

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ

XVI

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ
РАВНИНА



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

■
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ (ВСЕГИНГЕО),
■

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

А. В. СИДОРЕНКО

■
ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

Н. В. РОГОВСКАЯ, Н. И. ТОЛСТИХИН, В. М. ФОМИН

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» · МОСКВА · 1970

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР

■
ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ НЕФТЯНОЙ ИНСТИТУТ (ЗапСибНИГНИ)

■
НАУЧНО ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ (НИИГА)
ГЛАВНОЕ ТЮМЕНСКОЕ ОРДЕНА ЛЕНИНА ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

■
НОВОСИБИРСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XVI

ЗАПАДНО СИБИРСКАЯ РАВНИНА (ТЮМЕНСКАЯ, ОМСКАЯ,
НОВОСИБИРСКАЯ И ТОМСКАЯ ОБЛАСТИ)

РЕДАКТОР
В А НУДНЕР

Гидрогеология СССР, том XVI, Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области). М., изд-во «Недра», 1970, 368 стр.

В томе рассматривается гидрогеология и инженерная геология Тюменской, Омской, Томской и Новосибирской областей. В эти пределы попадает большая часть Западно-Сибирской равнины и отдельные части ее горно-складчатого обрамления (восточные склоны Полярного и Приполярного Урала и северная часть Саяно-Алтайской складчатой системы), а также некоторые арктические острова. Основное внимание в томе уделено огромному артезианскому бассейну, сформировавшемуся в пределах Западно-Сибирской равнины. При характеристике гидрогеологических условий общих закономерностей, свойственных бассейну, он рассматривается в целом вне зависимости от административных границ областей.

В разрезе бассейна выделяются два гидрогеологических этажа и пять гидрогеологических комплексов, два из которых попадают в верхний этаж и три — в нижний. Ни по каким существенным признакам Западно-Сибирский артезианский бассейн не делится на артезианские бассейны более высоких порядков. Однако в нем достаточно четко выделяются краевая зона и внутренняя область, связанные между собой переходной зоной. В первом (верхнем) гидрогеологическом комплексе, водоносные горизонты которого находятся в сфере дренирующего влияния речной сети, выделены бассейны подземного стока.

Кроме описания гидрогеологических условий территорий и анализа основных гидрогеологических закономерностей регионов, в томе рассматривается существующее и возможное использование подземных вод в народном хозяйстве, дается характеристика гидрогеологии месторождений полезных ископаемых, причем особое внимание уделено месторождениям нефти и газа, анализируются условия орошения и осушения земель. В главе, посвященной инженерно-геологическим условиям, проведено инженерно-геологическое районирование территорий и дана характеристика выделенных областей.

Таблиц 40, иллюстраций — 64, приложений 6, библиография — 234 названия

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ МОНОГРАФИИ «ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР»

АФАНАСЬЕВ Т. П.
АХМЕДСАФИН У. М.
БАБИНЕЦ А. Е.
БУАЧИДЗЕ И. М.
ДУХАНИНА В. И.
ЕФИМОВ А. И.
ЗАЙЦЕВ Г. Н.
ЗАЙЦЕВ И. К.
КАЛМЫКОВ А. Ф.

КЕНЕСАРИН Н. А.
КУДЕЛИН Б. И.
МАККАВЕЕВ А. А.
МАНЕВСКАЯ Г. А.
ОБИДИН Н. И.
ОВЧИННИКОВ А. М.
ПЛОТНИКОВ Н. И.
ПОКРЫШЕВСКИЙ О. И.

ПОПОВ И. В.
РОГОВСКАЯ Н. В.
[СОКОЛОВ Д. С.]
СИДОРЕНКО А. В.
ТОЛСТИХИН Н. И.
ФОМИН В. М.
ЧАПОВСКИЙ Е. Г.
ЧУРИНОВ М. В.
ЩЕГОЛЕВ Д. И.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XVI ТОМА

С. Г. БЕЙРОМ
Г. П. БОГОМЯКОВ
О. П. БУЛЫГИНА
Ю. К. МИРОНОВ
(зам. редактора)
В. А. НУДНЕР
(отв. редактор)

Н. И. ОБИДИН
Л. И. РОВНИН
А. А. РОЗИН
Б. П. СТАВИЦКИЙ
(зам. редактора)

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр
Введение Г П Богомяков, В А Нуднер	7
Глава I История гидрогеологических и инженерно-геологических исследований С Г Беиrom, О П Булыгина, Е В Михайлова, В В Нелюбин, Н И Обидин, С С Поляков, А А Розин, Ю К Смоленцев	9
Глава II Основные естественноисторические факторы, определяющие распространение и формирование подземных вод	21
Физико географические факторы С П Никонов Н И Обидин Ю К Смоленцев	21
Орография	21
Климат	26
Гидрография	31
Многолетняя мерзлота	35
Искусственные факторы Е В Михайлова, В А Нуднер	41
Геологические факторы Г П Богомяков, Ю К Миронов, В А Нуднер, Н И Обидин Л И. Ровнин, Ю К Смоленцев	42
Западно Сибирская плита	42
Палеозойское обрамление Западно Сибирской низменности	49
Арктические острова	52
Глава III Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна	54
Верхний гидрогеологический этаж С Г Беиrom В А Логинова Е В Михайлова Н И Обидин, Ю К Смоленцев, Л Г Учите лева	56
Первый гидрогеологический комплекс	56
Северная группа бассейнов	61
Южная группа бассейнов	68
Второй гидрогеологический комплекс	114
Нижний гидрогеологический этаж В В Нелюбин Н И Обидин, А А Розин, Б П Ставицкий	130
Третий гидрогеологический комплекс	130
Четвертый гидрогеологический комплекс	144
Пятый гидрогеологический комплекс	167
Общие гидрогеологические закономерности артезианского бассейна Г П Богомяков, В А Нуднер, А А Розин	182
Закономерности формирования солевого состава подземных вод нижнего гидрогеологического этажа Б П Ставицкий	187
Глава IV Подземные воды палеозойского обрамления Западно-Сибирского артезианского бассейна и арктических островов О П Булыгина Е В Михайлова, Н И Обидин, Ю К Смоленцев	196
Тюменская часть Полярного и Приполярного Урала	196
Томская и Новосибирская части Саяно Алтайской складчатой системы	197
Арктические острова	206
Глава V Существующее и возможное использование подземных вод в народном хозяйстве	208
Источники водоснабжения С Г Беиrom О П Булыгина, Е В Михайлова, Ю К Смоленцев	208
Тюменская область	208
Томская область	215
Новосибирская область	217
Омская область	222
Бальнеологические ресурсы В В Нелюбин В А Нуднер, А А Розин, К Н Саранина	223
Минеральные воды Западно Сибирского артезианского бассейна	224
Группа специфических вод	224

	Стр.
Группа неспецифических вод	230
Минеральные воды Томь-Колыванской складчатой зоны	231
Минеральные и грязевые озера	233
Термальные воды и их использование. <i>Г. П. Богомяков, Ю. В. Махнев, В. А. Нуднер, А. А. Розин</i>	241
Подземные воды как поисковый критерий на нефть и газ. <i>Г. П. Богомяков, В. А. Нуднер, А. А. Розин, Б. П. Ставицкий, Г. А. Толстиков</i>	247
Подземные воды как поисковый критерий на твердые полезные ископаемые. <i>Ю. К. Смоленцев</i>	254
Глава VI. Гидрогеология месторождений полезных ископаемых	259
Воды нефтяных и газовых месторождений. <i>А. А. Розин, Б. П. Ставицкий, Г. А. Толстиков</i>	259
Газовые месторождения Березовского газоносного района	259
Нефтяные месторождения Шаимского вала	260
Нефтяные месторождения Сургутского сводообразного поднятия	273
Нефтяные месторождения Нижневартовского сводообразного поднятия	275
Месторождения Сенькино-Сильгинского вала	279
Нефтяные месторождения Межевского поднятия	280
Месторождения Средневазюганского вала	281
Подземные воды месторождений твердых полезных ископаемых. <i>О. П. Булыгина, Е. В. Михайлова, Ю. К. Смоленцев</i>	283
Глава VII. Гидрогеология орошаемых земель. <i>С. Г. Бейром, Е. В. Михайлова, В. В. Нелюбин</i>	292
Тюменская область	292
Омская, Новосибирская и Томская области	293
Глава VIII. Гидрогеология осушаемых земель. <i>С. Г. Бейром, Е. В. Михайлова, В. В. Нелюбин</i>	296
Тюменская область	296
Новосибирская, Омская и Томская области	298
Глава IX. Гидрогеология курортов. <i>В. В. Нелюбин, В. А. Нуднер, А. А. Розин, К. Н. Саранина</i>	301
Глава X. Инженерно-геологические условия территории. <i>А. С. Герасимов, С. С. Поляков, В. И. Сергеев, В. Т. Трофимов</i>	308
Западно-Сибирская низменность	308
Принципы и схема инженерно-геологического районирования	308
Область плоских морских средне-верхнеплейстоценовых равнин (А)	312
Область холмисто-увалистых и полого-увалистых ледниковых и водно-ледниковых средне-верхнеплейстоценовых равнин (Б)	317
Область плоских озерно-аллювиальных приледниковых средне-плейстоценовых равнин (В)	323
Область плоских грядово-лощинных аллювиальных плейстоценовых равнин (Г)	328
Область грядово-увалисто-лощинных предгорных среднеплейстоценовых равнин (Д)	331
Область плоских озерно-аллювиальных плиоцен-нижнеплейстоценовых равнин (Е)	333
Область плоских озерно-аллювиальных неогеновых равнин (Ж)	336
Область слаборасчлененных денудационных равнин, сформировавшихся на палеогеновых и неогеновых породах (Зауральское плато) (З)	339
Область сильнорасчлененных денудационных равнин, сформировавшихся на мезо-кайнозойских отложениях (И)	344
Область крупных речных долин (К)	347
Об опыте строительства	351
Палеозойское обрамление Западно-Сибирской низменности	353
Урал	353
Алтае-Саянская горная страна	354
Заключение. <i>Г. П. Богомяков, В. А. Нуднер</i>	357
Литература	359
Приложения. (вкладки)	

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий том монографии «Гидрогеология СССР» посвящен описанию гидрогеологических и инженерно-геологических условий Тюменской, Омской, Новосибирской и Томской областей. В эти административные границы попадает Западно-Сибирский артезианский бассейн (за исключением небольшой его части, входящей в соседние области и края), Тюменская часть Полярного и Приполярного Урала, а также Новосибирская и Томская части Саяно-Алтайской складчатой системы. При характеристике общих гидрогеологических и инженерно-геологических условий артезианского бассейна (гл. III и XI) составители тома использовали материалы по соседним территориям, с тем чтобы дать по возможности цельное представление о строении бассейна, общих закономерностях распространения подземных вод, особенностях динамики их и т. д.

До последнего времени минерально-сырьевая база перечисленных областей была сравнительно ограниченной, поэтому промышленность развивалась главным образом в южных районах Западно-Сибирской низменности, вблизи основных железнодорожных магистралей, и носила преимущественно обрабатывающий характер, получая сырье из смежных областей. В этих же районах широко развито и сельское хозяйство. Основные по площади средняя и северная части территории и теперь еще остаются очень слабо населенными, малообжитыми. Промышленность в этих районах представлена главным образом лесозаготовительными и рыбодобывающими предприятиями, расположенными вблизи крупных рек, сырьевые ресурсы используются лишь частично.

В связи с открытиями в северных районах Тюменской и Томской областей нефтяных и газовых месторождений в последние годы быстро развиваются геологоразведочные работы и начато создание нефтегазодобывающей промышленности. Темпы развития нефтяной и газовой промышленности очень высокие; это повлечет за собой быстрое освоение как районов добычи нефти и газа, так и территории в целом. В частности, на ближайшие годы запроектировано строительство крупных магистральных железных и автомобильных дорог, нефте- и газопроводов, городов и рабочих поселков, нефтяных и газовых промыслов, лесопромышленных комплексов, предприятий строительной индустрии и др. Будут развиваться вспомогательные производства и сельское хозяйство, обеспечивающие потребности быстрорастущего населения. Уже в ближайшей перспективе северные районы Тюменской и Томской областей станут крупнейшей нефтегазодобывающей базой страны, что коренным образом изменит их облик.

Быстрый рост промышленности и населения приведет к широкому использованию подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна. Наряду с пресными водами для хозяйственно-питьевых целей,

большое значение будут иметь минерализованные воды глубокозалегающих горизонтов. Эти воды представляют, в частности, интерес и как источник промышленного сырья, и как лечебный фактор. Они могут быть использованы для заводнения месторождений нефти в процессе их эксплуатации и т. д. Все это требует уже в настоящее время развернуть широкое изучение гидрогеологических и инженерно-геологических условий районов первоочередного промышленного освоения и территории бассейна в целом, чтобы наметить пути планомерного использования подземных вод в народном хозяйстве.

При составлении настоящего тома монографии использованы все основные опубликованные работы и фондовые материалы Тюменского и Новосибирского территориальных геологических управлений, а также результаты тематических исследований Западно-Сибирского научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного института (ЗапСибНИГНИ), Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГИМС), научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА), Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ), Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института (ВНИГРИ), Всесоюзного научно-исследовательского института гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО), Московского государственного университета (МГУ). В работе учтены материалы в основном по состоянию на 1/1 1966 г., однако в некоторых разделах использованы и более поздние данные.

Необходимо отметить, что в связи с большим объемом геологоразведочных работ в Западной Сибири непрерывно поступают новые данные по гидрогеологии и инженерной геологии описываемой территории. В частности, за последний год открыто еще несколько крупных нефтяных и газовых месторождений, получены дополнительные сведения по описанным месторождениям и по артезианскому бассейну в целом. Эти данные, естественно, уточняют и детализируют гидрогеологическую характеристику районов.

Степень изученности территории в плане и в разрезе очень неравномерная. Особенно мало материалов имеется по северным частям Тюменской и Томской областей, поэтому для этих районов характеристика подземных вод и общих гидрогеологических условий носит в значительной мере схематический характер. Достоверность различных гидрогеологических данных, положенных в основу карт, схем и описания бассейна, также разнообразная. Наиболее слабо изучены факторы, определяющие гидродинамические условия подземных вод, особенно по глубокозалегающим водоносным горизонтам. Мало данных по составу микроэлементов в подземных водах, часто отсутствуют надежные результаты определения газонасыщенности подземных вод, имеются лишь отрывочные сведения об органическом веществе и микрофлоре.

XVI том монографии составлен коллективами Тюменского и Новосибирского территориальных геологических управлений, институтами ЗапСибНИГНИ, НИИГА, МГУ и ВСЕГЕИ. Авторы отдельных глав и разделов тома указаны в оглавлении.

В работе по редактированию тома кроме членов редколлегии принимал участие также проф. Е. М. Сергеев, отредактировавший гл. XI.

При оформлении текста, таблиц, рисунков и карт большую работу проделали сотрудники ЗапСибНИГНИ: Б. В. Белкина, Р. К. Брылова, Л. И. Володина, Г. В. Гусева, В. С. Завьялов, С. В. Кудрявый, Н. А. Мошкина, Т. Г. Севастьянова, А. Н. Храмова, И. В. Черняева.



ИСТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

За более чем столетний период исследований накопился весьма обширный фактический материал по гидрогеологии и инженерной геологии Западно-Сибирской низменности. Не задаваясь целью анализировать содержание многочисленных работ, в настоящей главе рассматриваются лишь результаты исследований, изменивших представление о гидрогеологии как территории Тюменской, Омской, Новосибирской и Томской областей, так и всего Западно-Сибирского артезианского бассейна.

В истории гидрогеологических исследований низменности по направлению, характеру, объемам, методике исследований и результатам работ четко выделяются три периода. Первый — до Великой Октябрьской социалистической революции, второй — с 1917 до 1948 г., когда геологопоисковые работы на нефть и газ в Западной Сибири положили начало третьему периоду с наиболее эффективными результатами проводимых исследований.

В начале первого периода все исследования Западно-Сибирской низменности носили рекогносцировочный характер. Скучные сведения по геологии и подземным водам накапливались лишь попутно с описанием географии, климата, растительности, рельефа поверхности и населения этой необжитой территории.

Работы Б. Котта (1869а, б) по югу Западной Сибири и акад. А. Ф. Миддендорфа (1871) послужили основой для геологических исследований. Приблизительно к этому же времени относятся труды Ф. Б. Шмидта (1872), изучавшего четвертичные отложения в Гыданской тундре, и И. А. Лопатина (1871) — о ледниковых отложениях низовий р. Енисея. Важнейшими работами являются труды А. П. Карпинского (1883) по восточному склону Урала и Зауралья, в которых впервые приводятся сведения о подземных водах в третичных отложениях, и исследования И. Д. Черского (1888), установившего широкое распространение на территории низменности пресноводных миоценовых отложений.

Строительство Сибирской железнодорожной магистрали и последовавшие вслед за этим рост населения и землеустройство за Уралом привлекли к Западно-Сибирской низменности внимание многих геологов России. Геологические и гидрогеологические изыскания проводились Геологическим комитетом, Комитетом Сибирской железной дороги, Отделом земельных улучшений и Переселенческим управлением. Итоги изысканий изложены в статьях и монографических трудах К. И. Богдановича (1893), В. С. Саковича (1894), Г. О. Оссовского (1895), Н. К. Высоцкого (1894, 1896), А. А. Краснопольского (1898, 1899). В этих работах освещены вопросы стратиграфии третичных от-

ложений, сделаны некоторые выводы по истории геологического развития территории в четвертичный период и приведены данные по подземным и поверхностным водам. Особенно следует отметить исследования Н. К. Высоцкого, который наряду с геологическим описанием южной части низменности, привел материалы рекогносцировочного обследования скважин, пробуренных для водоснабжения железнодорожных станций, охарактеризовал грунтовые воды, пригодные для использования, и выделил водоносные горизонты в неогеновых и палеогеновых отложениях. К этому же периоду относятся гидрогеологические исследования, проводившиеся в связи с мелиорацией Барабинской степи. Последователи Н. К. Высоцкого широко пользовались его выводами о геологическом строении и условиях обводненности кайнозойских пород.

В южных районах низменности гидрогеологические и геолого-почвенные исследования с применением бурения проводились С. И. Залесским, И. И. Билем (1900), Г. И. Танфильевым (1902) и И. И. Жилинским (1907). Работы с целью водоснабжения населенных пунктов велись и севернее линии железной дороги Переселенческим управлением в 1909—1912 гг. ежегодно бурилось 1500—2000 скважин средней глубиной около 15 м. По результатам бурения и гидротехнических изысканий в 1909—1916 гг. составлен ряд отчетов и карт, авторы которых не установлены. К концу первого периода вышли в свет статьи Н. С. Касторского (1911), содержащие сведения о химическом составе грунтовых вод Барабы, и А. П. Нифантова (1914) о геологическом строении и водоносности кайнозойских осадков Тургая и юга Омской области.

В настоящее время материал дореволюционных исследований представляет лишь исторический интерес. Большинство исследований того времени было направлено на изучение общих физико-географических и геологических закономерностей, и только в конце периода начались собственно гидрогеологические работы, причем изучались в основном самые верхние водоносные горизонты с целью водоснабжения населенных пунктов в зоне Сибирской железной дороги. К этому же периоду относится появление первых отрывочных сведений о многолетнемерзлых породах. В связи со строительством железной дороги проводятся в незначительном объеме инженерно-геологические изыскания.

В первые годы после Октябрьской революции планомерных гидрогеологических исследований в низменности не проводилось. Отдельные работы имели характер сводок, базировавшихся на дореволюционных материалах и некоторых вновь полученных данных. В 1927 г. публикуется работа А. А. Козырева, в которой впервые главное внимание уделяется характеристике напорных подземных вод. В тридцатых годах детальному изучению подвергаются четвертичные отложения и геоморфология низменности в связи с орошением южных степей Западной Сибири. С этой целью экспедиция Академии наук СССР, возглавляемая академиком Сукачевым В. Н., совершает ряд маршрутов по рекам Иртышу и Оби, разрабатывается стратиграфия четвертичных отложений Приобского плато (Православлев, 1933).

