 226, 232, 234
Шапшальский гранитный комплекс 484, 487
Шатайский плутон 447
Шатский массив 447
Шашкунарская подсвита 119, 120, 122, 128
Шестаковская синклиналь 596
Шипуновская свита 174, 198—201, 235
Шиферная свита 226
Шорбинский массив 445
Шорская структурно-формационная зона 432, 439, 441, 443, 444, 446, 451—453, 458, 462, 516
Шорский массив 77
Шорско-Мартайгинская переходная структурная зона 500
Шубкинские слои 219, 222

## Щ

Щегловский массив 439

## Э

Элекмонарский массив 484
Эштыккольский горизонт морен 421

## Ю

Южный массив 442, 443
Юргинская свита 174, 228, 230, 234
Юрковская толща 355, 357, 358, 361
Юрманская свита, серия, толща 137, 155, 157—159, 169, 170, 205, 468, 477, 521, 604
Юстыдская свита 174, 234
Юстыдский массив 488

## Я

Ябаганская впадина 570
Ягуновская подсвита, толща 247, 277
Яйская свита 174, 217, 222, 235
Яшкинские известняки 227

http://jurassic.ru/

## ОГЛАВЛЕНИЕ


стр.

Предисловие . . . . . 7

Введение. *Фомичев В. Д.* . . . . . 9

*Глава 1.* **История геологического изучения.** *Фомичев В. Д.* . . . . . 11

*Глава 2.* **Физико-географическое описание и экономическая характеристика** . . 27
Рельеф. *Григор Г. Г.* . . . . . 27
Гидрография. *Абрамович Д. И.* . . . . . 33
Климат. *Рутковская Н. В., Попова К. И.* . . . . . 42
Почвы. *Коляго С. А.* . . . . . 44
Растительность. *Ревердатто В. В.* . . . . . 46
Экономическая характеристика. *Колобков М. Н.* . . . . . 48

*Глава 3.* **Основные черты геологического строения.** *Фомичев В. Д.* . . . . . 51

*Глава 4.* **Стратиграфия** . . . . . 62
Докембрий . . . . . 62
Общая характеристика. *Кузнецов В. А.* . . . . . 62
Салаир. *Фомичев В. Д.* . . . . . 64
Горный Алтай. *Кузнецов В. А.* . . . . . 65
Кузнецкий Алатау и Горная Шория. *Додин А. Л., Горелов Г. Ф.* . . 71
Общая сводка. *Кузнецов В. А.* . . . . . 79
Кембрийская система . . . . . 82
Общая характеристика. *Винкман М. К.* . . . . . 82
Руководящие раннекембрийские комплексы археоциат и трилобитов Западной Сибири. *Журавлева И. Т., Репина Л. Н.* . . . . . 82
Салаир. *Радугин В. К., Фомичев В. Д.* . . . . . 87
Колывань-Томская складчатая зона. *Радугин К. В.* . . . . . 99
Кузнецкий Алатау. *Додин А. Л.* . . . . . 99
Горная Шория. *Додин А. Л., Радугин К. В.* . . . . . 110
Горный Алтай. *Винкман М. К.* . . . . . 116
Общая сводка. *Винкман М. К.* . . . . . 127
Ордовикская система . . . . . 131
Общая характеристика. *Радугин К. В.* . . . . . 131
Кузнецкий Алатау. *Радугин К. В.* . . . . . 132
Горная Шория. *Радугин К. В.* . . . . . 133
Салаир. *Фомичев В. Д.* . . . . . 136
Колывань-Томская зона. *Радугин К. В.* . . . . . 139
Горный Алтай. *Гинцингер А. В.* и *Винкман М. К.* . . . . . 139
Северо-западный Алтай. *Барцева М. Н., Горжевский Д. И., Перфильев В. С.* . . . . . 151
Общая сводка. *Радугин К. В.* . . . . . 152
Силурийская система . . . . . 155
Общая характеристика. *Радугин К. В.* . . . . . 155
Кузнецкий Алатау. *Радугин К. В.* . . . . . 156
Горная Шория. *Радугин К. В.* . . . . . 156
Салаир. *Фомичев В. Д.* . . . . . 156
Колывань-Томская зона. *Радугин К. В.* . . . . . 160
Горный Алтай. *Гинцингер А. В.* . . . . . 161
Северо-Западный Алтай. *Барцева М. Н., Горжевский Д. И., Перфильев Ю. С.* . . . . . 166