В связи с возросшими потребностями в питьевом и техническом водоснабжении предприятий и населенных пунктов с 1929 г. областными конторами Мелиоводстрой и Водстрой проводилось бурение скважин глубиной до 100—200 м. При этом вскрывались преимущественно воды четвертичных, неогеновых и олигоценых отложений. Полученные материалы использованы рядом исследователей при составлении каталогов и сводных работ по гидрогеологии. Так, в 1932 г. Я. С. Эдельштейн составил кадастр скважин и колодцев и дал характеристику гидрогеологических условий Обь-Иртышского бассейна. В этом же году опубликованы работы П. И. Бутова и Б. К. Терлецкого, в которых приво-

дится общая характеристика подземных вод низменности. Большое значение для последующих исследований имели работы М. И. Кучина (1932, 1936а, б), который описал гидрогеологические условия юго-восточных районов и впервые наметил перспективы изучения артезианских вод Западно-Сибирской низменности. К этому периоду относится начало изучения подземных вод палеозойского обрамления низменности. В 1928—1933 гг. К. В. Радугиным, а в 1933—1934 гг. Ю. А. Красновым наряду с геологическими исследованиями проведены попутные рекогносцировочные гидрогеологические наблюдения на Томь-Яйском междуречье.

Гидрогеологические исследования до 1949 г. заключались в основном в бурении одиночных скважин для водоснабжения и в попутных наблюдениях при геологосъемочных работах и разведке месторождений каменного угля. Инженерно-геологические исследования ограничивались оценкой строительных площадок.

В 1935 г. Трансводстрой заложил первую роторную скважину на Омской железной дороге. С этого момента началось изучение подземных вод мезозойских отложений артезианского бассейна с целью водоснабжения крупных железнодорожных станций и поселков юга низменности. В течение 14 лет было пройдено несколько десятков глубоких (до 1500 м) скважин, давших определенный гидрогеологический материал. По результатам работ составлен ряд отчетов, статей и заключений (М. П. Качалов, А. И. Куршанова, А. Э. Леман, И. М. Гудаков, М. И. Кучин и др.), в которых дается характеристика подземных вод палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений.

Гидрогеологические и мерзлотные исследования на севере Западно-Сибирской низменности были начаты только после Октябрьской революции. До 1930 г. исследования велись эпизодически и носили обзорный характер. В 1934 г. Н. А. Гедройцем при геологической съемке в районе Усть-Енисейского порта были получены сведения о возможной разгрузке подземных вод и выходах газифицирующих источников. Результаты этих исследований послужили основанием для постановки в 1936 г. геологическим управлением Главсевморпути разведочного бурения на нефть. Собранные в процессе бурения материалы по гидрогеологии и многолетней мерзлоте были обобщены в 1942 г. В. М. Пономаревым. Характеристика теплового режима пород по этому району была дана в 1946 г. Д. И. Дьяконовым.

Изучением многолетнемерзлых пород Западной Сибири занимались М. И. Сумгин (1937), С. П. Качурин (1938), А. И. Попов (1946). Ценный материал по гидрогеологии, инженерной геологии и многолетней мерзлоте был собран в 1947—1949 гг. сотрудниками экспедиции Главсевморпути на территории М. Каменного и Нового Порта, а экспедицией Ленжелдорпроекта в 1942—1953 гг. по железнодорожной трассе Салехард — Игарка. В 1933 и 1941 гг. выходят работы Н. И. Толстихина, посвященные описанию подземных вод мерзлой зоны литосферы, не потерявшие своего значения и до настоящего времени.

Перечисленные исследования явились ценным вкладом в изучение Крайнего Севера Западной Сибири. Они позволили установить характер залегания и условия формирования над-, под- и межмерзлотных вод, положение верхней границы многолетней мерзлоты, наличие таликов под озерами и реками, тепловой режим пород, возможности использования подземных вод кайнозоя для водоснабжения, получить интересный материал по несущей способности грунтов в мерзлом и талом состоянии, а также установить газо- и нефтепроявления непрямого значения. Начиная с 1938 г. и до конца второго периода организациями Гидроэнергопроекта проводились специальные инженерно-гео-

логические исследования по рекам Томи и Оби в связи с изысканиями и проектированием гидроэлектростанций. В течение этого же периода велись работы по инженерно-геологической характеристике территории городов, крупных заводов и пр (М И Кучин, Н М Богатков, С. Г. Бейром и др.).

К 1940 г. заканчивается составление ряда трудов, в которых были подведены итоги многолетним исследованиям по гидрогеологии преимущественно южной половины Западно-Сибирской низменности. К ним относятся работы Н И Жилинского, обобщившего материалы с 1895 по 1940 г., В И Шмелева, систематизировавшего результаты исследований по Тюменской области с 1900 по 1940 г., А П Ромаха, составившего кадастр подземных вод Тюменской области, и М И. Кучина (1940), давшего развернутую гидрогеологическую характеристику территории Обь-Иртышского бассейна и впервые описавшего Барнаульский артезианский бассейн. Широкие гидрогеологические исследования в Барабинской степи, проводившиеся с целью осушения и водоснабжения последней, дали материал для ряда отчетов и статей (П. П. Михайлов, П. А. Удодов, М И Кучин, С Г Бейром и др.)

По материалам предвоенных лет Западно-Сибирским геологическим управлением (С Г Бейром, М И Кучин, П П Михайлов, А С Полиновский и др.) под руководством М И Кучина в 1943—1946 гг. были составлены среднемасштабные гидрогеологические карты. Несколько позже, в 1945 и 1948 гг., гидрогеологические карты юго-запада Западно-Сибирской низменности составлены Уральским геологическим управлением (В И Антипин, Н Д Буданов, Л Е Месс, Н С Шабалина, В Ф Ковалев и др.). На этих картах нашли отражение главным образом подземные воды четвертичных и третичных отложений. Характеристика водоносности мезозойско-кайнозойских отложений Северного и Среднего Зауралья приведена в сводных работах В Ф Ковалева и М С Гуревича (1948). Итогом работ, завершившим второй период исследований подземных вод Западной Сибири, явилась работа М И Кучина.

Таким образом, наряду с исследованиями обзорного геолого-географического характера, свойственными началу второго периода, с 30-х—40-х годов начинается систематическое изучение подземных вод низменности, появляется ряд крупных работ, характеризующих не только грунтовые, но и напорные воды артезианского бассейна. Нефтегазописковые работы, проведенные в этот период, дали некоторый материал по глубинному строению низменности и гидрогеологии мезозоя. Особенно расширились представления о гидрогеологических условиях верхней части разреза южных районов низменности. Однако в этот период вопросы питания, движения и разгрузки подземных вод артезианского бассейна в целом, а также формирования их химического состава оставались еще слабоизученными. Практическое применение подземных вод ограничивалось использованием их в хозяйственно-питьевых целях и в меньшей степени для нужд орошения. По-прежнему малоизученными оставались подземные воды северной половины артезианского бассейна и почти неисследованными воды тюменской части Полярного и Приполярного Урала. К концу периода накопился довольно обширный материал по результатам инженерно-геологических исследований строительных площадок, трасс железных дорог и районов изысканий под гидротехнические сооружения.

С 1948—1949 гг. начинается новый этап в истории гидрогеологических исследований Западно-Сибирской низменности, характеризующийся увеличением объемов нефтегазописковых работ, началом планомер-

ного картирования и специальных гидрогеологических и инженерно-геологических исследований. В первые годы этого периода основной объем поискового и разведочного бурения на нефть и газ был сконцентрирован в южной половине низменности, а затем работы все больше и больше продвигались в центральные и северные районы, особенно на западе низменности. Полученные в результате бурения и геофизических исследований материалы позволили разработать унифицированную стратиграфическую схему для мезозойско-кайнозойских отложений, дать тектоническое районирование низменности и выяснить основные литолого-фациальные особенности некоторых районов. Обобщением материалов занимались тематические партии трестов Запсибнефтегеология, Сибнефтегеофизика, Тюменьнефтегеология и Запсибнефтегеофизика, а также коллективы институтов ВСЕГЕИ, ВНИГРИ и др. Обширный гидрогеологический материал по глубоким скважинам изложен в ряде статей производственных и научных учреждений.

В 1951 г. вышла статья Л. В. Славяновой и К. Н. Марковкина «Минеральные воды лечебного значения Западной Сибири», на основе которого в 1954—1959 гг. была написана работа Л. В. Славяновой «Минеральные воды лечебного значения Среднего Урала и смежных районов Западной Сибири». Большое значение имели работы М. С. Гуревича (1952, 1954), в которых автор рассматривает Западно-Сибирскую низменность как громадный артезианский бассейн, устанавливает гидрохимическую зональность подземных вод и растворенных в них газов и дает в общих чертах оценку перспектив нефтегазоносности по гидрогеологическим показателям. Подземные воды мезозоя и кайнозоя западных районов изучались в это время Н. И. Платоновой, Н. С. Румянцевой, В. С. Сергеевым, А. Ф. Ушлановым, которыми по комплексу гидрохимических показателей выделены наиболее интересные в нефтегазопроисхождении районы. По Тюменскому Зауралью обобщение гидрогеологических материалов по глубоким скважинам проводила О. В. Равдоникас. В ее работах подробно охарактеризованы подземные воды и газы меловых и юрских отложений, освещены вопросы их динамики и сделаны выводы о перспективах нефтегазоносности. Н. М. Кругликов описывает гидрогеологические условия северо-западной части низменности в основном по материалам Березовского газодобывающего района, а В. Б. Торгованова, Н. В. Дуброва — юго-западную часть Западно-Сибирского артезианского бассейна.

По отдельным месторождениям, расположенным в юго-западной части артезианского бассейна, на основе работ Т. Н. Пастуховой, К. В. Подойницыной, В. С. Головачева были утверждены запасы минеральных вод лечебного значения.

Южной и восточной частям низменности посвящены работы А. А. Розина и Т. А. Звягиной, в которых на основании результатов опробования глубоких скважин дается характеристика зональности подземных вод по площади и в разрезе и приводится оценка газогидрохимических показателей нефтеносности района. С. В. Егоров в 1955 г. рассмотрел гидрогеологические условия Ишимо-Иртышского междуречья и описал зональность вод, а А. О. Шварцман и М. Р. Лозовский охарактеризовали воды и газы меловых и юрских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.

В 1956 г. М. С. Гуревичем составлена гидрохимическая карта Западно-Сибирского артезианского бассейна, являющаяся частью общей гидрохимической карты Сибири и Дальнего Востока. В 1958 г. издается сводная работа «Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности» под редакцией Д. В. Дробышева и В. П. Казаринова, в которой А. А. Розин и В. Ф. Никонов изложили свои пред-

ставления о гидрохимической зональности и условиях формирования подземных вод в связи с нефтегазоносностью.

Крупной работой, в которой были подведены итоги геологических и гидрогеологических исследований низменности, явилась монография, составленная коллективом ВСЕГЕИ под редакцией Н. Н. Ростовцева. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности», вышедшая в свет в 1958 г. В ней сведены все основные данные по опробованию скважин и приводится их анализ. В гидрогеологическом разделе работы, выполненном О. В. Равдоникас, большое внимание уделено гидрогеологическим показателям нефтеносности.

В эти же годы усилилось изучение Крайнего Севера низменности. Материалы исследований прошлых лет (экспедиции Главсевморпути, Ленжелдорпроекта и других организаций) были обобщены Н. И. Обиным (1959), В. М. Пономаревым (1952, 1953), Б. Ф. Жуковым (1953), Г. В. Лазаренковым и другими авторами. С 1954 г. ВНИГРИ в северных районах проводят геолого-геоморфологические съемки с попутным изучением многолетней мерзлоты и подземных вод. Обобщение полученных материалов по гидрогеологии сделано Ю. Ф. Андреевым (1962, 1963) и другими авторами. В результате всех этих работ получен интересный материал по многолетней мерзлоте, гидрогеологии и инженерной геологии.

Скважины, вскрывшие подземные воды в г. Салехарде, на берегах рек Таза, Енисея, Яковлевки, в районах Игарки, Туруханска и др., позволили получить представления о водообильности, солевом составе и вертикальной гидрохимической зональности водоносных комплексов мезозоя и кайнозоя в районах Крайнего Севера.

Значительное внимание в пятидесятых годах уделялось тематическим и съемочным гидрогеологическим работам. Исследования в этом направлении идут по линии детализации и укрупнения масштабов съемки, картирования новых территорий, а также поисков источников водоснабжения. На юге низменности в 1949—1954 гг. проводила исследования Степная экспедиция Западно-Сибирского геологического управления. Результаты съемочных геолого-гидрогеологических работ изложены в статьях И. Г. Зальцмана (1957) и Е. В. Михайловой (1958), в которых приводится описание геологического строения и водоносности Кулундинского междуречья Оби и Иртыша. С 1954 г. в связи с освоением целинных и залежных земель Сибири и Казахстана геологические управления и Всесоюзный гидрогеологический трест значительно расширяют поисковые работы с целью выявления источников водоснабжения вновь созданных совхозов и других сельскохозяйственных предприятий.

В значительных объемах осуществляется бурение скважин для водоснабжения городов и промышленных объектов. По материалам этих работ и исследований прошлых лет Е. В. Михайловой, С. Г. Бейромом, В. И. Антипиным, Б. Ф. Деряпа, А. Н. Голубых и другими составлен ряд гидрогеологических карт различного масштаба преимущественно самых южных районов низменности.

В пределах Томской области вслед за К. В. Ивановым и М. И. Юдиным, давшим в 1950 г. краткую характеристику подземных вод палеозоя на основании материалов полевых геологических исследований, начинается систематическое изучение водоносности отложений как низменности, так и обрамления. С 1949 по 1957 г. В. А. Нуднером, П. А. Удодовым, Е. В. Пиннекером, Г. М. Роговым и Ю. К. Смоленцевым проводятся гидрогеологические исследования, связанные с изу-

чением Заварзинских минеральных вод, позволившие установить их широкое развитие в долине р. Ушайки, дать оценку запасов этих вод, условий их залегания и режима. С 1954 г. Томской комплексной экспедицией проводится бурение разведочно-эксплуатационных скважин для водоснабжения сельскохозяйственных и промышленных объектов. По результатам этих работ Ю. К. Смоленцевым написан ряд отчетов, освещающих гидрогеологические условия южной части Томской области и условия водоснабжения сельскохозяйственных и промышленных предприятий, а также составлены крупномасштабные гидрогеологические карты и карты гидрогеологического районирования по условиям водоснабжения.

В эти годы Томская комплексная экспедиция приступает к проведению геолого-гидрогеологических среднемасштабных съемок в южных районах Томской области. Съёмочные работы в Тюменской области проводились также лишь в самых южных районах партиями Уральского гидрогеологического экспедиции Уральского геологического управления. По их материалам в 1956—1957 гг. В. А. Костина составила сводную работу, освещающую гидрогеологические условия Тобол-Ишимского междуречья в пределах сельскохозяйственной зоны и выясняющую возможности проведения поисковых работ для целей водоснабжения.

В 1957—1958 гг. А. А. Бабиным и А. С. Донченко в процессе поисковых работ в юго-восточной части Западно-Сибирского железорудного бассейна изучаются гидрогеологические и инженерно-геологические условия разработки Бакчарского и Полярного рудных полей. Томской комплексной экспедицией в этот период изучаются также гидрогеологические и инженерно-геологические условия разработки Туганского россыпного месторождения (И. Б. Санданов, В. П. Салопов).

В пределах северной и центральной частей Тюменской области в течение 1959—1961 гг. осуществляется бурение разведочно-эксплуатационных скважин на воду, по материалам которого в отчетах приводится описание общих гидрогеологических особенностей и условий водоснабжения Салехарда, Березово, Ханты-Мансийска (Е. В. Магденко, Г. П. Быстров, Р. Г. Самсонов). На крайнем северо-западе Тюменской области, в районах Северного, Приполярного и Полярного Урала в 1950—1954 гг. ведут поисково-разведочные работы Полярно-Уральская экспедиция и партия Уральского геологического управления. Полученные в результате этих работ отрывочные сведения о гидрогеологических условиях, многолетнемерзлых породах и наличии межмерзлотных галиков приведены в отчетах М. С. Бельского, П. Е. Налетина и С. Г. Караченцева.

Результаты поисково-разведочных и гидрогеологических работ, выполненных Уральским геологическим управлением в 1949—1958 гг., обобщены в сводном отчете по бассейну р. Северная Сосьва. В нем приводится достаточно подробное описание гидрогеологических и горно-технических условий эксплуатации (изученных в 1955 г. гидрогеологом Ф. А. Броком) Оторьинского и Тольинского месторождений Северо-Сосьвинского буругольного бассейна. В 1952—1959 гг. в отчетах о проведенных геологических съемках на территории Северного, Приполярного и Полярного Урала ряд исследователей останавливается и на общей гидрогеологической характеристике картируемых территорий. К ним относятся В. А. Лидер, В. П. Мухина, А. И. Волков, Л. Е. Стороженько, Ю. А. Кузнецов, К. И. Прохорова, В. А. Цимбалюк, Н. И. Литовченко и др.

В результате съёмочных и гидрогеологических исследований южной половины Западно-Сибирского артезианского бассейна получен

богатый фактический материал, изменивший и дополнивший представление о химическом составе подземных вод и условиях залегания водоносных горизонтов верхнемеловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений. Появилась возможность выделить основные водоносные горизонты, пригодные для целей питьевого и хозяйственного водоснабжения, провести районирование по условиям сельскохозяйственного водоснабжения отдельных территорий и т. д.

Материалы съемочных гидрогеологических работ и бурения скважин на воду в пределах южных наиболее заселенных районов Тюменской области обобщены О. П. Булыгиной, Б. В. Белкиной, Н. С. Пилипчим в сводных отчетах Тюменского геологического управления за 1958—1959 и 1960—1961 гг.

Томским политехническим институтом с 1952 г. под руководством П. А. Удодова проведены гидрогеохимические исследования в пределах периферической части Западно-Сибирской низменности, Томской и Новосибирской частей палеозойского обрамления, а также в ряде других районов. Результаты исследований изложены в монографии и ряде статей П. А. Удодова, В. М. Матусевича и др.

С 1956 г. Новосибирским геологическим управлением проводится изучение режима подземных вод в зоне подпора водохранилища Новосибирской ГЭС, материалы этих исследований обобщены С. Г. Бейромом, Е. В. Михайловой и др. С организацией Новосибирской гидрогеологической станции в 1960 г. наблюдательная сеть значительно расширилась. В 1962 г. гидрогеологические станции были организованы при Томской и Омской экспедициях.

С 1956—1957 гг. геологические управления начинают большую и важную работу по дополнению старых и составлению новых кадастров подземных вод, которая продолжается до настоящего времени (В. П. Шипачев, Е. В. Михайлова, Е. Г. Ильных, Э. Г. Колненская, Н. С. Румянцева, Е. Д. Сорокина, П. А. Губин и др.).

Широкий размах поисково-разведочных работ на нефть и газ в последние годы, связанный с открытием промышленных месторождений нефти и газа в центральных и северных районах низменности, заметно сказался на степени гидрогеологической изученности территории в пределах слабоизученных районов низменности. Это дало возможность более подробно охарактеризовать гидрогеологические особенности отдельных частей артезианского бассейна и уточнить общие закономерности изменения гидрохимических, газовых, геотермических и других показателей подземных вод.

Б. Ф. Маврицкий (1958) описывает подземные воды Иртышского артезианского бассейна, освещая вопросы их формирования, распространения и гидрогеологического районирования.

Позднее им же (Маврицкий, 1959а, б, 1960а, б, 1962, 1965) принята первая попытка выяснить палеогидрогеологические условия Западно-Сибирского бассейна и дать его геотермическую характеристику. Вопросы палеогидрогеологии уделяют внимание в своих работах С. Б. Вагин и А. А. Карцев (1966), С. Б. Вагин, А. А. Карцев, Т. И. Уварова и И. В. Яворчук (1966). Интересные данные о составе поровых вод, выжимаемых из глин, приводятся в статьях Н. П. Затенацкой (1962) и М. С. Котова (1965). Геотермическая характеристика Среднего Приобья дана также в работе А. А. Розина (1958а, 1963). В работах С. В. Егорова (1958), Н. И. Толстихина и С. В. Егорова (1958) по югу низменности охарактеризованы подземные воды меловых отложений и приводятся данные, свидетельствующие о разгрузке последних в древние бессточные озера Северного Казахстана.

В 1958—1960 гг. в работах Тюменского геологического управления и ВСЕГЕИ дается гидрогеологическая характеристика юрских и нижнемеловых отложений восточного борта Северо-Сосьвинского свода (Р. В. Гурская, Г. П. Быстров, В. В. Каменский, Л. П. Климушина, Т. М. Новикова, Б. С. Погорелов, Е. Б. Раевская), а в 1961 г. в работе Л. М. Зорькина, В. Т. Головки и Г. К. Дулевича «Гидрогеологическое изучение Западно-Сибирской низменности (Березовский газоносный район)», приведена выявленная газогидрохимическая зональность вод продуктивных горизонтов с характеристикой гидродинамических и геотермических условий, а также дана оценка перспектив нефтегазоносности территории с учетом гидрогеологических показателей.

В работах О. В. Равдоникас (1958), О. В. Равдоникас, А. А. Розина, Н. Н. Ростовцева (1959), Н. Н. Ростовцева и Б. П. Ставицкого (1962), И. И. Нестерова, Н. Н. Ростовцева и Б. П. Ставицкого (1965) и др. с учетом новых данных охарактеризованы гидрогеологические условия Западно-Сибирского бассейна в связи с его нефтеносностью. В работе С. В. Егорова (1959) рассмотрены вопросы практического использования подземных вод мезозойских отложений юга низменности.

Крупная монографическая работа В. Б. Торговановой, Н. В. Дубровой, Н. М. Кругликова и др. «Воды и газы палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири», вышедшая в 1960 г., довольно подробно характеризует водоносные комплексы бассейна и разделяющие их водоупорные и относительно водоупорные толщи. Авторы выявляют ряд закономерностей в изменении состава подземных вод и растворенных газов по площади и в разрезе низменности, рассматривают вопросы динамики и условий формирования вод, геотермическую характеристику мезозойских отложений, а также перспективы их нефтегазоносности по гидрогеологическим показателям. Гидрогеологию Среднего и Северного Зауралья описал В. Ф. Ковалев (1960). Он уделил основное внимание закономерностям распространения подземных вод, их зональности, условиям формирования и практическому использованию. В 1961 г. И. В. Гармонов, А. И. Иванов и др., описывая подземные воды юга Западно-Сибирской низменности, уделяют большое внимание вопросам их формирования и закономерностям распределения областей питания и дренирования подземных вод. Этим же вопросам посвящены работы С. Г. Бейрома, Е. В. Михайловой и Ю. П. Никольской (1961), С. Г. Бейрома (1965), И. В. Гармонова, А. В. Иванова, В. М. Сугробовой (1960), И. В. Гармонова, А. В. Иванова (1965), С. В. Егорова (1960, 1965), В. В. Нелюбина и Ю. К. Смоленцева (1966).

Тюменское геологическое управление в 1961 г. начинает разведку промышленных йодо-бромных вод в Тобольском районе. Основанием к постановке разведки на промышленные воды явились результаты нефтегазопромысловых работ 1955—1958 гг., а также геолого-гидрогеологические предпосылки и основанные на них рекомендации Тюменского геологического управления и МГРИ (С. И. Белкина, Л. И. Ровнин, Г. П. Худорожков, С. С. Бондаренко, О. П. Булыгина, Ф. П. Самсонов и др.). В результате работ 1960—1963 гг. составлен целый ряд отчетов (С. С. Бондаренко, А. А. Борцова, Ф. П. Самсонов, Н. П. Дедюк и др.), по материалам которых утверждены эксплуатационные запасы подземных промышленных вод. С 1961 г. Тюменское и Новосибирское управления бурят глубокие скважины на минеральные воды в городах Тюмени, Ишиме, Омске и т. д. Появляются планы использования термальных вод для теплофикации некоторых населенных пунктов низменности. В 1961 г. А. А. Розин, Е. В. Михайлова, В. А. Мартынов, В. А. Нуднер, П. Ф. Деряпа и П. С. Демиденко составили сводку о под-

земных и поверхностных водах юга Западной Сибири в связи с поисками промышленных вод. Г. П. Богомяков, В. А. Нуднер и др. в 1962—1964 гг. в ряде отчетов и статей при описании подземных вод Западно-Сибирской низменности, особое внимание уделили вопросам практического использования этих вод в качестве йодного сырья, источника тепла и для бальнеологии. Обобщение материалов по минеральным водам низменности проведено в 1966 г. Г. П. Богомяковым, В. А. Нуднером, Л. Г. Учителевой.

Интересной работой по нефтяной гидрогеологии является диссертация Н. М. Кругликова (1964), давшего на основе фактического материала Тюменского геологического управления всестороннюю гидрогеологическую характеристику Березовского газоносного района. Б. П. Ставицкий и Г. А. Толстиков в 1960—1964 гг. в ряде работ обобщили данные по подземным водам мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности, составили гидрогеологические карты по отдельным водоносным комплексам, охарактеризовали гидрогеологические условия нефтяных и газовых месторождений и газогидрохимические критерии нефтегазосности низменности. Итоги многолетних поисковых и разведочных работ на нефть и газ в низменности подведены в 44 томе «Геология СССР» под редакцией Н. Н. Ростовцева. Во второй части этого тома (С. В. Егоров, Н. М. Кругликов, Л. Г. Учителева и др.) дано описание подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна в связи с нефтегазосностью. Одновременно составлены погоризонтные и сводная гидрогеологическая карты Западно-Сибирской низменности, а также карта южной части Западно-Сибирской низменности (под ред. С. В. Егорова и В. А. Нуднера).

Еще больший размах приобретают в последние годы гидрогеологические съемки. На значительной части Новосибирской и Омской областей закончено проведение комплексных геолого-гидрогеологических среднемасштабных съемок (И. Г. Зальцман, В. А. Мартынов, Е. В. Михайлова, И. Н. Земскова, П. Ф. Деряпа и др.).

Томская комплексная экспедиция НТГУ продолжает проведение геолого-гидрогеологической съемки в юго-восточных районах Томской области. С 1959 г. проводятся комплексные геолого-гидрогеологические и инженерно-геологические съемки в районе г. Томска и пос. Белый Яр. Эти исследования дали богатый фактический материал, позволивший Ю. К. Смоленцеву, О. А. Гусельниковой, Л. Ф. Валенюк, В. Д. Рябенко, А. М. Горяевой, Г. А. Сулакшиной и другим в ряде отчетов и статей осветить гидрогеологические и инженерно-геологические особенности юго-восточной окраины Западно-Сибирского артезианского бассейна и его палеозойского обрамления, условия использования подземных вод для водоснабжения и составить ряд крупномасштабных гидрогеологических и инженерно-геологических карт. В настоящее время геолого-гидрогеологические съемки проводятся в средней и северной частях Томской области.

В течение 1959—1962 гг. Тюменское геологическое управление проводило планомерную комплексную геолого-гидрогеологическую среднемасштабную съемку на территории южной части Тюменской области (до широты г. Тобольска), а в последние годы и в широтном течении р. Оби. В 1959—1960 гг. в районе г. Тюмени проведена комплексная геолого-гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка.

В результате проведенных съемочных работ было уточнено представление о гидрогеологических условиях картируемой территории Тюменской области в пределах зоны сельскохозяйственного освоения, где особенно остро стоит вопрос питьевого и хозяйственного водоснабжения. Материалы съемочных работ подробно освещены в работах

(В И Елизаров, А А Базанов, М Ф Пих, А П Астапов, В А Мингалева, А П Балабанов, П Г Мочалова, В Л Недочетова, М И Кострюков, Н С Румянцева)

В 1962—1963 гг осуществлена региональная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод, проведенная геологическими управлениями по методике ВСЕГИНГЕО для территории Омской и Новосибирской (Е В Михайлова, И М Земскова и др), Томской (Ю К Смоленцев, Л Ф Валенюк, Г Г Юдин) и южной части Тюменской (Р П Глушко, Б В Белкина, В С Завьялов и др) областей. Недостаточно или совершенно неосвоенными остались северные районы низменности и ее обрамление.

В 1964—1966 гг Тюменское и Новосибирское геологические управления продолжали развивать работы по изысканию источников водоснабжения городов и промышленных центров. Значительные исследования в этот период были проведены в районе городов Тюмени, Томска, Заводоуковска, Ялуторовска, Асино, Ишима и др, а Востокбурвод и Уралтисиз начали исследования для решения вопросов водоснабжения промышленных центров в Шаимском и Сургутском нефтеносных районах. Вопросам использования подземных вод бассейна для водоснабжения посвящены работы А И Кузьмина и Н С Нацук (1965), Е В Михайловой (1965), В В Нелюбина (1965), Ю К Смоленцева (1965) и др. С 1965 г в Тюменской области развернулись большие работы по созданию сети режимных скважин.

Инженерно-геологические изыскания на территории низменности в течение третьего этапа достигают наибольшего размаха. С 1953 г Гидропроект проводит инженерно-геологические работы по обоснованию схемы гидроэнергетического использования бассейна р Оби. В течение 1953—1956 гг экспедициями Гидропроекта на р Оби и ее притоках разбурен 51 створ. С 1956 по 1958 г в долине р Томи Томской экспедицией под руководством А М Демидова ведутся полевые гидрогеологические и инженерно-геологические исследования в районе водохранилища Томской ГЭС. Наряду с этими изысканиями геологический и географический факультеты МГУ проводили инженерно-геологические работы в нижнем течении р Оби, которыми были выяснены геологическое строение долины и гидрогеологические и мерзлотные особенности района. Позже территория исследований МГУ была расширена от нижнего течения р Оби до г Колпашево. Результаты этих исследований освещены в работах С С Полякова и Е М Сергеева (1958), В. Т Трофимова (1964), Л И Одинцовой (1957) и других авторов. В 1961 г МГУ начинает работы по инженерно-геологическому районированию юго-западной части Тюменской области. Значительный фактический материал собран Ленгипротрансом (1958—1960 гг) по характеристике поручностных отложений при составлении проекта железной дороги Полуночное—Нарыкары. С 1962 г Печорской экспедицией Второго гидрогеологического управления наряду с геоморфологической и гидрогеологической среднемасштабными съемками ведутся и инженерно-геологические исследования на площади проектируемого водохранилища в нижнем течении р Оби и в нефтегазоносных районах низменности. В 1964—1965 гг Гипротрубопровод провел изыскания вдоль трасс нефтепроводов Шаим—Тюмень и Усть-Балык—Омск. В 1964 г Сибгипротранс начал инженерно-геологические изыскания вдоль 700 километровой трассы железной дороги Тюмень—Сургут. С 1965 г ВСЕГИНГЕО совместно с МГУ разрабатывают методику инженерно-геологического картирования в условиях северных районов низменности.

Таким образом, третий период истории изучения низменности является наиболее результативным и характеризуется расширением геоло-

гопоисковых, гидрогеологических и инженерно-геологических работ, появлением новых видов исследований (гидрогеохимия, гидрогеология нефтяных и газовых месторождений и т. п.), а также значительным повышением качества исследований.

Однако, несмотря на сравнительно большой объем проводящихся в низменности гидрогеологических и инженерно-геологических исследований, он явно не отвечает масштабам территории и ее народнохозяйственному значению, поэтому Западно-Сибирская низменность до сих пор остается изученной крайне слабо и очень неравномерно. Сравнительно хорошо изученной является южная половина низменности, где проведены геологические и гидрогеологические (в том числе крупномасштабные) съемки и выполнен весьма значительный объем буровых работ. Северная же половина покрыта в основном только мелкомасштабной геологической съемкой. Если по югу артезианского бассейна имеется детальное описание подземных вод с освещением условий их формирования и оценкой ресурсов, то по северу, как правило, приводятся лишь отдельные, далеко неполные гидрогеологические данные по небольшим районам и одиночным скважинам.



ОСНОВНЫЕ ЕСТЕСТВЕННО-ИСТОРИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Физико-географическое описание Западно-Сибирской низменности можно найти в ряде монографических работ, опубликованных в последние годы (Абрамович, 1960; Абрамович [и др.], 1963; Воскресенский, 1962; Давыдов, 1955; Марусенко [и др.], 1961; Орлова, 1962; Шумилова, 1962; «Западная Сибирь», 1963 и др.).

Не имея возможности с исчерпывающей полнотой охарактеризовать физико-географические условия громадной территории и адресуя интересующихся к указанным выше работам, кратко осветим лишь факторы, оказывающие непосредственное влияние на условия формирования подземных вод.

ОРОГРАФИЯ

Основную часть описываемой территории занимает Западно-Сибирская низменность. На северо-западе к ней примыкает восточный склон Полярного и Приполярного Урала, на юго-востоке — Кольвань-Томская складчатая зона, отроги Салаирского кряжа, Кузнецкого Алатау и северо-западная оконечность Кузнецкой котловины. Полярный и Приполярный Урал имеют альпийский характер рельефа с острыми хребтами, пиками и ледниковыми цирками. Абсолютные отметки хребтов достигают 1200—1600 м и более (гора Народная 1894 м).

В пределах восточного склона Северного, Приполярного и Полярного Урала Л. Ф. Куницыным («Западная Сибирь», 1963) выделяются три геоморфологические области: а) высокогорье (сильнорасчлененные горы) с высотами от 1000 до 1900 м абс. высоты и преобладающими уклонами поверхности более 25°; б) среднегорье (среднерасчлененные горы) с высотами преимущественно 500—1000 м, редко до 1400—1500 м абс. высоты и преобладающими уклонами до 20°; в) холмисто-увалистые предгорья (слаборасчлененные горы) с высотами 100—500 м абс. высоты и преобладающими уклонами до 10°. Юго-восточное обрамление низменности является в целом среднегорной страной. Всклопленная поверхность Салаирского кряжа представляет собой высокоприподнятую волнистую равнину, расчлененную эрозией, с отметками поверхности в пределах характеризуемой территории от 100 до 600 м абс. высоты (рис. 1). Поверхность Кузнецкой котловины, являющейся крупной межгорной впадиной, имеет увалисто-холмистый характер. Переход от нее к горным массивам происходит через повышающиеся предгорья. Отметки поверхности Кузнецкой котловины, а также расчлененной приподнятой равнины Томь-Кольванской складчатой зоны и северо-западной оконечности Кузнецкого Алатау лежат в пределах от 100 до 300 м абс. высоты.

края котловин имеют сложный холмистый рельеф благодаря глубоко-врезанным речным долинам.

Северная котловина занимает около одной трети территории Западно-Сибирской низменности. Большая ее часть имеет отметки поверхности до 100 м (см. рис. 1). Значительные участки территории вдоль рек, а также по побережью Карского моря и его заливов располагаются ниже 50-метровой горизонтали. Максимальные высоты поверхности, достигающие 200—220 м, иногда 270 м абс. высоты (Мужинский Урал), отмечаются на левобережье р. Оби. В пределах Северной котловины отчетливо намечается ряд депрессий третьего порядка, образованных бассейнами северных рек (рис. 1, 2). Наиболее крупной из них является Нижнеобская, занимающая почти всю западную часть Северной котловины и включающая в себя бассейн нижнего течения р. Оби и Обской губы. Водораздельные возвышенности Ямала (Хой и др.), достигающие высоты 75—150 м и более, отделяют Нижнеобскую котловину от западной, также пониженной части Ямала, реки которой непосредственно впадают в Карское море (Прикарский бассейн). В центральной части Северной котловины располагается Тазовская депрессия, представляющая собой бассейн Тазовской губы и впадающих в нее рек Пура и Таза. Водораздельная возвышенность, разделяющая Нижнеобский и Тазовский бассейны, достигает высоты 127 м. Водораздельные возвышенности Гыдана (Юрибейская, Гыданская гряда и др.) с отметками до 100—161 м отделяют северную часть Гыданского полуострова — бассейн Гыданской и Юрацкой губы от Нижнеобского, Тазовского и Нижнеенисейского бассейнов. Почти всю восточную часть Северной котловины занимает бассейн нижнего течения р. Енисея и Енисейского залива. От Тазовской и Гыданской депрессий он отделяется цепью возвышенностей высотой 170—190 м, а местами и более 200 м, протягивающихся в меридиональном направлении от Сибирских увалов на юге до Енисейского залива на севере. На северо-востоке Северной котловины, на полуострове Таймыр, располагается бассейн р. Пясины, отделенный от Нижнеенисейского бассейна правобережной Енисейской возвышенностью высотой до 188—232 м.

Южная котловина по площади почти вдвое превышает Северную. Наиболее пониженные ее участки с высотой около 20 м над уровнем моря находятся вблизи слияния Иртыша и Оби. Примерно треть территории котловины, в основном ее северо-северо-западная часть, а также участки вдоль рек и озерные впадины имеют до 50—100 м абс. высоты (см. рис. 1, 2).

С запада, востока и юга Южную котловину окаймляют возвышенные равнины с абсолютными высотами, достигающими 200 м, а иногда и больше (Зауральское, Тургайское, Приобское, Чулымо-Енисейское плато, Вах-Кетская и Приказахская возвышенные равнины).

Во внутренней части Южной котловины приподнятые Васюганская, Ишимо-Тобольская, правобережная Иртышская и другие водораздельные возвышенности с отметками поверхности до 150—180—230 м абс. высоты расчленяют ее на ряд котловин или низких равнин третьего порядка. Юго-западная часть Южной котловины занята бассейном р. Тобол. Почти всю северную половину котловины занимает бассейн среднего течения р. Оби и нижней части р. Иртыша (от места слияния с р. Тоболом), представляющий собой территорию с минимальными отметками поверхности, достигающими в долинах рек 20 м над уровнем моря. Большая часть поверхности этой депрессии имеет высоты до 50—100 м абс. высоты.

Узкой полосой вдоль восточной окраины Южной котловины располагается бассейн среднего течения р. Енисея с отметками поверхности

преимущественно до 100—150 м абс. высоты. На Обь-Енисейском водоразделе отметки достигают 200—390 м. В юго-юго-западной части котловины выделяется Иртышский бассейн, в пределы которого входит

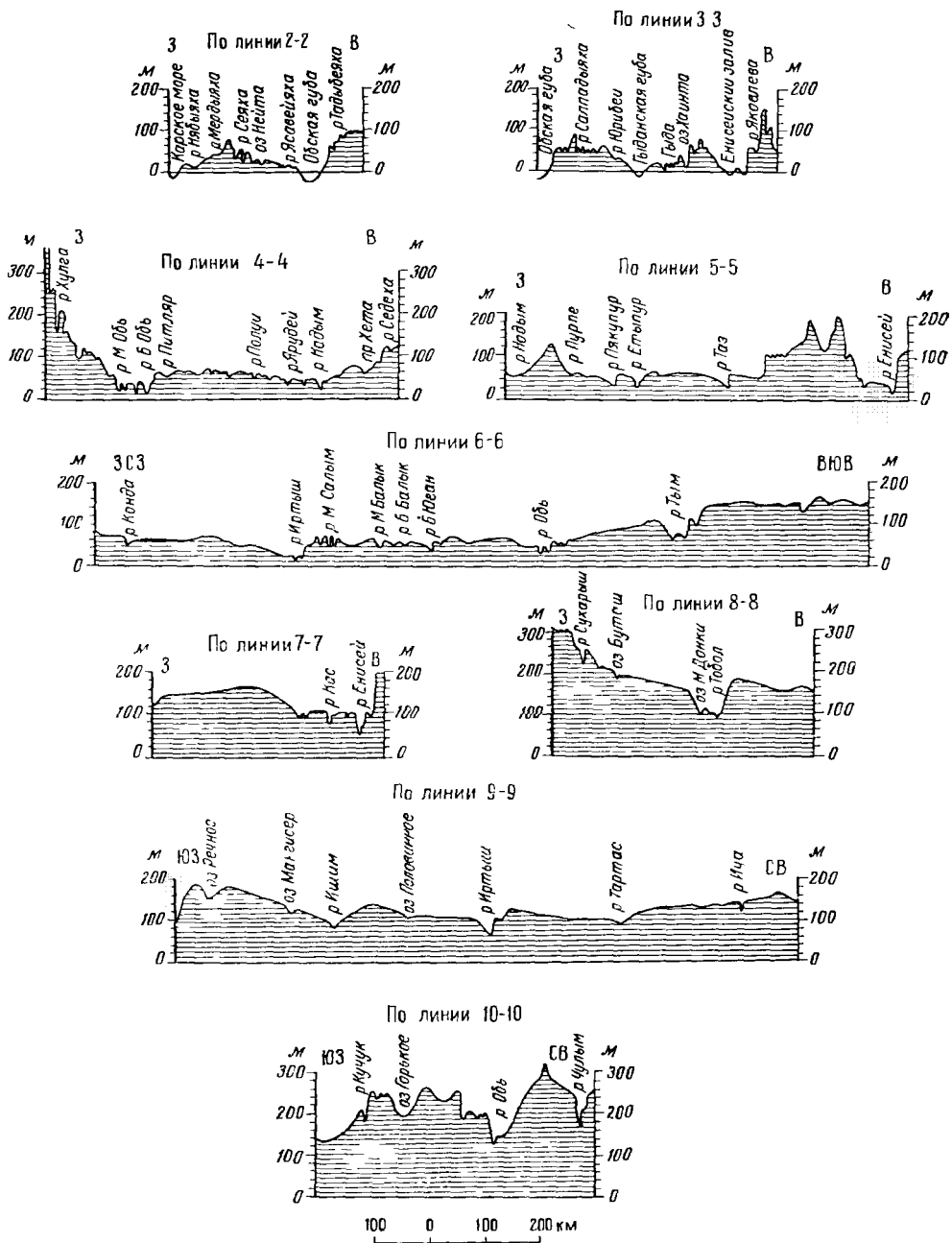


Рис. 2. Схематические гипсометрические профили (составил В. С. Завьялов)
Линии разрезов приведены на рис. 1

среднее течение р. Иртыша. Бассейн представляет собой низкую равнину с преобладающими отметками поверхности до 100—150 м. Внутри этого громадного бассейна на междуречьях Оби и Иртыша, Ишима и

Тобола располагаются Барабинская, Кулундинская, Тоболо-Ишимская и другие равнины с внутренним замкнутым стоком с отметками поверхности от 28 до 100—150 м абс. высоты. На юго-востоке котловины Приобское плато, достигающее высоты 250—300 м, отделяет Иртышский бассейн от бассейна верхнего течения р. Оби, отметки поверхности которого колеблются от 100 до 200—250 м.