http://jurassic.ru/

Общая сводка. *Радугин К. В.* . . . . . 169
Девонская система . . . . . 171
Общая характеристика. *Краевская Л. Н.* . . . . . 171
Кузнецкий Алатау. *Краевская Л. Н.* . . . . . 173
Горный Алтай. *Гинцингер А. В.* . . . . . 178
Северо-Западный Алтай. *Горжевский Д. И.* . . . . . 195
Горная Шория. *Радугин К. В.* . . . . . 201
Салаир. *Нагорский М. П.* . . . . . 205
Окраины Кузнецкого бассейна. *Яворский В. И., Ржонсницкая М. А.* 210
Колывань-Томская складчатая зона. *Краевская Л. Н., Тыжнов А. В.* 221
Общие выводы. *Краевская Л. Н.* . . . . . 229
Каменноугольная система . . . . . 237
Общая характеристика. *Фомичев В. Д.* . . . . . 237
Кузнецкий бассейн. *Ротай А. П.,* *Фомичев В. Д.* . . . . . 238
Горловский бассейн. *Васюхичев П. Н.* . . . . . 259
Колывань-Томская зона. *Фомичев В. Д.* . . . . . 262
Салаир. *Фомичев В. Д.* . . . . . 264
Кузнецкий Алатау и Горная Шория. *Фомичев В. Д.* . . . . . 265
Горный Алтай. *Фомичев В. Д.* . . . . . 266
Северо-Западный Алтай. *Горжевский Д. И.* . . . . . 269
Общая сводка. *Фомичев В. Д.* . . . . . 271
Пермская система . . . . . 274
Общая характеристика. *Фомичев В. Д.* . . . . . 274
Кузнецкий бассейн. *Фомичев В. Д.* . . . . . 274
Горловский бассейн. *Васюхичев П. Н.* . . . . . 286
Горный Алтай. *Фомичев В. Д.* . . . . . 287
Общая сводка. *Фомичев В. Д.* . . . . . 288
Триасовая система . . . . . 289
Кузнецкий бассейн. *Корсак О. Г.* и *Васильева Н. А.* . . . . . 289
Западно-Сибирская низменность. *Лебедев И. В., Осыко Т. И.* . . . 294
Юрская система . . . . . 296
Общая характеристика. *Лебедев И. В.* . . . . . 296
Кузнецкий бассейн. *Звонарев И. Н.* . . . . . 298
Горный Алтай и Неня-Чумышская впадина. *Звонарев И. Н.* . . . 307
Кузнецкий Алатау. *Горелов Г. Ф.* . . . . . 309
Чулымо-Енисейский бассейн. *Звонарев И. Н.* и *Лебедев И. В.* . . . 311
Западно-Сибирская низменность. *Осыко Т. И.* . . . . . 317
Общая сводка. *Звонарев И. Н., Лебедев И. В.* . . . . . 323
Меловая система . . . . . 326
Общая характеристика. *Казаринов В. П., Липман Р. Х.* . . . . . 326
Чулымо-Енисейская впадина. *Казаринов В. П.* . . . . . 327
Салаир и Кузбасс. *Казаринов В. П.* . . . . . 335
Ненинско-Чумышская впадина. *Казаринов В. П.* . . . . . 336
Западно-Сибирская низменность. *Осыко Т. И.* . . . . . 338
Общая сводка. *Казаринов В. П.* и *Фомичев В. Д.* . . . . . 349
Палеогеновая и неогеновая системы (третичные отложения) . . . . 351
Общая характеристика. *Шацкий С. Б.* . . . . . 351
Чулымо-Енисейская впадина. *Шацкий С. Б.* . . . . . 353
Средняя часть Западно-Сибирской низменности. *Шацкий С. Б.* . . 357
Южная часть Западно-Сибирской низменности. *Зальцман И. Г.* . . 364
Колывань-Томская зона. *Шацкий С. Б.* . . . . . 371
Кузнецкий бассейн. *Фомичев В. Д.* . . . . . 373
Ненинско-Чумышская впадина. *Щукина Е. Н.* . . . . . 373
Алтай. *Щукина Е. Н.* . . . . . 374
Общая сводка. *Шацкий С. Б.* . . . . . 379
Четвертичная система . . . . . 380
Общая характеристика. *Шацкий С. Б.* . . . . . 380
Центральная часть Западно-Сибирской низменности (севернее широты 56°). *Шацкий С. Б.* . . . . . 383