Одним из важных условий современного рельефообразования Западно-Сибирской низменности являются четвертичное оледенение и новейшие тектонические движения, протекавшие в неогене, четвертичном периоде и продолжающиеся по настоящее время. Современные экзогенные геоморфологические процессы подчинены закону географической зональности. По преобладанию этих процессов вся территория низменности делится на три части («Западная Сибирь», 1963).

Северная часть объединяет тундровую, лесотундровую зоны и подзону северной тайги. Средняя часть представлена подзонами южной тайги, осино-березовых лесов и зоной лесостепи. Южная часть включает степную зону. Рельеф северной части формируется в условиях избыточного увлажнения, недостаточной теплообеспеченности и сплошного распространения многолетней мерзлоты. В южной части низменности рельефообразование происходит в условиях недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности. Промежуточное положение занимает средняя часть территории. Среди современных геоморфологических процессов значительная роль принадлежит мерзлотным (солифлюкция, морозное выветривание) и эрозионно-аккумулятивным процессам, процессам заболачивания, суффозии и карстообразования, а также эоловым процессам. Рельеф Западно-Сибирской низменности несет на себе ясные следы этих процессов формирования. Так, при движении с севера на юг хорошо прослеживается последовательная смена морских ступенчатых аккумулятивных равнин ледниковыми, водно-ледниковыми и приледниковыми равнинами, затем озерно-аллювиальными, эрозионно-аккумулятивными равнинами и, наконец, предгорными расчлененными равнинами, примыкающими к горным сооружениям обрамления.

В пределах крупных речных долин на протяжении четвертичного периода сформировались широкие (нередко более 100 км) и низкие (40—60 м на севере и 80—100 м абс. высоты на юге) террасовые равнины. Морфологически террасы обычно устанавливаются с трудом, самые древние из них постепенно переходят в водораздельные плато. По рекам Оби и Иртышу обычно прослеживается до четырех террас, а в предгорьях — до шести, по р. Енисею от 6 до 14 надпойменных террас. Долины рек, как правило, асимметричны. К северу резкая обозначенность долин исчезает, контуры их становятся неясными, врез уменьшается. Долины мелких рек таежной зоны разработаны слабо, начинаются реки в большинстве случаев из болот неглубокими канавообразными руслами.

В Карском море, омывающем Западно-Сибирскую равнину с севера, располагается ряд островов (Белый, Шокальского, Вилькицкого и др.), входящих в состав Тюменской области. Все они находятся в пределах шельфа. Глубина моря здесь не превышает 300 м. Преобладают глубины менее 100 м. Берега островов изрезаны сетью заливов и бухт. Поверхность островов приподнята над уровнем моря на 25—30 м и лишь отдельные участки на 40—50 м. Большая часть территории островов представляет собой эродированную морскую равнину с большим количеством мелких озер и густой сетью рек. В зимнее время воды речной сети и озер за небольшим исключением полностью промерзают.

На территории островов развиты тундра и пустыня. Растительность представлена лишайниками, мхами и небольшим количеством цветковых растений. На сухих местах встречается кустарник.

КЛИМАТ

Западно-Сибирская низменность характеризуется ярко выраженным континентальным климатом с продолжительной холодной зимой и коротким сравнительно жарким летом. Будучи расположенной в центре Евразии она испытывает влияние и континента и океана. Увлажнение низменности почти целиком зависит от влаги, приносимой с Атлантики, а влияние континента выражается в большой повторяемости антициклональной погоды и в интенсивной трансформации воздушных масс летом и зимой.

В пределах такого громадного равнинного участка земной поверхности отчетливо наблюдается широтное расположение изолиний количества тепла и годовых сумм осадков. Соответственно изменению с севера на юг количества поступающего радиационного тепла и выпадающих осадков зональность здесь проявляется во всем комплексе природных явлений. В этом направлении происходит последовательная смена широтных природных зон тундры, лесотундры, лесной зоны, лесостепи и степи. Меняются вместе с этим и почвенные зоны. Тундровые и арктические почвы уступают место зоне подзолистых почв, сменяющейся в свою очередь серыми лесными почвами и выщелоченными черноземами, вслед за которыми развивается зона черноземов и, наконец, каштановых почв. Аналогично ведет себя и растительный покров. Свойственные северу мхи, лишайники, карликовые березы и некоторые осоки и злаки сменяются елово-лиственными лесами и кедровником с примесью сосны, пихты, березы, характерными для таежной зоны. Из трав начинают преобладать линнея, кисличка и другие таежные виды. Дальше к югу все большее значение приобретают осиново-березовые леса, сосновые боры и высокотравная луговая и болотная растительность. В лесостепной зоне преобладающими формами лесной растительности становятся береза и сосна, а среди трав — злаковые виды. На юге низменности — в степях развиты преимущественно типчаково-ковыльные травы.

Континентальность климата в значительной степени обусловлена тем, что большую часть года в низменности удерживается барометрический максимум, гребень которого проходит примерно через Улан-Батор, Семипалатинск, Оренбург. Область высокого давления возникает в сентябре, и наибольшее давление наблюдается в середине зимы. Со второй половины зимы начинается смещение области высокого давления к северу, а с мая по август над низменностью устанавливается область барометрического минимума. Благодаря такому распределению давления на территории низменности в течение 9 месяцев преобладают ветры южного и юго-западного направлений, только летом получают значительное развитие ветры северных румбов, которые в июле являются преобладающими. Среднемесячные скорости ветра изменяются в пределах 3,5—7 м/сек, а средняя максимальная скорость ветра составляет 13—14 м/сек.

В формировании температурного режима низменности большое значение имеет открытость территории, способствующая как свободному проникновению холодного арктического воздуха с севера, так и выносу прогретых воздушных масс с юга на север, что приводит к резким изменениям температуры в течение года и даже суток. Среднегодовые температуры колеблются от -10° на севере до $+1,8^{\circ}$ на юге (табл. 1).

Таблица I

Среднемесячные и годовые температуры воздуха, °С (1881—1946 гг.)

Метеорологическая станция	Месяцы												Год	Абсолютная максим. температура	Абсолютная миним. температура
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			

Зоны тундры и лесотундры

Тамбей	-22,7	-24,2	-20,1	-17,8	-7,4	-0,3	4,2	6,8	2,6	-5,0	-16,4	-20,1	-10,3	-56	26
Се-Яга	-23,8	-23,8	-22,5	-16,7	-7,3	0,5	4,3	7,9	3,4	-5,2	-16,5	-20,7	-9,9	-55	27
Новый порт	-26,0	-23,6	-21,1	-14,5	-5,9	2,3	10,2	9,8	4,3	-5,0	-16,9	-22,6	-9,1	-57	27
Саллард	-24,4	-21,9	-17,9	-10,2	-2,1	7,1	13,8	11,2	5,2	-4,1	-15,8	-21,5	-6,7	-54	30

Лесная зона

Березово	-22,4	-18,7	-13,0	-5,1	2,5	10,6	15,9	13,0	6,7	-2,6	-13,9	-20,4	-4,0	-53	32
Сурут	-22,2	-19,3	-12,8	-4,4	3,6	12,6	16,8	13,9	7,4	-1,7	-13,3	-20,2	-3,3	-55	32
Томская	-16,7	-14,9	-8,1	2,4	10,7	16,5	18,6	16,1	10,0	1,5	-7,5	-14,5	1,2	-50	37
Томск	-19,2	-16,6	-10,2	-0,6	8,4	15,3	18,1	15,3	9,2	0,6	-10,1	-17,3	-0,6	-55	36

Лесостепная и степная зоны

Омск	-19,1	-18,0	-11,3	0,2	10,6	16,6	18,9	15,9	10,3	1,6	-8,6	-16,5	0,0	-50	40
Барнаул	-17,7	-16,4	-9,7	1,2	11,0	17,6	19,6	17,0	10,7	2,3	-7,9	-15,1	1,0	-52	35
Павлодар	-17,8	-17,4	-10,6	2,4	12,9	19,1	21,4	18,9	12,2	3,0	-7,4	-15,0	1,8	-47	40
Целиноград	-17,7	-16,8	-10,7	1,5	12,5	18,1	20,4	17,9	11,2	2,6	-7,3	-14,7	1,4	-49	40
Кустанай	-17,8	-17,0	-10,7	1,8	12,9	18,4	20,4	18,1	11,9	3,0	-6,4	-14,9	1,6	-46	40

Количество и распределение осадков в Западной Сибири определяется как особенностями циркуляции атмосферы, так и характером рельефа. Уральский хребет, не являясь климатической границей, тем не менее влияет на климат Западной Сибири, отбирая часть влаги, переносимой с Атлантики, что особенно заметно в пределах Южного Урала. В то же время мощными конденсаторами влаги являются хребты Алтая и Кузнецкого Алатау, где количество осадков увеличивается до 800 мм, обуславливая значительную водность рек этого района.

В пределах Западно-Сибирской низменности годовое количество осадков нарастает с севера на юг от 250 мм на побережье Карского моря до 400—500 мм в средних ее частях, а затем снижается вновь до 250 мм в южных районах (рис. 3). В предгорьях Урала, Кузнецкого Алатау и Алтая годовая сумма осадков увеличивается до 450—500 мм.

Изменчивость годового количества осадков весьма значительна. В дождливые годы возможны отклонения до 200—250 мм в сторону повышения, а в засушливые годы в сторону понижения от нормы. Обычно осенне-зимние осадки продолжительные, морозящие, летние — кратковременные, чаще ливневые. Летние осадки в питании подземных вод участвуют слабо, особенно в степной зоне, где, выпадая на высушенную почву, они в значительной степени расходуется на испарение. Питание подземные воды получают главным образом за счет талых снеговых вод и осенних морозящих дождей. Основная масса осадков приходится на теплый период года. Количество их увеличивается с мая и достигает максимума в июле (в южной части равнины) и в августе (в северной); минимум осадков отмечается везде во второй половине зимы и начале весны (табл. 2).

Продолжительная и холодная зима в Западной Сибири благоприятствует накоплению снега. На севере в твердом виде выпадает 45% годового количества осадков, в центральных районах — свыше 30% и лишь на юге — около 20%. Снежный покров является основным источником весенних запасов влаги в почве. Особое значение он имеет в водном балансе засушливых районов. Наибольшей высоты снежный покров достигает в лесной зоне. Так, на восточных предгорьях Урала и в прилегающей к ним части низменности высота снежного покрова составляет 60—70 см. К югу, по мере приближения к засушливым районам Казахстана, высота его заметно уменьшается и в открытых степных районах не превышает 30 см. К северу от лесной зоны высота снежного покрова в связи с уменьшением осадков резко понижается и на побережье Карского моря составляет лишь 20—25 см. В зависимости от высоты снежного покрова и его плотности изменяются запасы воды в снеге. В лесной зоне они превышают 100—120 мм, на юге, при высоте снежного покрова меньше 30 см, уменьшаются до 60—70 мм. Однако в зависимости от особенностей рельефа и характера растительности запасы снега имеют большую пестроту, особенно в степных районах.

Глубина промерзания суглинистых и черноземных почв, как правило, составляет 1—1,5 м (Свердловск, Тобольск, Омск), в суровые малоснежные зимы она превышает 2 м, а на оголенных почвах 3 м.

Испарение происходит в основном в теплое время года. Величина испарения увеличивается от 50—100 мм на севере до 350—400 мм в средних частях низменности, а затем уменьшается до 250—300 мм на юге.

На территории арктических островов климат суровый с продолжительной (до 9 месяцев) холодной зимой, прохладным коротким летом. Среднегодовая температура воздуха около 10° ниже нуля. Наиболее холодным временем года являются январь и февраль (в это время среднемесячная температура составляет 25°C), а наиболее теплыми —

Среднемесячные и годовые количества осадков, мм (1891—1943 гг.)

Метеорологическая станция	Месяцы												Холод- ный период XI-III	Теплый период IV-X	Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			

Зона тундры и лесотундры

Тамбей	15	13	13	14	16	20	14	57	17	17	18	14	73	155	228
Се-Яга	10	7	11	14	15	23	30	31	32	15	14	11	53	150	203
Новый порт	15	11	15	20	21	33	44	45	33	21	20	15	78	217	295
Салехард	20	14	20	25	27	41	56	57	41	27	26	20	100	274	374

Лесная зона

Березово	19	13	18	31	41	57	69	62	49	39	24	19	93	348	441
Сургут	21	16	19	21	43	61	76	80	54	40	30	24	110	375	495
Тюмень	17	14	16	19	38	51	70	63	44	32	21	20	88	317	405
Томск	28	19	23	27	46	66	77	71	48	48	49	34	153	383	536

Лесостепная и степная зоны

Омск	12	8	10	17	28	55	70	53	34	22	17	14	61	280	341
Барнаул	32	23	22	23	38	52	70	54	40	46	43	37	157	323	480
Кусель	7	6	6	15	28	37	48	34	25	26	14	9	42	213	255
Гавнолар	10	10	16	9	17	43	43	30	22	20	20	14	70	184	254
Целиноград	20	19	21	17	23	40	46	34	25	35	18	17	95	210	305

июль и август со средней температурой воздуха плюс 4—5°C. Циркуляция атмосферы носит муссонный характер.

Отепляющее воздействие на острова оказывают воды рек Оби, Енисея и др. Существенное влияние они оказывают и на ледовый режим

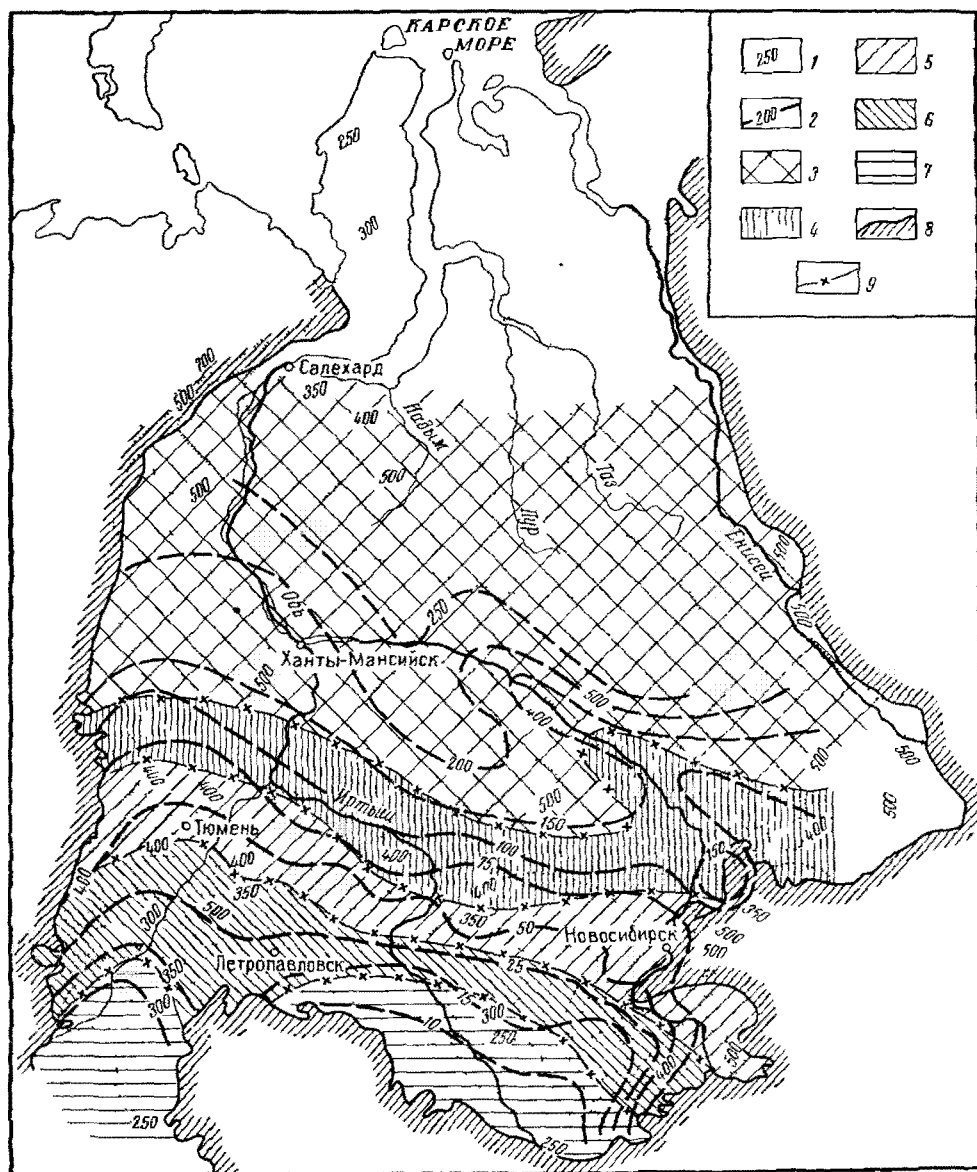


Рис. 3 Гидролого-климатические зоны и элементы водного баланса Западно-Сибирской равнины (по В. С. Мезенцеву, 1961 и В. В. Орловой, 1962)

Элементы водного баланса 1 — годовое количество осадков, мм, 2 — годовой слой стока, мм. Гидролого-климатические зоны 3 — весьма избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности, 4 — избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности, 5 — оптимального увлажнения и теплообеспеченности, 6 — недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности, 7 — весьма недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности 8 — граница на ледозойского обрамления низменности 9 — границы гидролого климатических зон

акватория моря. В западной части этого сектора летом дуют северо-западные ветры, а в восточной части Карского моря преобладают северо-восточные. В зимнее время на западе преобладают юго-западные,

а на востоке юго-восточные ветры. Скорость их зимой достигает 8—9 м/сек, а летом 5—6 м/сек.

Штормовые ветры редко превышают 9 баллов, а их продолжительность более суток. В южной части моря наблюдается бора, при которой скорость ветра достигает 40 м/сек и более.

Ледостав на море, или устойчивое ледообразование, как его некоторые называют, начинается в конце сентября и начале октября, а взлом и разрушение припая (до 150—200 км от берега) в июле. В северной части о. Белого большой участок моря остается круглый год незамерзшим в связи с отжимом льда от берегов циркуляцией воды моря и р. Енисея.

Количество атмосферных осадков в бассейне рассматриваемой части Карского моря по данным многолетних наблюдений колеблется от 200 до 450 мм. Из них около 75% приходится на лето.

Отмеченное за последние 30—40 лет потепление климата Севера подтверждается отступлением края ледников до 15—16 м в год (Новая Земля, Земля Франца-Иосифа и др.) и появлением небольших островков горных пород в результате таяния льда.

ГИДРОГРАФИЯ

Реки рассматриваемого региона целиком относятся к бассейну Карского моря. Большинство их принадлежит к системе р. Оби, часть является притоками Енисея. Из крупных рек только Таз, Пур и Надым впадают непосредственно в Тазовскую и Обскую губы.

При рассмотрении гидрографической сети обращают на себя внимание прямолинейность и параллельность отдельных отрезков многих долин крупных и мелких рек, а также резкие (часто под 90°) изгибы рек (см. рис. 1). Это, по мнению ряда геологов, предопределено геологической структурой, тектоникой и неотектоникой фундамента и мезокайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты.

В реки Обь и Иртыш впадают свыше 1900 притоков длиной более 50 км с общим протяжением не менее 180 тыс. км. Особенно развита речная сеть в таежной зоне низменности. В лесостепи и степи речная сеть развита значительно слабее, причем часть рек впадает здесь в замкнутые водоемы.

По характеру питания и водному режиму реки Западной Сибири подразделяются на горные, степные, таежные и тундровые. В целом для них преобладает снеговое питание. В горных областях (верховья рек Оби, Иртыша и др.) основным источником питания рек являются ледники и высокогорные снега. Для них характерно сравнительно невысокое растянутое половодье, слабовыраженная летняя межень, нарушаемая дождевыми паводками, наименьший сток в зимний период. Реки степной и лесостепной зон питаются в основном за счет весеннего снеготаяния. На этих реках наблюдаются резко выраженные пики весеннего половодья со стоком в весенний период до 60—90%. К северу доля весеннего стока рек постепенно уменьшается (до 50% в зоне тайги и до 30—40% в зоне тундры). Доля летнего стока соответственно увеличивается от 10—30 до 40%. Гидрограф рек лесной зоны и лесотундры характеризуется сильнорастянутым весенним половодьем и повышенными уровнями и расходами летом и осенью. Грунтово-болотное питание некоторых рек таежной зоны возрастает до 40—45% от общего объема стока («Западная Сибирь», 1963). В зимний период питание рек обеспечивается подземными водами. На п-ове Ямал вследствие исключительной суровости климата зимой реки промерзают до дна. Небольшие реки степной зоны летом очень часто пересыхают. Рас-

ход самой крупной р. Оби у устья составляет в среднем за многолетний период $12\,200\text{ м}^3/\text{сек}$ (табл. 3).

Таблица 3

**Среднегодовые расходы основных рек
Западной Сибири (в устье), $\text{м}^3/\text{сек}$**

Река	Средне- годовой расход	Река	Средне- годовой расход	Река	Средне- годовой расход
Обь	12 200	Иртыш	3000	Васюган	343
Катунь	604	Тобол	851	Пур	884
Бия	474	Тура	173	Таз	840
Томь	1 130	Тавда	447	Конда	273
Чулым	770	Ишим	53,2		
Кеть	226	Сев. Сосьва	581		

Максимальные расходы, как правило, проходят весной, минимальные — в конце зимней межени. На малых реках степной и лесостепной зоны минимальные расходы возможны и в летнюю межень.

На формирование поверхностного стока большое влияние оказывает заболоченность территории, иногда достигающая 80% (в лесной зоне), что, как показали исследования К. Е. Иванова (1957) и М. И. Львовича (1960), существенно снижает речной сток. Роль заливенности водосборов проявляется в сглаживании сезонных колебаний речного стока и снижении значений максимальных модулей стока. Влияние озерности на величину стока в зоне избыточного увлажнения невелико, а в зоне недостаточного увлажнения на заполнение озер расходуется заметная часть стока. Регулирующее влияние на сток оказывают проточные озера, огромное количество которых имеется в широких долинах р. Оби и ее притоков, и водохранилища, регулирующие сток многих рек в южной части низменности.

В пределах Западной Сибири изменение величины среднегодового модуля стока в основном носит широтный характер. На севере (побережье Карского моря) норма стока равна $6\text{ л/сек}\cdot\text{км}^2$. Максимум модуля стока приходится примерно на широту $66\text{--}64^\circ$ и составляет $8\text{--}10\text{ л/сек}\cdot\text{км}^2$ и более. К югу он постепенно уменьшается и на линии Челябинск — Барабинск составляет $0,5\text{ л/сек}\cdot\text{км}^2$. К предгорьям Урала и Алтая модули стока увеличиваются. Наименьшие модули стока наблюдаются в степной полосе и составляют $0,03\text{ л/сек}\cdot\text{км}^2$ (р. Ишим у Петропавловска); наибольшие (до $20\text{ л/сек}\cdot\text{км}^2$ и выше) — в предгорьях Алтая. Очень высокой водностью отличается р. Томь, среднегодовой модуль стока которой у г. Томска равен $19,7\text{ л/сек}\cdot\text{км}^2$.

В южной части территории реки вскрываются в апреле — мае, в тундре — в конце мая — начале июня; замерзают на юге в конце октября — начале ноября, на севере несколько раньше. Уровненный режим рек в теплую часть года в общем отражает режим речного стока. Поздней осенью и зимой это соответствие между уровнями и расходами воды нарушается ледовыми явлениями. Весенний подъем уровня на больших реках (Обь, Иртыш, Тобол, Томь) составляет в маловодные годы $3\text{--}4\text{ м}$, в многоводные $7\text{--}9\text{ м}$, годовая амплитуда уровней достигает 12 м ; на малых реках весенний подъем уровня составляет в маловодные годы $1\text{--}3\text{ м}$, а в многоводные годы $2\text{--}5\text{ м}$, годовая амплитуда уровней в среднем $4\text{--}6\text{ м}$. Продолжительность ледостава на степных реках в среднем около 155 дней, на лесостепных около 160

дней, на севере 220 дней в году. Сплошному ледяному покрову обычно предшествуют образование заберегов и ледоход.

Характерной особенностью Западно-Сибирской низменности является огромное количество озер, развитию которых способствует малая глубина эрозийного вреза большинства рек, а в северных районах и наличие многолетней мерзлоты. Разнообразие физико-географических условий обширной территории обуславливает различный характер озер по их происхождению, размерам, морфологии, химическому составу, водному и ледовому режиму. Обычно озера небольшие, с низкими изрезанными берегами, глубиной редко более 10 м. К крупным озерам относятся Сартлан, Убинское, Кулундинское, Бол. Уват, Тандово и др. Имеются и гигантские озера, как, например, оз. Чаны, площадь которого достигает 3575 км². Годовое колебание уровней воды на озерах обычно не превышает 30—60 см, иногда составляя 1 м. В многолетнем разрезе колебания уровней достигают 3—5 м.

Озера тундры и лесотундры в основном небольших размеров, глубины их невелики. В весеннее время более 50% п-ова Ямал занято водой. Глубины озер здесь колеблются от нескольких метров до 25 м и более. Мелкие озера зимой промерзают до дна. Озера таежной зоны делятся на боровые и соровые. Боровые озера, располагающиеся на междуречных пространствах, как правило, имеют значительную глубину, котловины их четко выражены. Соровые озера располагаются в долинах рек, они отличаются небольшими размерами, малыми глубинами (1—3 м), плоскими котловинами и илистым дном. В поймах Оби, Васюгана и других рек нередки озера, образовавшиеся из стариц. Много в низменности и торфяно-болотных озер.

Степная и лесостепная зоны характеризуются обилием озер. Котловины их представляют собой плоские бессточные блюдцеобразные впадины, слабо выделяющиеся на общем фоне равнины. В засушливые годы озера мелеют (мелкие пересыхают совсем), в дождливые — заметно увеличивают площадь зеркала. Весной площадь зеркала озер значительно увеличивается, а летом — сокращается. Главную роль в питании водоемов этих зон играют талые снеговые, частично дождевые и грунтовые воды. На восточном склоне Северного, Приполярного и Полярного Урала насчитывается более 1500 небольших по площади озер, генетически связанных с древним и современным оледенением, имеются озера тектонического, термокарстового происхождения и пойменные озера (Кеммерих, 1961).

Плоский слаборасчлененный рельеф, малый врез и замедленный сток рек, превышение осадков над испарением в центральной и северной частях территории обусловили повышенную заболоченность низменности, особенно в таежной и тундровой зонах. Тянутся болота на сотни километров, местами образуя совершенно непроходимые участки. К ним можно отнести болота Салымское, Уринское, Имгытское, Васюганское, по рекам Пуру, Надыму и другим. В тундре преобладают низинные болота, в лесотундре и тайге — переходные и верховые болота. В тундре мощность торфяного покрова невелика, в таежной зоне — достигает 5—8 м и более. С севера на юг на равнине прослеживается смена широтных болотных зон. Зона арктических минеральных осоковых болот сменяется зоной плоскобугристых болот. Далее идут зоны выпуклых грядово-мочажинных болот, разнотипных болот, тростниковых и крупноосоковых болот и, наконец, тростниковых и засоленных болот.

Воды рек северной части низменности, начиная от южной границы лесной зоны, имеют минерализацию до 200 мг/л и относятся к гидрокарбонатному классу с преобладанием иона кальция. К гидрокарбо-

натному классу, но с несколько повышенной минерализацией, достигающей 500 мг/л, относятся воды рек северной части лесостепной зоны по правобережью р. Оби и левобережных притоков р. Тобола южнее р. Туры. Воды рек большей части лесостепной и степной зон относятся к хлоридному классу, причем минерализация их в области внутреннего стока, между реками Иртышом и Ишимом, иногда превышает 1000 мг/л. Воды крупных рек Оби, Иртыша, Томи и некоторых других на всем протяжении относятся к гидрокарбонатному классу, причем минерализация их уменьшается вниз по течению. В Кулундинской степи иногда встречаются реки с очень высокой минерализацией воды. Эти необычные потоки с расходами до 13—15 м³/сек наблюдаются в отдельные многоводные годы (например, в низовьях р. Бурлы), когда, переполняя систему низовых равнинных озер, вода сильно насыщается солями (Абрамович [и др.], 1963). Несколько иную картину представляет минерализация и химический состав вод бассейнов рек Ишима и верхнего течения Тобола. Воды р. Ишима в период весеннего половодья относятся к гидрокарбонатному классу с минерализацией порядка 200—250 мг/л. В период низкой межени, когда питание происходит исключительно за счет грунтовых вод, минерализация воды резко возрастает, доходя до 500—1000 мг/л, и вода переходит в хлоридный класс. Воды р. Тобола, особенно самых верхних притоков, зимой достигают минерализации 2000 мг/л и относятся к хлоридному классу. Ниже по течению, по мере поступления вод левобережных притоков, относящихся к гидрокарбонатному классу с пониженной минерализацией, понижается и минерализация воды р. Тобола, а в химическом составе начинают преобладать ионы HCO_3 . Жесткие воды верхнего течения сменяются умеренно жесткими, а в период половодья даже мягкими водами. Минерализация воды в период максимальных расходов снижается до 200 мг/л и ниже. К низовьям больших рек Западной Сибири в воде увеличивается содержание железа, нитратов, нитритов, повышается окисляемость. Значительно загрязняют речные воды промышленные и бытовые стоки, что приводит к появлению в воде фенолов, аммиака и других вредных веществ.

Химический состав озер Западно-Сибирской низменности отличается большим разнообразием. Если воды озер тундры, лесотундры и зоны тайги, как правило, слабominерализованы и в основном относятся к гидрокарбонатному классу, то воды озер степей и лесостепей минерализованы довольно значительно. Озера Барабинской степи в основном пресные (90%), иногда соленые, горькосоленые и редко содовые. В Кулундинской степи пресных озер немного, большинство озер минерализованные, есть самосадочные. По составу солей, преобладающих в воде, различаются сульфатные, сульфатно-хлоридные, хлоридные и содовые озера. По запасам соды Кулундинская степь занимает одно из первых мест в мире. В Ишимской степи озера обычно пресные и слабominерализованные, причем в южной ее части преобладают хлоридные, хлоридно-сульфатные, сульфатные солевые озера, есть самосадочные.

На основе анализа и обобщения всех климатических и гидрологических данных В. С. Мезенцев (1961) выделил в пределах Западно-Сибирской низменности пять широтных гидролого-климатических зон (см. рис. 3).

1. Зона весьма избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности. Средние годовые теплоэнергетические ресурсы исчисляются в 12—13 ккал/см² и менее на севере и 24—25 ккал/см² на юге зоны. Они почти целиком расходуются на процесс суммарного "спарения", которое достигает на юге зоны 350 мм/год. На севере зоны выпа-

дает 550 мм, а на юге до 480 мм осадков. Сток воды значителен — от 250—300 мм/год на севере до 140 мм/год на юге зоны. Годовые избытки осадков от севера к югу зоны колеблются в средний год от 250 до 0.

II. Зона избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности занимает более узкую полосу, охватывая приблизительно самую южную часть таежной лесной зоны. Теплоэнергетические ресурсы возрастают от севера к югу с 25 до 30 ккал/см²/год. Максимально возможное суммарное испарение увеличивается с 420 до 500 мм/год. Сумма осадков уменьшается от севера к югу с 480 до 375 мм/год. Сток уменьшается от 140 до 75 мм/год. Фактическое суммарное испарение характеризуется наибольшими значениями и достигает 375 мм/год. Эта гидролого-климатическая зона переувлажняется главным образом за счет осенне-зимних осадков. В сухие годы поверхностный сток в основном исключается.

III. Зона оптимального увлажнения и теплообеспеченности довольно точно совпадает с подзоной северной лесостепи. Теплоэнергетические ресурсы колеблются от 30 до 36 ккал/см² в год. Годовые осадки к югу зоны уменьшаются от 375 до 330 мм, фактическое суммарное испарение уменьшается от 350 до 300 мм, а годовой слой стока от 75 до 40 мм/год. Зона характеризуется максимально возможным суммарным испарением от 500 мм/год на севере до 600 мм/год на юге. В сухой год недостаток суммарного испарения колеблется от 150 до 200 мм, а во влажный избыток суммарного испарения достигает 50 мм/год.

IV. Зона недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности хорошо совпадает с южной редкорекольной подзоной лесостепи. Теплоэнергетические ресурсы колеблются от 36 до 41 ккал/см² в год. Максимально возможное суммарное испарение достигает 600—700 мм/год. Годовая сумма осадков колеблется от 330 мм на севере зоны до 265 мм на юге, годовой сток резко снижается от 40 до 15 мм/год. Фактическое суммарное испарение равно 300—250 мм/год. Годовой недостаток суммарного испарения изменяется в средний год от 150 до 250 мм.

V. Зона весьма недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности практически совпадает с зоной степей. Годовые величины теплоэнергетических ресурсов колеблются от 41 ккал/см² на севере зоны до 54 ккал/см² на юге. В связи с исключительно малым количеством атмосферных осадков (265—240 мм/год) фактическое суммарное испарение и сток крайне ограничены. При максимально возможном испарении от 700 до 900 мм/год фактически испаряется 250—245 мм/год, а сток колеблется от 15 до 5 мм/год. Недостаток суммарного испарения в средний год составляет 200—300 мм.

МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

Многолетнемерзлыми породами занято около половины территории Западно-Сибирской низменности (прилож. 1). Южная граница их распространения в центральной и восточной частях равнины проходит между 60 и 61° с. ш., постепенно поднимаясь в северо-западном направлении примерно до 63° с. ш. В окружающих низменность горных районах вечноммерзлые породы встречаются значительно южнее.

В. В. Баулин (1962) на территории низменности выделяет три зоны, отличающиеся строением мерзлых толщ по глубине.

1. На севере низменности располагается зона преимущественно монолитного строения мерзлых толщ. Южная граница зоны проходит примерно по широте Полярного круга и совпадает с северной границей

леса. Пройденные здесь скважины вскрыли толщу многолетнемерзлых пород, мощность которых колеблется от 450—500 м на севере зоны до 250—300 м на широте Полярного круга. Верхние горизонты многолетнемерзлых пород характеризуются низкими среднегодовыми температурами (от -3 до -10°C) и значительным распространением льдистых сингенетических осадков. В этой зоне широко распространены многолетние бугры пучения, повторно-жильные льды и другие образования.

Исследования последних лет показали, что на территории Арктики нет сплошного распространения мерзлоты. Интенсивный обогрев пород происходит в местах развития мощных снежников, по периферии речной сети и озер. Сквозные талики и псевдоталики широко развиты под большими озерами и такими реками, как Обь, Таз, Пур, Енисей и др. (рис. 4). Под мелкими озерами и небольшими реками, полностью

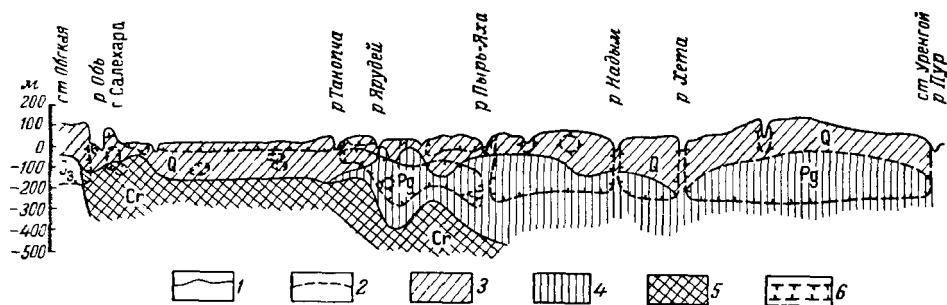


Рис. 4. Схематический мерзлотно-геологический профиль на участке Салехард — Уренгой (схематизировано по В. В. Баулину [и др.], 1962)

1 — стратиграфические границы, 2 — то же, предполагаемые, 3 — четвертичные отложения, 4 — палеогеновые отложения, 5 — меловые отложения, 6 — границы многолетнемерзлых пород

промерзающими в зимнее время, верхняя граница мерзлоты, как правило, опускается на глубину до 20 м и более. Породы с отрицательной температурой были вскрыты на островах рек, озер и в прибрежной их зоне, где глубина до дна не превышает 3 м. На Тазовском п-ове Ю. Ф. Андреевым отмечено наличие мощных надмерзлотных таликов. Встреченные здесь двумя скважинами континентальные пески олигоценной мощностью 130 м оказались в талом состоянии. В многолетнемерзлой толще встречаются межмерзлотные талики, обычно приуроченные к песчаным водоносным отложениям. Крупный межмерзлотный талик мощностью 90 м установлен в дублере Тазовской опорной скважины в интервале 249—339 м.

2. Южнее первой зоны располагается зона преимущественно двухслойного строения многолетнемерзлых пород. Верхний слой прослеживается с поверхности до глубины 30—80 м. Ниже, до глубины 50—150 м, лежат талые породы, под которыми залегает реликтовая мерзлая толща. Нижняя граница реликтовой мерзлоты отмечена на глубинах до 300 м и более. Среднегодовая температура многолетнемерзлых пород колеблется от 0 до -2°C . В этой зоне преобладает эпигенетический тип многолетнемерзлых пород, характеризующихся невысокой льдистостью. Крупные бугры пучения интенсивно разрушаются, развивающиеся криогенные образования нехарактерны. Повторно-жильные льды встречаются лишь в северной части зоны и залегают на глубине, превышающей глубину подошвы деятельного слоя. Разнообразие природных условий приводит к отсутствию на некоторых участках верхнего слоя мерзлых пород. В некоторых скважинах наблюдаются три и более слоя мерзлых пород. Во многих районах, как правило, безлесных, вскрыта монолитная мерзлая толща, иногда проникающая по открытым

водоразделам на 100—150 км южнее Полярного круга (Дубиков, 1962). Мощность верхнего слоя многолетнемерзлых пород значительно уменьшается к югу и южнее 64° с. ш. этот слой исчезает. Вдоль южной границы верхнего слоя многолетнемерзлые породы имеют редкоостровное распространение. Здесь они залегают на безлесных участках, главным образом в торфяниках. В средней части зоны многолетнемерзлые породы занимают большую площадь, чем талые, и встречаются за пределами торфяников, даже на залесенных участках. Нижний слой многолетнемерзлых пород имеет сложное строение по глубине. Иногда внутри его встречаются талики мощностью до 60 м, приуроченные к песчаным водоносным отложениям.

3. В третьей зоне многолетнемерзлые породы представлены только реликтовой мерзлотой, кровля которой лежит на глубинах 150—230 м, а подошва опускается до 400—450 м и более. Мерзлые породы отсутствуют под поймами крупных рек и иногда под первой надпойменной террасой. Здесь широко распространены следы существования многолетнемерзлых пород в виде древних термокарстовых котловин и западно-бугристого рельефа.

Мощность многолетнемерзлых пород тесно связана со структурным планом мезо-кайнозойского осадочного чехла и тектоникой района. Д. И. Дьяконов (1958), Ю. Ф. Андреев (1960), Г. Б. Острый (1962) и другие отмечают, что, как правило, над сводами тектонических структур глубина залегания подошвы и мощность многолетнемерзлых пород значительно меньше, чем на крыльях структур, что связано с уменьшением геотермической ступени и увеличением теплового потока на сводах структур. В. М. Пономаревым (1953) и Н. И. Обидиным (1959) отмечается отсутствие многолетнемерзлых пород в зонах крупных тектонических нарушений.

Особенности строения и распространения многолетнемерзлых пород тесно связаны с историей геологического развития Западно-Сибирской низменности в четвертичный период. В. В. Баулин (1962) историю развития толщ многолетнемерзлых пород разделил на четыре крупных этапа (рис. 5).

Первый (дозырянский) этап развития охватывает период с начала формирования многолетнемерзлых пород до конца казанцевского времени. На севере низменности промерзание пород могло начаться в конце третичного — начале четвертичного периода. Этап включает два оледенения (нижнеплейстоценовое и максимальное) и два межледниковых периода. В межледниковых отложениях также найдены следы существования многолетнемерзлых пород. Южная граница области распространения многолетнемерзлых пород, вероятно, достигала 56° — 55° с. ш., а северная 64° — 66° с. ш.