http://jurassic.ru/

Южная часть Западно-Сибирской низменности (южнее широты 56°). *Мартынов В. А.* . . . 391
Бийско-Барнаульская впадина. *Щукина Е. Н.* . . . 399
Колывань-Томская зона. *Шацкий С. Б.* . . . 406
Кузнецкий бассейн. *Фомичев В. Д.* . . . 409
Горная Шория и Кузнецкий Алатау. *Щукина Е. Н.* . . . 413
Салаир. *Щукина Е. Н.* . . . 415
Горный Алтай. *Щукина Е. Н.* . . . 417
Общая сводка. *Шацкий С. Б.* . . . 425

*Глава 5.* **Магматизм и явления метаморфизма** . . . 430
Введение. *Кузнецов Ю. А.* . . . 430
Кузнецкий Алатау и Горная Шория. *Скобелев Ю. Д.* . . . 431
Салаир. *Алексеева Л. З.* . . . 465
Кузнецкий бассейн. *Кузьмин А. М.* . . . 471
Колывань-Томская складчатая зона. *Матвеевская А. Л.* . . . 475
Горный Алтай. *Кузнецов В. А.* . . . 479
Северо-Западный Алтай. *Горжевский Д. И.* . . . 489
Общая сводка. *Кузнецов Ю. А.* . . . 495

*Глава 6.* **Тектоника Западной Сибири** . . . 507
Общая характеристика. *Кузнецов В. А.* . . . 507
Кузнецкий Алатау и Горная Шория. *Скобелев Ю. Д.* . . . 509
Салаир. *Фомичев В. Д.* . . . 520
Кузнецкий бассейн. *Яворский В. И.* . . . 525
Колывань-Томская складчатая зона. *Матвеевская А. Л.* . . . 533
Горный Алтай. *Кузнецов В. А.* . . . 538
Северо-Западный Алтай. *Горжевский Д. И.* . . . 551
Западно-Сибирская низменность. *Ростовцев Н. Н.* . . . 554
Сводное описание. *Кузнецов В. А.* . . . 555

*Глава 7.* **Геоморфология** . . . 569
Общая характеристика. *Земцов А. А.* . . . 569
Средняя часть Западно-Сибирской низменности. *Земцов А. А.* . . . 571
Южная часть Западно-Сибирской низменности. *Мартынов В. А.* . . . 575
Колывань-Томская зона. *Шацкий С. Б.* . . . 580
Бийско-Барнаульская впадина. *Дубинкин С. Ф.* . . . 582
Алтае-Саянская область *Дубинкин С. Ф.* . . . 585
Кузнецкая впадина. *Фомичев В. Д.* . . . 594
Сводное описание. *Земцов А. А.* . . . 596

*Глава 8.* **История геологического развития.** *Фомичев В. Д.* . . . 601

**Литература** . . . 612

**Указатель географических названий** . . . 643

**Предметный указатель** . . . 652

Коллектив авторов

ГЕОЛОГИЯ СССР. ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

Том XIV

Ведущий редактор *В. И. Макеев* Технические редакторы *А. Г. Иванова, Е. Иерусалимская*
Корректоры *Т. В. Чирикова, Г. Г. Большова*

Подписано к набору 14/II 1966 г. Подписано к печати 12/XII 1966 г.
Формат 70×108¹/₁₆ Бумага № 2 Печ. л. 42,75 (с 7 вкл.)+1,5 л. цв. карта Усл. л. 61,95
Уч.-изд. л. 60,1 (с цв. карт. 1,45) Т - 16530 Тираж 2000 экз. Зак. № 437/9250—1
Цена 4 р. 36 к. (с картой) Индекс 3—4—1

Издательство «Недра». Москва К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Фабрика № 9 ГУГК

http://jurassic.ru/