Второй этап охватывает вторую половину верхнего плейстоцена (зырянское, каргинское и сартанское время) и часть голоцена (до начала климатического оптимума). В это время промерзание пород продолжалось к югу от 64° — 65° с. ш. и в более северных районах, причем примерно на 64° с. ш. в распространении мерзлых пород по меридиану образовалась как бы ступень.

Третий этап включает весь климатический оптимум голоцена. В этот период происходит частичное оттаивание многолетнемерзлых пород и погружение их кровли до 40—80 м на широте Полярного круга и до 200 м и более на 61° — 62° с. ш. Южнее 61° с. ш. мерзлые породы в этот период, вероятно, полностью оттаяли.

Четвертый этап начался с окончанием климатического оптимума и продолжается по настоящее время. В связи с похолоданием происходит формирование верхнего слоя многолетнемерзлых пород, преиму-

щественно севернее 64° с. ш. Нижний слой реликтовых мерзлых пород, экранируя подток тепла с больших глубин, в это время значительно оттаял.

На арктических островах мерзлота, по мнению Н. И. Обидина, начала формироваться после выхода их из-под уровня моря, а мощность ее, учитывая отепляющее действие моря, по-видимому, не превышает 200—300 м.

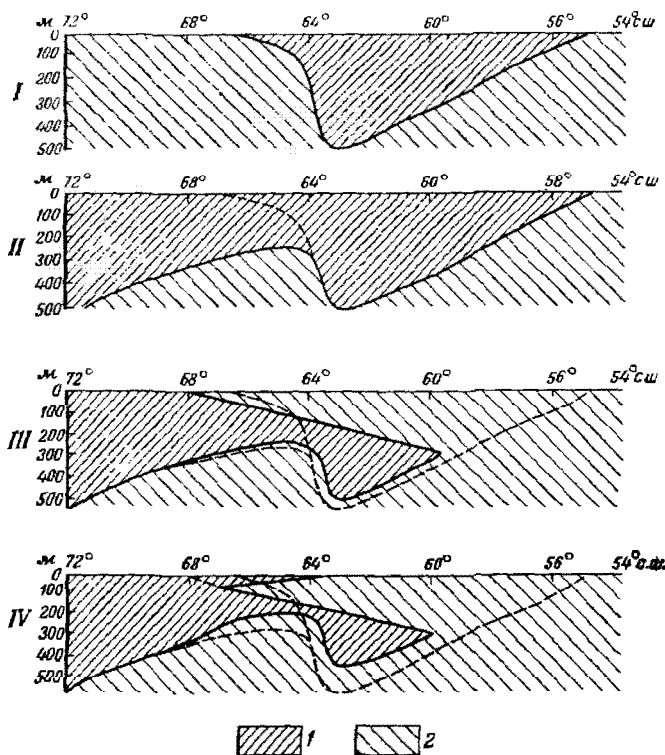


Рис 5. Схема распространения многолетнемерзлых пород на территории Западно-Сибирской равнины в различные этапы их развития (по В. В. Баулину, 1962)

I — конец казанского времени, II — конец сартаанского времени
III — конец климатического оптимума (голоцен), IV — настоящее время
1 — мерзлые породы, 2 — талые породы (пунктиром показаны изменения положения границы между мерзлыми и талыми породами во времени)

Температура многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской низменности зависит от географической широты и ряда других местных факторов. С севера на юг отмечено закономерное повышение температуры мерзлых пород на подошве слоя сезонных колебаний температуры (на глубине от 5—6 до 15—20 м) от минус $7-10^{\circ}$ до 0° . Довольно резкое повышение температуры мерзлых пород на $1-2^{\circ}$ наблюдается при переходе от тундры к лесной зоне. У южной границы области многолетнемерзлых пород протягивается широкая до 100—200 км полоса, в пределах которой температура пород близка к 0° . Более высокие температуры наблюдаются обычно на участках с несливающейся мерзлотой в песчаных отложениях, а наиболее низкие приурочены к открытым тундровым участкам с маломощным моховым покровом в торфяниках. Разница температур этих отложений в одном и том же районе достигает $3-4^{\circ}$.

Мощность слоя сезонного оттаивания мерзлоты увеличивается с севера на юг и колеблется в зависимости от литологического состава отложений, расчлененности рельефа и превышения над уровнем моря, толщины снежного покрова, температуры воздуха, экспозиции, водонасыщенности и теплопроводности отложений, растительного покрова и пр. На участках, сложенных с поверхности торфяно-иловатыми отложениями и торфяниками, мощность деятельного слоя составляет 0,2—0,5 м; на вершинах и склонах минеральных бугров и гряд, сложенных с поверхности песками, она достигает 1,8—2,5 м; на склонах речных террас, сложенных глинистыми грунтами, мощность слоя сезонного оттаивания составляет 0,5—1 м, а в супесях и глинистых песках увеличивается до 1,2—1,5 м. На залесенных песчаных участках водоразделов деятельный слой достигает 2—2,5 м. На вершинах гряд, сложенных палеогеновыми глинами, при отсутствии задернованности мощность деятельного слоя составляет 1—1,2 м, а на их южных склонах иногда до 3 м. В опоках нижнего эоцена деятельный слой прослеживается до 1,5—2 м. В щебне и галечниках мощность деятельного слоя достигает 3—3,5 м. Роль рельефа сводится в основном к созданию соответствующих микроклиматических условий. В речных долинах мощность деятельного слоя больше, чем на водоразделах. Вершины и склоны бугров пучения и элементы рельефа южной экспозиции оттаивают глубже, чем плоские водоразделы и заболоченные межгрядовые понижения. При прочих равных условиях наибольшая глубина сезонного оттаивания наблюдается на участках пятнистой тундры и там, где растительный покров совершенно отсутствует. Местами слой сезонного промерзания не смыкается с кровлей многолетнемерзлых пород.

Подземные льды содержатся в том или ином количестве в породах в виде мелких кристаллов, скоплений, прожилок, гнезд, прослоев, крупных линз и реже клиньев, причем степень и характер льдистости зависят главным образом от механического состава пород. В песчаных и супесчаных четвертичных и палеогеновых отложениях обычно наблюдаются равномерно распределенные многочисленные кристаллы льда, реже его мелкие линзочки, поэтому песчаные отложения обычно являются сухомерзлыми, в которых лед присутствует как заполнитель пор. Широко распространенные суглинистые и суглинисто-глинистые отложения салехардской свиты обильно насыщены различного рода прожилками, прослойками и линзочками льда толщиной до 5—10 см, общая льдистость их до глубины 10—15 м составляет до 30% и более. Наличие льда в этих отложениях хорошо подчеркивается в рельефе поверхности распространением бугров пучения, гряд и глубоких термокарстовых озер. Максимальная льдистость отмечается в морских палеогеновых глинах, образующих формы линейно-грядового рельефа. Общая льдонасыщенность их до глубины 20—25 м составляет около 40—50%. Подземный лед в них залегает в виде многообразных прослоев, линз и небольших жил. Мерзлые диатомовые глины интенсивно разбиты системой трещин, заполненных ледяными включениями, которые расширяют их и деформируют породу. Повышенной льдонасыщенностью обладает торф бугристых торфяников.

Как правило, льдистость пород уменьшается вниз по разрезу мерзлой зоны, что связано, по-видимому, с явлением миграции влаги к поверхности наибольшего охлаждения при промерзании пород. Немаловажным фактором, влияющим на величину льдистости, является влажность пород до промерзания, зависящая от степени дренажа отложений. В хорошо дренированных отложениях нет или почти не содержится подземного льда, тогда как на обводненных и заболоченных слабодренированных участках территории неглубоко залегающие гли-

нистые отложения являются наиболее льдистыми. Кроме небольших прослоев подземных льдов встречаются крупные одиночные ледяные линзы, своды, реже клинья. Наиболее мощные подземные льды обычно отмечаются на границе раздела торфа и подстилающих их глинистых отложений или встречаются в ядрах гидролакколитов. Наибольшее количество линз льда приходится на Тазовские тундры (низовья р. Ен-Яха, истоки р. Олику-Пойлово-Яха и др.). Самое крупное ледяное тело мощностью 8—9 м и длиной по основанию около 25 м было обнаружено Ю. Ф. Андреевым на правом берегу р. Олику-Пойлово-Яха в разрезе гидролакколита, подпираемого напорными межмерзлотными водами.

Для морозобойного растрескивания грунтов с формированием повторно-жильных льдов и особого типа поверхности, называемой «полигональной тундрой», наиболее благоприятные условия существуют в пределах безлесных территорий тундры и прежде всего на торфяниках. Поверхностные жилы льда в виде клиньев обычно выполняют полигональные трещины, опускаясь до глубины 2—2,5 м при максимальной ширине в верхней части 1—1,5 м. В северных районах встречены жилы льда, опускающиеся на глубину более 8 м при ширине до 5 м. К югу от Полярного круга повторно-жильные льды вытаивают, образуя на поверхности канавообразные понижения шириной до 5—6 м («Западная Сибирь», 1963).

В генетическом отношении подземные льды являются результатом кристаллизации той влаги, которая находилась в породах к моменту ее промерзания. По условиям образования и форме залегания их подразделяют на три группы. К первой группе относятся сегрегационные льды, образующиеся при миграции воды к фронту промерзания, вызывающие пучение пород и создание форм мерзлотного рельефа. Ко второй группе подземных льдов относятся инъекционные льды, образующиеся при замерзании воды в замкнутых таликах и залегающие в виде крупных линз. Эти льды являются главной причиной образования бугров типа гидролакколитов. К третьей группе подземных льдов относятся ледяные клинья. По отношению к вмещающим породам подземные льды являются эпигенетическими включениями, вторичными образованиями, связанными с последним этапом формирования самого верхнего слоя многолетнемерзлых пород.

Бугры пучения на Западно-Сибирской равнине встречаются сезонные и многолетние. Последние имеют ледяное или льдо-грунтовое ядро и играют наибольшую роль в формировании рельефа поверхности. Бугры с ледяным ядром образуются при промерзании замкнутых таликов, обычно возникающих под озерами. При неравномерном промерзании менее водонасыщенных отложений образуются бугры с льдо-грунтовым ядром. Крупнобугристые торфяники высотой до 10—20 м характерны для подзоны северной тайги. Бугры пучения высотой до 20 м, реже 30—35 м широко распространены в лесотундре и в южной части тундры. В тундре преобладают бугры пучения («сэдэ») сложной куполовидной формы высотой до 30—40 м и шириной по основанию до 250—300 м.

Пятна-медальоны диаметром от 30—40 см до 1,5 м, широко распространенные в северных частях тундры («пятнистые тундры»), образуются при мелкополигональном растрескивании пород с их последующим неравномерным сезонным промерзанием. При этом возникают замкнутые системы трещин и происходит излияние грунта на поверхность. При образовании «пятен» на склонах происходит течение грунта по склону и их выполаживание.

Термокарстовые явления в значительной мере определяют облик современного микро- и мезорельефа в области развития многолетнемерз-

лых пород и в более южных районах Термокарстовые формы, появляющиеся в результате вытаивания сегрегационных, повторно-жильных и инъекционных подземных льдов, имеют обычно наибольшее распространение и рельефообразующее значение. При вытаивании сегрегационных льдов образуются неглубокие понижения с плоским дном, к которым обычно приурочиваются озера. При вытаивании повторно-жильных льдов, кроме мелких озер, формируются блочные бугристые торфяники и западинно-бугристый рельеф. Часто озера образуются при одновременном вытаивании сегрегационных и повторно-жильных льдов. Размеры озер колеблются от нескольких метров до нескольких километров. Крупные озера обычно располагаются на плохо дренированных участках первых и вторых террас. При вытаивании инъекционных льдов происходит разрушение многолетних бугров пучения с ледяным ядром и формирование на их вершинах провальных воронок глубиной до 7—8 м и более.

Неглубокое залегание многолетнемерзлых пород в северной части Западно-Сибирской низменности способствует поверхностному стоку и заболачиванию, затрудняет питание подземных вод атмосферными осадками, создает специфические условия формирования подземных вод.

В заключение отметим, что физико-географические условия рассматриваемой территории в значительной мере оказывают влияние на режим, динамику и состав подземных вод первого водоносного комплекса — антропоген-олигоценых отложений. Со сменой почвенно-географических и климатических зон прослеживается четкая широтная зональность химического состава подземных вод этого комплекса, их ресурсов и т. д. Влияние физико-географических факторов на динамику и химический состав подземных вод мезозойских отложений сказывается значительно слабее, если не считать областей их питания в окраинных зонах вблизи палеозойского обрамления низменности.

ИСКУССТВЕННЫЕ ФАКТОРЫ

К искусственным факторам, оказывающим заметное влияние на режим подземных вод описываемой территории, следует отнести Новосибирское водохранилище и осушаемые массивы Барабинской степи, а также горные работы, проводящиеся на ряде месторождений полезных ископаемых. Все остальные искусственные факторы, такие как водозаборы из одиночных и реже групп скважин, отдельные участки орошения и осушения и пр., существующие в Западно-Сибирской низменности, пока очень малы по своим масштабам, действуют на ограниченных площадях и поэтому не изменяют сколько-нибудь существенно природных гидрогеологических условий территории. К тому же и влияние этих факторов на естественный режим подземных вод систематически почти не изучалось.

Новосибирское водохранилище на р. Оби протянулось на 200 км от г. Новосибирска до г. Камня и обусловило на всем этом расстоянии подпор подземных вод. Относится водохранилище к водоемам с сезонным регулированием.

В результате заполнения водоема в нижней озеровидной его части шириной 16—18 км и глубиной до 25 м были затоплены пойменная, первая и вторая надпойменные террасы р. Оби. Протяженность этой части водохранилища до 90 км. В среднем суженном участке в период прохождения паводков гидрологический режим имеет черты речного. Здесь затоплены пойма, первая надпойменная терраса и частично вторая. Верхняя часть водохранилища затопляет пойму и часть первой террасы, гидрологический режим ее близок к речному.

Вследствие ветроволнового воздействия береговая часть с момента наполнения водохранилища стала интенсивно обрушаться. Одновременно происходила отработка пляжа. За семь лет бровка берега на отдельных участках в нижней части водохранилища отступила на 110 м. Прибрежная отмель достигла 85 м. Уклон ее находится в пределах 20—23°. В связи с гашением энергии волны на сформировавшейся отмели процесс переработки берега заметно уменьшается.

Подпор со стороны водохранилища резко сказался на режиме водоносных горизонтов, приуроченных к пескам и песчано-галечниковым осадкам третьей террасы и более древним отложениям, залегающим в основании плато, а также трещиноватым породам палеозоя, ранее дренируемым рекой. Возрастание уровней в прибрежной зоне шло плавно, следуя с некоторым отставанием за ходом наполнения водохранилища. Наблюдения за уровнем режимом установили, что подпор подземных вод распространился в глубь территории на 3 км и более (Невечеря, 1965). Колебание уровней в скважинах вблизи водоема в течение года составляет 2,3—2,8 м (при фоновом 0,2—0,3 м).

Распространение подпора ведет к увеличению обводненности перекрывающих толщ, содержащих ненапорные водоносные горизонты.

В напорных водоносных горизонтах образуются более высокие уровни, которые, залегая глубоко от поверхности, даже при учете капиллярной зоны не изменяют инженерно-геологических свойств грунтов, залегающих выше водоносного слоя.

Влияние осушительных мероприятий, проведенных в Барабинской степи, рассмотрено в гл. IX, а горных работ в гл. VII.

Следует иметь в виду, что если в настоящее время деятельность человека еще мало сказывается на естественном режиме подземных вод характеризуемой территории, то в ближайшее время положение резко изменится. Широкое развитие нефте- и газодобывающей промышленности, большие масштабы добычи промышленных вод, подземных вод для хозяйственно-питьевых и технологических целей, а также намечаемое орошение и осушение крупных земельных массивов вызовет существенное изменение естественного режима подземных вод как приповерхностных, так и глубокозалегающих водоносных горизонтов. Влияние этих искусственных факторов скажется почти на всей территории низменности.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

В пределах территории, для которой составляется настоящий том, выделяются две резко различных по геологическому строению части: Западно-Сибирская плита и область ее складчатого палеозойского обрамления.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Детальное описание геологического строения Западно-Сибирской плиты дано в XLIV томе «Геологии СССР», на основе которого и составлена эта краткая характеристика основных черт геологии региона.

В геологическом строении Западно-Сибирской плиты отчетливо выделяются складчатый фундамент, сложенный породами доюрского возраста, и платформенные пологозалегающие отложения мезозоя и кайнозоя, лежащие на этом фундаменте. Поверхность фундамента погружается от оконтуривающих плиту с запада, юга и востока складчатых сооружений к ее центральным частям. Наибольшие глубины залегания складчатого фундамента, достигающие 6,0 км, наблюдаются в северо-

восточной части региона. Рельеф поверхности фундамента эрозионно-тектонический, неровный. Относительные превышения некоторых положительных форм часто достигают нескольких сотен метров, а в отдельных случаях более тысячи метров.

Фундамент плиты сложен докембрийскими, палеозойскими и раннемезозойскими (триас, нижний лейас) породами. Среди них широко распространены терригенные и хемогенные осадочные образования в различной степени метаморфизованные, вплоть до кристаллических сланцев, гнейсов и мраморов, эффузивы и интрузивные породы, разнообразны по составу и возрасту. Степень дислоцированности пород различная, но, как правило, высокая. Только отложения верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, выполняющие отдельные прогибы и впадины в фундаменте, характеризуются сравнительно слабой дислоцированностью.

Крупная депрессия, сформировавшаяся в пределах Западно-Сибирской эпигерцинской плиты, заполнена мезозойскими и кайнозойскими терригенными осадками. Породы фундамента в верхней части представлены корой выветривания, имеющей мощность местами до нескольких десятков метров. В пределах этой зоны породы часто имеют повышенную трещиноватость и водопроницаемость. На коре выветривания фундамента почти повсеместно лежат отложения юрского возраста, среди которых отмечены осадки всех трех отделов. Эти породы развиты на большей части Западно-Сибирской низменности, причем на левом берегу Енисея, в бассейне р. Чулым и вдоль восточного склона Приполярного и Полярного Урала они выходят на дневную поверхность. Породы юрского возраста отсутствуют лишь вблизи южного и юго-западного обрамления и на сводах отдельных поднятий.

Нижеюрские отложения широко распространены в низменности, но на значительной территории они не выделены из общего комплекса юрских осадков. Собственно нижеюрские отложения установлены в арктической части низменности, где они представлены морскими осадками, среди которых преобладают песчаные породы, и на юге Приенисейской части низменности. Здесь развиты континентальные песчаные образования, объединяемые в макаровскую свиту. Мощность морских осадков нижней юры, вскрытых на Малохетском валу, достигает 400 м, а мощность отложений макаровской свиты на междуречье Енисея и Чулыма доходит до 300—320 м.

Среднеюрские отложения также пользуются широким распространением. На большой территории они входят в состав нерасчлененных осадков нижнего и среднего отделов юрской системы. В самостоятельные образования среднеюрские отложения выделены только в восточной части низменности — в Усть-Енисейской впадине и в Чулымо-Енисейском районе. На севере эти отложения морские и прибрежно-морские, представленные в нижней и верхней частях разреза аргиллитами, а в средней — преимущественно песчаными породами. В Чулымо-Енисейском районе — это континентальные угленосные отложения итатской свиты. В верхних горизонтах ее широко распространены мощные пласты угля. Мощность морских и прибрежно-морских отложений достигает 450 м, а континентальных 600 м.

Ниже-среднеюрско-келловейские отложения выделены в большинстве районов низменности. Нерасчлененные континентальные породы этого возраста объединены в тюменскую и покровскую свиты. В последнее время в верхних горизонтах тюменской свиты в некоторых районах (Новый Васюган, Завьяловская площадь и др.) обнаружены остатки морской фауны келловейского возраста. Покровская свита развита в Тюменско-Петропавловском районе. Она залегает непосредствен-

но на породах фундамента, сложена в основном туфами различного состава, аргиллитами и песчаниками. Мощность покровской свиты достигает 240 м. Красноцветы покровской свиты, установленные на Заводоуковской и Покровской площадях, замещаются сероцветными породами тюменской свиты, развитой на значительно большей территории и хорошо изученной в Березовском, Тоболо-Уватском, Омском, Колпашево-Нарымском и других районах. Тюменская свита сложена песчаниками, аргиллитами и алевролитами с пластами углей. Для нее характерна очень частая перемежаемость слоев. Эти отложения, так же как и породы покровской свиты, залегают непосредственно на фундаменте. Мощность их на большей части территории не превышает 400—700 м, достигая на северо-востоке низменности 1500 м.

Среднеюрско-келловейские отложения на восточном склоне Полярного Урала объединены в яны-маньинскую свиту, а в некоторых внутренних районах низменности в татарскую свиту. Яны-маньинская свита по своему составу сходна с тюменской. Ее мощность 100—150 м. Татарская свита фациально замещает верхние горизонты тюменской свиты пестроцветными, преимущественно глинисто-алевролитовыми породами. Мощность этой свиты достигает 160 м.

Верхнеюрские и верхнеюрско-валанжинские отложения распространены более широко, чем подстилающие их отложения средней юры, но на большей части низменности они не отделены от вышележащих валанжинских осадков. За небольшим исключением (Чулымо-Енисейский район, южная окраина северо-восточного района и краевые части восточного склона Полярного и Приполярного Урала) они представлены морскими в основном глинистыми образованиями. Во внутренних районах низменности развита марьяновская свита, сложенная аргиллитами, часто битуминозными. Местами в нижних горизонтах этой свиты выделяется песчаная (барабинская) пачка. Мощность свиты обычно составляет несколько десятков метров, достигая 130 м. В Тюменско-Петропавловском и Омском районах верхнеюрско-валанжинские отложения объединены в тебисскую свиту, представленную аргиллитами мощностью до 210 м. В Березовском и Тобольском районах выделена абалакская свита келловейско-кимериджского возраста и тутлеймская — нижеволжско-валанжинского возраста. Это тоже темноцветные глинистые морские отложения мощностью до 80 м. Базальные горизонты абалакской свиты представлены своеобразными прибрежно-морскими песчаниками и конгломератами вогулкинской толщи. Мощность вогулкинской толщи редко превышает 20—30 м, достигая иногда 100—110 м. В приуральской части выделены таборинская и федоровская свиты, сложенные глинами с прослоями песчаников и алевролитов. Мощность каждой из них составляет 60—80 м. В Чулымо-Енисейском районе распространены континентальные песчано-глинистые отложения, объединяемые в тяжинскую свиту, имеющую мощность до 240 м.

Валанжинские отложения известны почти на всей территории низменности. Во внутренних районах они объединены в куломзинскую, тарскую и алясовскую свиты. Куломзинская свита сложена преимущественно аргиллитами с тонкими прослоями алевролитов. В отдельных районах встречаются довольно мощные пласты песчаников, причем песчанистость нарастает к востоку от центральных районов. По мере продвижения на запад толща становится более глинистой и к западу от линии Ханты-Мансийск — Уват она переходит в мощную глинистую толщу пород фроловской свиты, в которую объединены глины и аргиллиты валанжинского, готерив-барремского и аптского возраста. Мощность куломзинской свиты достигает 120 м, а фроловской 600 м.

К западу от фроловской свиты в валанжине выделяется алясовская свита, также сложенная в основном аргиллитами, имеющими мощность до 60 м. На глинистых породах куломзинской свиты на большей части низменности развита мощная песчано-алевритовая толща мелководных осадков тарской свиты верхневаланжинского возраста. Мощность тарской свиты увеличивается с юга на север и с запада на восток, изменяясь от 40—50 до 250—270 м. Одновременно с нарастанием мощности в свите появляются глинистые прослои. В юго-восточных районах низменности развита мощная (до 600 м) толща пестроцветных отложений, состоящая из чередующихся пластов песчаных и глинистых пород. По возрасту эта толща не расчленена и датируется как валанжин-готерив-барремская. Она выделена в самостоятельную илекскую свиту.

Готерив-барремские отложения в Западно-Сибирской низменности не расчленены и обычно описываются совместно. Для них характерны континентальные, лагунно-морские и мелководно-морские условия седиментации. В южных районах низменности широко развита киялинская свита, представленная пестроцветными глинами мощностью до 685 м. Среди глин встречаются прослои песчаников и алевролитов. В западном направлении пестроцветы замещаются серыми и темно-серыми глинами с прослоями песчаников, объединяемыми в леушинскую свиту. Мощность отложений в этом направлении снижается и для леушинской свиты составляет около 150 м. В Покурско-Елогуйском районе выделяется вартовская свита, сложенная песчаниками, алевритами и глинами общей мощностью 300—600 м. В северо-восточной части низменности отмечается значительное опесчанивание готерив-барремских слоев при некотором увеличении мощности пород. В Максимкин-Ярском и Чулымо-Енисейском районах, как уже отмечалось выше, готерив-барремские отложения представлены верхними горизонтами илекской свиты.

Аптские отложения в западных районах выделены в викуловскую свиту. В основании ее почти повсеместно залегает хорошо прослеживаемая в разрезе пачка глин мощностью до 120 м, называемая кошайской. Выше лежит толща алевролитов с прослоями глин и песчаников. Общая мощность свиты 150—290 м. Континентальным аналогом викуловской свиты на восточном склоне Приполярного Урала является северо-сосвинская свита, сложенная переслаивающейся толщей песков и алевролитов мощностью до 100 м. На восточном склоне Среднего Урала развита алапаевская свита, представленная продуктами коры выветривания пород фундамента, заполняющими отдельные карстовые воронки. По мере продвижения от центральных районов низменности на восток аптские отложения опесчаниваются и совместно с породами альба и сеномана объединяются в преимущественно песчаную покурскую свиту мощностью до 850 м. В Чулымо-Енисейском районе нижняя часть покурской свиты замещается преимущественно глинистой кийской свитой апт-альбского возраста, имеющей мощность 15—80 м. В восточном направлении она сменяется песками и алевритами с прослоями аргиллитов и углей пировской свиты такого же возраста. Мощность пировской свиты достигает 280 м. В северо-восточных районах низменности отложения апта в основном глинистые. Здесь в пределах апта и нижнего альба выделена яковлевская глинисто-алевролитовая свита мощностью свыше 500 м. На юге Омского района аптские отложения входят в состав глинистых пестроцветных пород леньковской свиты апт-сеноманского возраста. Мощность этой свиты составляет 100—150 м.

Альбские отложения выделены из пород нижнего мела только в западной половине низменности, где они известны как отло-

жения ханты-мансийской свиты. Эта свита сложена в нижних горизонтах в основном глинистыми породами, а в верхних — алевролитоглинистыми. Мощность свиты достигает 220 м. На восточных склонах Северного и Среднего Урала альбские глины входят в состав пестроцветной синарской толщи баррем-альбского возраста. В восточной и центральной частях низменности альбские отложения опесчаниваются, слагая среднюю часть описанной выше покурской свиты. На северо-востоке верхнеальбские отложения включены в состав долганской песчано-глинистой свиты альб-сеноманского возраста, общая мощность которой достигает 575 м.

Сеноманские отложения в западной части низменности сложены в основном алевроитовыми осадками с подчиненными им пластами песков и глин, объединенными в уватскую свиту. Мощность свиты достигает 200 м. На западе мощность свиты снижается и она замещается глинами мысовской свиты. В восточном направлении сеноманские отложения опесчаниваются и входят в состав покурской и долганской свит. В Чулымо-Енисейском районе они слагают нижнюю часть симоновской свиты, представленной песками мощностью 100—300 м.

Турон-палеогеновые отложения распространены почти по всей территории низменности и представлены в основном различного типа глинами, среди которых выделяются песчаные толщи и пачки различных опок локального распространения. Только в восточной части низменности глинистые породы замещены песчаными и песчано-глинистыми осадками, причем здесь на большей площади палеогеновые породы отсутствуют. Суммарная мощность турон-палеогеновых отложений достигает 900—1000 м. Из характерных, преимущественно песчаных толщ в них следует отметить: пески и песчаники славгородской свиты коньяк-кампанского возраста, развитой в Приуралье; пески ипатовской пачки коньяк-сантонского возраста, распространенной в центральных и южных районах низменности; песчаники парбигской свиты, развитой в Колпашево-Нарымском районе и имеющей возраст от альба до сантона; пески и песчаники сымской свиты коньяк-датского возраста, выделенной в юго-восточной части низменности, и др. Морские отложения турон-палеогенового возраста оканчиваются мощной толщей глин верхнего эоцена — нижнего олигоцена, развитых почти на всей территории низменности (исключая восточные районы) и выделяемых в чеганскую свиту. Мощность этой свиты доходит до 200 м. В Колпашево-Нарымском районе чеганские глины замещаются песками юрковской толщи.

Олигоценовые отложения, кроме описанных выше осадков, включенных в чеганскую свиту, представлены комплексом пород континентального происхождения. Они распространены на больших площадях в центральных районах низменности и вдоль ее границы с Казахским нагорьем. Среди этих отложений выделяется атлымский горизонт, состоящий преимущественно из песков и реже алевроитоглинистых пород. Мощность отложений атлымского горизонта доходит до 80 м. Выше лежат глины, алевроиты и пески новомихайловского горизонта, содержащие прослои бурых углей. Мощность горизонта не выходит за пределы 70—85 м. Этот горизонт перекрывается менее широко распространенными отложениями знаменского горизонта верхнеолигоценового возраста, представленными преимущественно песчано-алевритистыми осадками нередко со значительным количеством глинистых пород. Мощность горизонта достигает 90 м.

Неогеновые отложения распространены лишь в южной части низменности к югу от широтного участка р. Оби. Нижняя часть их объединена в таволжанский горизонт, сложенный в основном глинистыми породами, местами замещенными песками и алевроитами или пес-

ками с галечниками. Мощность горизонта составляет до 70 м. Средняя часть неогеновых отложений, представленная также преимущественно глинами, объединяется в павлодарский горизонт, мощность которого доходит до 50 м. В Приенисейской зоне среди пород горизонта получают значительное развитие супеси и пески с гравием и галькой. Отложения павлодарского горизонта перекрываются песчано-глинистыми осадками кустанайского горизонта (верхний плиоцен), мощность которых достигает 50 м.

Четвертичные отложения распространены по всей низменности и сложены различными генетическими группами пород. На севере низменности развиты моренные и флювиогляциальные осадки, состоящие из тяжелых суглинков, песков, галечников. В пределах Обь-Енисейского водораздела развиты также гляциально-морские и морские отложения (результат наступления моря по переуглубленным речным долинам), состоящие из супесей и суглинков с линзами песков и включениями валунно-галечникового материала. В центральных и южных частях низменности (к югу от границ оледенения) четвертичные осадки представлены супесями, суглинками и песками озерно-аллювиального и эолового генезиса. Мощность этих отложений обычно не выходит за пределы 50 м, а в Барабинской и Кулундинской степях достигает 100—150 м.

В строении Западно-Сибирской плиты выделяют три структурных этажа: геосинклинальный, парагеосинклинальный и платформенный. Первые два составляют фундамент рассматриваемой территории и состоят из допалеозойских, палеозойских и раннемезозойских пород, а последний объединяет осадки мезозоя и кайнозоя, лежащие на фундаменте, которые образуют собственно Западно-Сибирский артезианский бассейн.

Наиболее характерными структурными элементами в строении складчатого фундамента низменности являются антиклинальные и синклинальные зоны шириной обычно в несколько десятков, реже до 100—150 км. Возраст этих структурных элементов различен. Здесь нашли свое проявление все фазы складчатости, начиная с архея и кончая раннекембрийской. Особенно большая роль в создании рассматриваемых структур принадлежит герцинской складчатости. Складчатые зоны находят свое отражение в рельефе фундамента низменности, образуя валы или прогибы. Между складчатыми зонами и внутри их располагается ряд древних массивов, сложенных допалеозойскими высокометаморфизованными породами. Некоторые из этих массивов на протяжении всего палеозоя сохранили тенденцию к поднятию, другие испытали в течение этой эры значительное погружение и на них образовались крупные межгорные впадины.

Вдоль древних массивов, а также на границах разновозрастных складчатых систем и внутри их в фундаменте возникли глубинные разломы, обычно приуроченные к линиям сопряжения положительных и отрицательных структур.

Сравнительно широко распространены в фундаменте и парагеосинклинальные формации, составляющие второй структурный этаж. Они образуют передовые прогибы, продольные краевые системы, состоящие из ряда межгорных впадин, пологоскладчатые покровы и т. д. Возраст этих структур различен (от кембрия до лейаса). Как правило, образования второго структурного этажа отделяются от образований первого резким несогласием, но иногда встречаются и постепенные переходы.

В отложениях третьего структурного этажа выделяются положительные и отрицательные структуры различных порядков, носящие явные следы унаследованности. Так, почти все поднятия, зафиксированные в послепалеозойских отложениях низменности, образовались над эрозионно-тектоническими выступами в фундаменте. Большая часть

структур прослеживается снизу вверх по всему разрезу, правда с постепенным уменьшением амплитуды, и только некоторые поднятия затухают в верхних горизонтах совсем. Однако центр впадины во времени последовательно перемещался с севера на юг и с востока на запад. Это хорошо видно при сравнении положения и характера главной (субмеридиональной) оси впадины по фундаменту и в палеогеновых осадках. В настоящее время достаточно твердо установлено, что Западно-Сибирская плита развивается как единая крупная внутриплатформенная впадина, испытывающая почти непрерывное погружение в течение мезозоя и кайнозоя. Это опускание было неравномерно как во времени, так и в пространстве, что обусловило индивидуализацию внутренних положительных и отрицательных структур и фациальное разнообразие накопившихся осадочных толщ.

В третьем структурном этаже выделяется две резко отличающихся друг от друга зоны: внешняя и внутренняя. Различные части внешней зоны вошли в состав впадины в разное время (от юры до палеогена). За немногими исключениями (Приенисейская полоса низменности) в ее пределах нет осадков нижней и средней юры, а также выпадают или имеют незначительную мощность верхние горизонты разреза: на западе — верхний олигоцен и неоген, на востоке — неоген, палеоген и частично верхний мел. Общая мощность осадков в пределах рассматриваемой зоны значительно меньше, чем на остальной территории низменности, и глубина залегания фундамента не превышает 1500—2000 м. Для внешней зоны характерно резкое преобладание положительных структур над отрицательными. Площадь впадин и прогибов здесь составляет всего 15—16% от общей площади зоны. Внутренняя зона характеризуется полной осадочных пород, большой мощностью осадков и преобладающим развитием отрицательных структур, на долю которых приходится около 60% всей площади зоны.

Впадины и прогибы являются ведущими тектоническими элементами плиты. Здесь выделяется ряд депрессионных систем, характеризующихся одинаковым режимом движения и определенными фациальными особенностями разреза. Они включают в себя одну или несколько отрицательных структур первого порядка, осложненных структурами второго и более высоких порядков. Депрессионные системы отделяются друг от друга положительными структурами первого порядка, представленными группами и поясами валов и крупными сводообразными поднятиями. Геологический разрез крупных отрицательных тектонических форм заметно отличается от разреза положительных форм. Это различие проявляется в меньшей суммарной мощности отложений в пределах положительных структурных элементов за счет отсутствия нижних горизонтов мезозойских осадков.

История формирования Западно-Сибирской плиты достаточно сложна и, если ограничиться послепалеозойским временем, в кратких чертах сводится к следующему. Перед отложением юрских осадков плита находилась в состоянии относительного тектонического покоя и ее поверхность подвергалась интенсивному выветриванию. В течение всей нижней и средней юры накопление осадков шло в условиях континентального режима и только на севере низменности существовал морской бассейн. К концу средней юры море проникает на юг примерно до широт г. Барабинска. В верхнеюрское время почти вся низменность была занята морем. Только в Чулымо-Енисейском районе и в районе Приполярного Урала сохранились остатки суши. В валанжине море продвинулось еще дальше на запад и свободным от него остался лишь Чулымо-Енисейский район. Одновременно с этим увеличились и глубины моря за счет сокращения мелководных и прибрежно-морских тер-

риторий. В конце валанжина началось обмеление моря и отступление его на запад. В готериве море сохранилось лишь в западной части низменности к северу от широты г. Тюмени. В восточной части низменности наблюдалось чередование прибрежно-морских и лагунных условий, а на юге и юго-востоке — чередование лагунных и континентальных условий. В барремское время продолжается сокращение моря. Только вдоль нижнего течения р. Оби сохраняются мелководные, прибрежно-морские условия. На всей остальной территории существует лагунный и континентальный режим. В апте отмечается новое наступление моря, занявшего всю западную половину низменности. На востоке сохранялся континентальный режим. Аналогичные, в общем, условия существовали в альбе и сеномане. В туронское время море заняло большую часть низменности. Континентальные условия осадконакопления остались лишь на самом востоке и юге. Эти условия с небольшими изменениями сохранились до среднего олигоцена, когда море почти целиком ушло из пределов Западно-Сибирской низменности и на всей ее территории (в современных границах) установился континентальный режим.

Неоднократная смена условий осадконакопления привела к тому, что и в разрезе и в плане наблюдается частая смена фаций пород и Западно-Сибирская эпигерцинская плита в целом характеризуется достаточно сложным геологическим строением, в значительной мере определяющим своеобразие ее гидрогеологических условий.

ПАЛЕОЗОЙСКОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Западно-Сибирская плита в пределах описываемой территории обрамляется горно-складчатыми сооружениями Полярного и Приполярного Урала (Тюменская область) и Саяно-Алтайской системы (Томская и Новосибирская области), в составе которой выделяются Колывань-Томская складчатая зона, северо-западные отроги Салаира и небольшой выступ пород Кузнецкого Алатау. Ниже приводится краткая геологическая характеристика этих структурных элементов.

В геологическом строении Приполярного и Полярного Урала принимают участие породы от протерозойского до мезо-кайнозойского возраста включительно. В геолого-структурном отношении здесь выделяются три этажа, прослеживающихся в виде широких меридиональных полос.

Первый структурный этаж составляет осевую часть Уральского хребта и носит название Центрального антиклинория (Сирин, 1962). Он сложен метаморфическими и глубинными магматическими породами протерозойского и нижнепалеозойского возраста. По стратиграфическим соотношениям, петрографическому составу и характеру метаморфизма пород первый структурный этаж подразделяется на два подэтажа. Нижний структурный подэтаж сложен глубокометаморфизованными первичноосадочными и эффузивными образованиями протерозойско-кембрийского возраста хататинского, щучьинского и верхнесобского комплексов на Полярном Урале и шатмагинской, ошизской, пуйвинской, щекуринской, хобейнской и маньинской свит на Приполярном Урале. Породы этого подэтажа прорваны интрузиями ультраосновных, основных и кислых пород и содержат весьма скудные органические остатки.

Заметно слабее метаморфизованы породы ордовикского возраста верхнего подэтажа обейской, пайпудинской и хантейской свит на Полярном Урале и соответственно тельпосской, хыдейской и щугорской свит на Приполярном Урале. Они трансгрессивно, с большим углом несогласия лежат на породах нижнего подэтажа. Среди отложений верхнего подэтажа во многих местах обнаружена фауна ордовика.

Второй структурный этаж на восточном склоне Приполярного и Полярного Урала сложен осадочно-вулканогенными породами среднего палеозоя (от силура до нижнего карбона включительно), выполняющими огромную синклиналичную структуру, описываемую под названием Тагило-Войкарского синклинория. Среди отложений второго этажа исключительно большим развитием пользуются интрузии габбро-перидотитовой формации, залегающие, главным образом, между отложениями нижнего палеозоя первого структурного этажа и среднего палеозоя второго структурного этажа. В полосе среднепалеозойских пород широко распространены дайки диабазов и в меньшей степени — альбитофиров.

Третий структурный этаж складывается рыхлыми песчано-глинистыми типично-платформенными отложениями мезо-кайнозойского возраста, трансгрессивно лежащими на различных горизонтах среднего палеозоя второго структурного этажа. Это те же комплексы морских и континентальных юрских, меловых, палеогеновых и антропогеновых отложений, которые развиты в Западно-Сибирской низменности и охарактеризованы выше, со всеми их особенностями, фауной и флорой. Они распространены главным образом в предгорьях Урала и почти не проникают в Уральские горы (Наливкин, 1962). Среди новейших отложений эффузивные породы отмечены на Пай-Хое, а лавы кислого состава кайнотипного облика в районе р. Сев. Сосьвы (Сирин, 1962).

Тектоника и история осадконакопления в Полярном и Приполярном Урале в схеме сводится к следующему (Наливкин, 1962). В истории Уральской геосинклинали отчетливо намечаются три основные эпохи. Первая — эпоха накопления, длившаяся до среднего карбона и предшествовавшая герцинской складчатости. Вторая — эпоха основной герцинской складчатости, наиболее интенсивного превращения бассейна накопления осадков в горную область, длившаяся в течение среднего карбона — нижнего триаса. Третья — эпоха преобладания континентального режима длится от среднего триаса до настоящего времени.

Колывань-Томская складчатая зона, являющаяся частью крупной варисской геосинклиналичной системы, представляет сложное структурное сооружение, вытянутое в северо-восточном направлении. В его пределах выделяются (Матвеевская и Иванова, 1960) основной прогиб, геантиклиналичная структура и краевой прогиб. Значительная часть основного прогиба перекрыта осадками мезо-кайнозойского чехла Западно-Сибирской низменности, остальная его часть, известная как собственно Колывань-Томская дуга, служит обрамлением Западно-Сибирской низменности на этом участке. Породы, слагающие дугу, имеют в основном верхнедевонский и нижнекаменноугольный возраст. Представлены они преимущественно глинисто-сланцевой толщей. В подчиненном количестве встречаются песчаные горизонты, мергелистые разности и известняки, иногда прослойки сидерита и маломощные (до 0,3 м) пласты графитизированного угля. Породы собраны в основном в крутые, иногда пологие складки в среднем северо-восточного простирания, разбиты дизъюнктивными нарушениями различной ориентировки и масштаба и рассечены многочисленными дайками основных и реже кислых пород. Толща прорвана интрузией гранитов, выходящих на поверхность, тела которых вытянуты цепочкой вдоль р. Оби от г. Новосибирска почти до сел. Вороново. Граниты испытали интенсивное сжатие, местами они гнейсированы, раздроблены, содержат дайки кислых и основных пород.

Геантиклиналичная структура протягивается неширокой полосой вдоль юго-восточной границы основного прогиба. Состоит она из ряда сменяющих друг друга антиклиналей (Буготакская, Митрофановская, Ордынская). Основное место в строении этой структуры занимают по-

роды кембрия. Девон развит не повсеместно, а отложения ордовика и силура здесь не установлены. Представлен кембрий сложным комплексом различных метаморфических сланцев, кварцитами, конгломератами, мраморизованными известняками и эффузивами преимущественно порфиритового ряда. Породы собраны в крутые складки и рассечены большим количеством разнообразных по составу и возрасту даек и силлообразных тел габброидного состава. Местами на породах кембрия лежат среднедевонские образования, сложенные в нижних горизонтах преимущественно эффузивной толщей, а в верхних частях — известняками, сланцами и песчаниками. Кое-где на среднем девоне сохранились песчаники, сланцы и известняки верхнего девона и нижнего карбона. Породы девона собраны в сравнительно пологие складки, рассланцованы и рассечены значительным количеством дизъюнктивных нарушений.

К юго-востоку от геосинклинальной структуры располагается область краевого прогиба. В пределах этой области А. Л. Матвеевская выделяет продольные прогибы (Ельцовский, Горловский, Ташминский) и поперечный, к которому она относит Кузнецкий бассейн. Геологическое строение отдельных структурных элементов краевого прогиба в общем одинаково. Северо-западная часть Кузбасса сложена породами всех трех отделов девона, нижнего карбона и угленосными отложениями верхнего палеозоя. В северо-западном углу бассейна, к западу от г. Ленинск-Кузнецкого, на угленосных отложениях лежат породы юры, мела и нижнего палеогена. В строении продольных прогибов принимают участие породы среднего и нижнего девона, нижнего карбона и верхнепалеозойские угленосные отложения. Девонские и нижнекаменноугольные толщи представлены песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. В нижних частях разреза преобладают эффузивы. Угленосные отложения в основном состоят из песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В тектоническом отношении продольные прогибы являются более или менее сложными синклиниями, имеющими значительную протяженность при сравнительно небольшой ширине. Наиболее простое строение и наименьшую величину имеет Ельцовский прогиб. Северо-западная окраина Кузнецкого прогиба представляет вытянутую в северо-восточном направлении асимметричную структуру, постепенно погружающуюся на юго-восток. Породы краевого прогиба разбиты дизъюнктивными нарушениями. Простирание основных нарушений совпадает с направлением оси краевого прогиба, имея в общем северо-восточную ориентировку. На палеозойские породы Колывань-Томской складчатой зоны с запада, северо-запада и севера со стороны Западно-Сибирской низменности налегают песчано-глинистые осадки палеогена и неогена. Отдельные редкие пятна пород неогена встречаются, кроме того, и во внутренних частях складчатой зоны. Водораздельные пространства зоны перекрыты мощным чехлом существенно глинистых отложений четвертичного возраста. Долины рек заполнены аллювиальными отложениями, среди которых заметно преобладают глинистые и тонкопесчаные разности пород.

Северо-западная оконечность Салаира сложена ниже- и среднепалеозойскими эффузивно-осадочными, терригенными и известняковыми породами, собранными в складки преимущественно северо-восточного простирания. Породы интенсивно рассланцованы, разбиты многочисленными дизъюнктивами и прорваны дайками и более или менее крупными телами кислых и основных интрузий. Обнажающийся в пределах Томской области небольшой островок пород Кузнецкого Алатау слагают высокометаморфизованные образования предположительно протерозойского и кембрийского возраста, представленные различными кристалли-

ческими сланцами и кварцитами (протерозой), метаморфическими и глинистыми сланцами, туфами и известняками (кембрий). Четвертичные отложения, перекрывающие палеозойские породы Салаира и Кузнецкого Алатау, представлены делювиальными суглинками на водоразделах и аллювием в долинах мелких рек, протекающих в этих районах.

АРКТИЧЕСКИЕ ОСТРОВА

Геологические исследования на территории рассматриваемых островов были начаты после 50-х годов нашего столетия. Более ранние исследования носили общегеографический характер, а геологическое строение освещалось попутно.

Исследованиями Ю. Н. Кулакова, Значко-Яворского и др. установлено, что вся прибрежная часть территории суши и островов Белого, Шокальского, Оленьего, Сибирякова и других сложена с поверхности четвертичными отложениями, перекрывающими мощную толщу пород мела. Только на западе побережья п-ва Оленьего верхнемеловые отложения выступают на поверхность.

Геофизическая разведка и буровые работы на Яковлевской структуре и в устьевой части р. Таз показали, что палеозойский фундамент в Прикарской части Западно-Сибирской низменности и на рассматриваемых островах залегает на глубинах около 3000—4000 м. Мощность пород мезозойского комплекса увеличивается по мере продвижения с запада на восток. На островах и в континентальной части Западно-Сибирской низменности породы этого возраста лежат преимущественно ниже уровня моря и ниже уровня современного эрозионного вреза рек. Исключением является, как уже было отмечено выше, западная часть п-ва Оленьего, острова, расположенные западнее и восточнее рассматриваемой территории. Там породы мезозоя и палеозоя залегают у самой поверхности.

Мощность толщи четвертичных отложений на рассматриваемых островах не установлена.

Процесс накопления мощной толщи юрских и меловых осадков начинается с погружения значительной части суши, расположенной между горами Пай-Хой и Урал на западе, Средне-Сибирским плоскогорьем и горным массивом Бырранга на востоке. Нижнеюрские отложения ложатся преимущественно на размытую поверхность пород триаса, а местами и более древних пород. Судя по разрезам скважин, вскрывшим на территории Западно-Сибирской низменности юрские, меловые и более древние отложения, процесс осадконакопления был весьма продолжительным, а погружения и вздымания суши сопровождались большими разрывными нарушениями у подножия Уральских гор, западного края Средне-Сибирского плоскогорья и гор Бырранга. Вся мощная толща пород юры и мела представлена преимущественно рыхлыми песчано-глинистыми отложениями морских эпиконтинентальных бассейнов и субаэральных низменных равнин. В лагунах и прибрежной части с небольшими глубинами происходило накапливание растительных остатков с последующим захоронением их и формированием каменных углей, газа и нефти.

Скважинами, пробуренными в Усть-Енисейском районе, были вскрыты:

- 1) волжский ярус — чередование глин и алевролитов,
- 2) кимеридж — глина, алевроит, алевролит;
- 3) келловей + оксфорд — песчаник, алевроит и известковистые песчаники;
- 4) бат — песчаник с прослоями угля и глин;

- 5) байос — глина, аргиллит, алевроит и песчаник;
- 6) аален — чередование песчаников, глин, аргиллитов, алевролитов и прослоев угля;
- 7) лейас — песчаник, известковый песчаник, алевроит, глина, конгломерат с прослойками аргиллита и алевролита; в нижней части разреза — аргиллит, песчаник-конгломерат и алевролит.

Мощность всей этой толщи пород достигает 1000—1500 м и более. Породы мела, согласно перекрывающие мощную толщу отложений юры, занимают огромную площадь материка и рассматриваемых островов.

В Усть-Енисейском районе мощная толща мела — от турона до нижнего валанжина представлена преимущественно песками, суглинками и глинами.

На территории Малохетско-Точинской антиклинали Усть-Енисейского района эта толща отнесена к угленосным отложениям апт-альба. В пачке континентальных отложений, представленных плохо отсортированными песками с косою слоистостью, подчиненное значение имеют глинистые прослои и линзы песчаников с известковистым цементом. По разрезу этой толщи встречаются многочисленные включения обуглившегося растительного детрита, а в нижней и верхней частях толщи — два-три выклинивающихся прослоя угля мощностью до 2—3 м.

Континентальные отложения представлены плохо отсортированными песками с косою слоистостью. Конгломераты встречаются тонкими прослойками, указывающими на непродолжительность времени их накопления. В мелководных бассейнах и лагунах формировались песчаники с известковистым цементом и обуглившиеся остатки детрита. Прослойки конгломерата на Малохетской структуре А. В. Щербаков относит к верхам размытой поверхности пород валанжина. Мощность всей угленосной толщи на этом участке оценивается в 300 м. Такая же, по-видимому, толща пород мела будет иметь место и на рассматриваемых островах.

Глинистые прослои, формирование которых происходило преимущественно в глубоководной части моря, по-видимому, имеют локальный характер распространения. На этих участках они являются водоупорным горизонтом и вполне благоприятным фактором для сохранения залежей газа и нефти и наличия высоконапорных вод, если залегания всей этой толщи пород не подверглись позднейшим тектоническим нарушениям. В наше время наличие таких нарушений фиксируется разгрузкой подземных вод и газа в зоне развития сквозных таликов под водоемами и в придонной части Енисея в районе Усть-Енисейского порта.

Третичные отложения в прибрежной части Карского моря и на островах до настоящего времени изучены очень слабо вследствие плохой обнаженности и мощной толщи перекрывающих их четвертичных отложений. Последние представлены морскими, озерными, речными, пролювиально-делювиально-эллювиальными и ледниковыми отложениями. Преимущественно это пески, супеси и суглинки, реже ледниковые галечники с валунами и глинистым цементом. Последние, по-видимому, залегают преимущественно на размытой поверхности третичных и меловых отложений. Общая мощность всей толщи четвертичных отложений достигает 200 м, а местами не превышает 50 м.

Изучения дна Карского моря геологами НИИГА дают основание полагать, что прибрежные острова (Белый, Шокальского, Олений, Сибирякова и др.) являются останцами эродированной поверхности шельфа, захороненного под водами моря в плейстоцене и позднее.



ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

Западно-Сибирский артезианский бассейн является одним из наиболее крупных аккумуляторов подземных вод нашей планеты.

В вертикальном разрезе бассейна выделяется пять характерных в гидрогеологическом отношении комплексов пород (гидрогеологических комплексов), прослеживающихся на большей части территории бассейна (прилож. 2). Каждый из выделенных комплексов состоит из ряда водоносных и водоупорных горизонтов, находящихся между собой в различных, но вполне определенных для каждого комплекса взаимоотношениях, определяющих гидрогеологический облик комплекса. Комплексы эти отличаются и другими гидрогеологическими параметрами, такими как величина водопроницаемости, условия питания и циркуляции, состав и минерализация подземных вод, состав газов и пр.

Первый гидрогеологический комплекс объединяет песчано-алевритистые и глинистые отложения антропогенного и неоген-олигоценного возраста (индексация стратиграфических подразделений, встречающихся в первом и втором комплексах, приведена в табл. 4).

В гидродинамическом отношении комплекс представляет единую водонасыщенную толщу, грунтовые и межпластовые воды которой тесно гидравлически связаны между собой (прилож. 3).

Второй гидрогеологический комплекс включает осадки турон-нижне-олигоценного возраста, представленные на большей части территории бассейна в основном глинами, аргиллитами и алевролитами с подчиненными водоносными горизонтами и слоями песков, песчаников и опок. В гидрогеологическом отношении комплекс может рассматриваться как региональный водоупор, развитый на большей части территории бассейна. Этот комплекс делит весь разрез артезианского бассейна на два резко различных по своим гидрогеологическим особенностям этажа. Первый и второй гидрогеологические комплексы образуют верхний гидрогеологический этаж, который характеризуется свободным, а в нижних частях затрудненным и редко весьма затрудненным водообменом. В его пределах большей частью развиты пресные и слабосоленоватые воды, реже солоноватые и соленые воды. Воды наиболее высокой минерализации вплоть до рассолов встречаются в первом этаже как в нижних, так и в самых верхних горизонтах, лишь в зоне аридного климата. Растворенные газы — преимущественно азотные и метаново-азотные, степень газонасыщенности вод невысокая. На режим, питание и циркуляцию вод, наряду с геологическим строением, очень существенное влияние оказывают геоморфологические и климатические факторы.

Отложения третьего, четвертого и пятого комплексов слагают нижний гидрогеологический этаж. Заключенные в нем подземные воды находятся, как правило, в обстановке затрудненного, весьма затруднен-

Таблица 4

**Индексация стратиграфических подразделений
кайнозойских и мезозойских отложений I гидрогеологического этажа
Западно-Сибирского артезианского бассейна, встречающихся в тексте**

Индекс геологического возраста	Название горизонтов, свит (подсвит) и террас	Индекс геологического возраста	Название горизонтов, свит (подсвит) и террас
Q ₄	Пойменная терраса	N ₁₋₂ <i>pu</i>	Павлодарская свита (го- ризонт)
Q ₃ I	Первая надпойменная терраса	N ₁ <i>tu</i>	Таволжанская свита (го- ризонт)
Q ₃ II	Вторая надпойменная терраса	N <i>br</i>	Бурлинская серия
Q ₃ III	Третья надпойменная терраса	Pg ₃ <i>zn</i>	Знаменская свита (гори- зонт)
Q ₃ <i>zr</i>	Зырянская свита (гори- зонт)	Pg ₃ <i>trl</i>	Туртасская свита
Q ₃ <i>kz</i>	Казанцевская свита (го- ризонт)	Pg ₃ <i>blt</i>	Болотинская свита
Q ₂₋₃ <i>krs</i>	Карасукская свита	Pg ₃ <i>nm</i>	Новомихайловская свита (горизонт)
Q ₂₋₃ <i>ks</i>	Касмалинская свита	Pg ₃ <i>bl</i>	Бельская свита
Q ₂ <i>sh</i>	Салехардская свита	Pg ₃ <i>at</i>	Алтымская свита (гори- зонт)
Q ₂ <i>tz</i>	Тазовская свита	Pg ₂₋₃ <i>jur</i>	Юрковская толща
Q ₂ <i>ts</i>	Тазовско санчутковский горизонт	Pg ₂₋₃ <i>cg</i>	Чеганская свита (гори- зонт)
Q ₂ <i>mš</i>	Мессовско ширтинский горизонт	Pg ₂ <i>ll</i>	Люлинворская свита (горизонт)
Q ₂ <i>sm</i>	Самаровская свита (го- ризонт)	Pg ₂ <i>kk</i>	Кусковская свита
Q ₂ <i>kzm</i>	Казымская свита	Pg ₁ <i>tl</i>	Талицкая свита (гори- зонт)
Q ₂ <i>tb</i>	Тобольская свита (гори- зонт)	Cr ₂ <i>gn</i>	Ганькинская свита (го- ризонт)
Q ₂ <i>lr</i>	Ларьякская свита	Cr ₂ <i>br</i>	Березовская свита (го- ризонт)
Q ₂ <i>slđ</i>	Сладковская свита	Cr ₂ <i>sl</i>	Славгородская свита
Q ₂ IV	Четвертая надпойменная терраса	Cr ₂ <i>ip</i>	Ипатовская свита (пач- ка)
Q ₂ <i>krd</i>	Краснодубровская свита	Cr ₂ <i>sms</i>	Сымская свита
Q ₂ <i>fd</i>	Федосовская свита	Cr ₂ <i>kz</i>	Кузнецовская свита (го- ризонт)
Q ₁₋₂ <i>kl</i>	Кулундинская свита	Cr ₂ <i>smn</i>	Симоновская свита
Q ₁₋₂ <i>cn</i>	Чановская свита	Cr ₁₋₂ <i>prb</i>	Паргибская свита
Q ₁ <i>pl</i>	Полуйская свита	Cr ₁ <i>h—b</i>	Готерив барремские от- ложения
Q ₁ <i>dm</i>	Демьянская свита (гори- зонт)	Cr ₁ <i>ks</i>	Кийская свита
Q ₁ <i>aq</i>	Доледниковый горизонт	Cr ₁ <i>kls</i>	Княлинская свита
N ₂ —Q ₁ <i>kč</i>	Кочковская свита		
N ₂ <i>ks</i>	Кустанайская свита (го- ризонт)		

ного, а местами и почти застойного режима. Для них, в общем (исключая прибортовые территории) характерны высокая минерализация от солоноватых вод до слабых рассолов, повышенная концентрация микрокомпонентов, преимущественно метановый состав газов и высокая газонасыщенность. На формирование вод нижнего этажа основное влияние оказывают гидродинамические и геолого-фациальные факторы. В пределах этого этажа на значительных площадях, по-видимому, сохранились седиментационные воды.

Третий гидрогеологический комплекс сложен осадками сеноманского, альбского и аптского возраста. Он отличается от выше- и ниже-лежащих комплексов заметным преобладанием песчаных отложений, наиболее выдержанными и мощными водоносными горизонтами с высокими напорами вод, обуславливающими большей частью фонтанирование скважин и значительные их дебиты.

Четвертый гидрогеологический комплекс представлен отложениями баррем-готеривского и валанжинского возраста. Для комплекса характерно чередование водоносных толщ и горизонтов с водоупорными глинистыми слоями. Соотношение между песчаными и глинистыми породами в различных районах различно.

Пятый гидрогеологический комплекс объединяет осадки юрского возраста, а также обводненные породы верхней части доюрского фундамента. Для комплекса характерны низкая пористость и невысокая проницаемость отложений, что обуславливает незначительные дебиты скважин, несмотря на преимущественно песчаный состав осадков. Только водоносные горизонты комплекса, сложенные песчаниками вогулгинской и барабинской пачек, а также породы прибортовой полосы на востоке низменности и отложения татарской свиты отличаются повышенной проницаемостью, обуславливающей сравнительно высокие дебиты скважин.

ВЕРХНИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАЖ

ПЕРВЫЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Не останавливаясь на хорошо известных принципах гидрогеологического районирования, высказанных различными авторами, отметим, что мы считаем необходимым в условиях Западно-Сибирского артезианского бассейна раздельно районировать подземные воды верхнего и нижнего гидрогеологических этажей. В то же время для верхнего этажа целесообразно выделять единые гидрогеологические районы как для грунтовых, так и для межпластовых напорных вод. Так, в пределах первого комплекса отчетливо выделяются участки поверхности и недр земли, в которых происходит питание, накопление и разгрузка подземных вод.

Эти районы мы именуем бассейнами стока подземных вод. Граница между бассейнами определяется положениями гидрогеологических водоразделов, причем значительную роль в определении границ первого порядка играют рельеф и климат. Включение области питания и накопления подземных вод в один бассейн дает необходимую основу для подсчета естественных ресурсов подземных вод.

В верхней части разреза первого гидрогеологического комплекса располагается гидродинамическая зона интенсивного водообмена подземных вод. Эта зона охватывает безнапорные и напорные воды олигоцен-четвертичных отложений, находящиеся в сфере влияния эрозионного вреза местной гидрографической сети и воздействия современных климатических факторов. Подземные воды этой зоны имеют непосредственную связь с реками, озерами и атмосферой. На их условия залегания, распространение, динамику, режим, формирование химического состава и ресурсы основное влияние оказывают современные физико-географические факторы.

Межпластовые напорные воды первого комплекса, залегающие на значительной глубине, где значение эрозионного вреза уменьшается, имеют затрудненный водообмен. Для них характерна ограниченная связь с гидросферой и атмосферой через зону свободного водообмена, а также по долинам крупных рек и в глубоких озерных котловинах. На отдельных наиболее погруженных участках, по-видимому, даже в первом комплексе, циркуляция подземных вод и связь их с гидросетью затруднена.

Сток подземных вод первых двух гидродинамических зон, практически охватывающих весь разрез первого комплекса, направлен в сторону наиболее крупных и глубоко врезанных долин рек и озерных впадин.

интенсивно дренирующих олигоцен-четвертичные отложения. Более мелкие реки и озера дренируют лишь самую верхнюю часть водоносных отложений, обуславливая местное направление движения подземных вод.

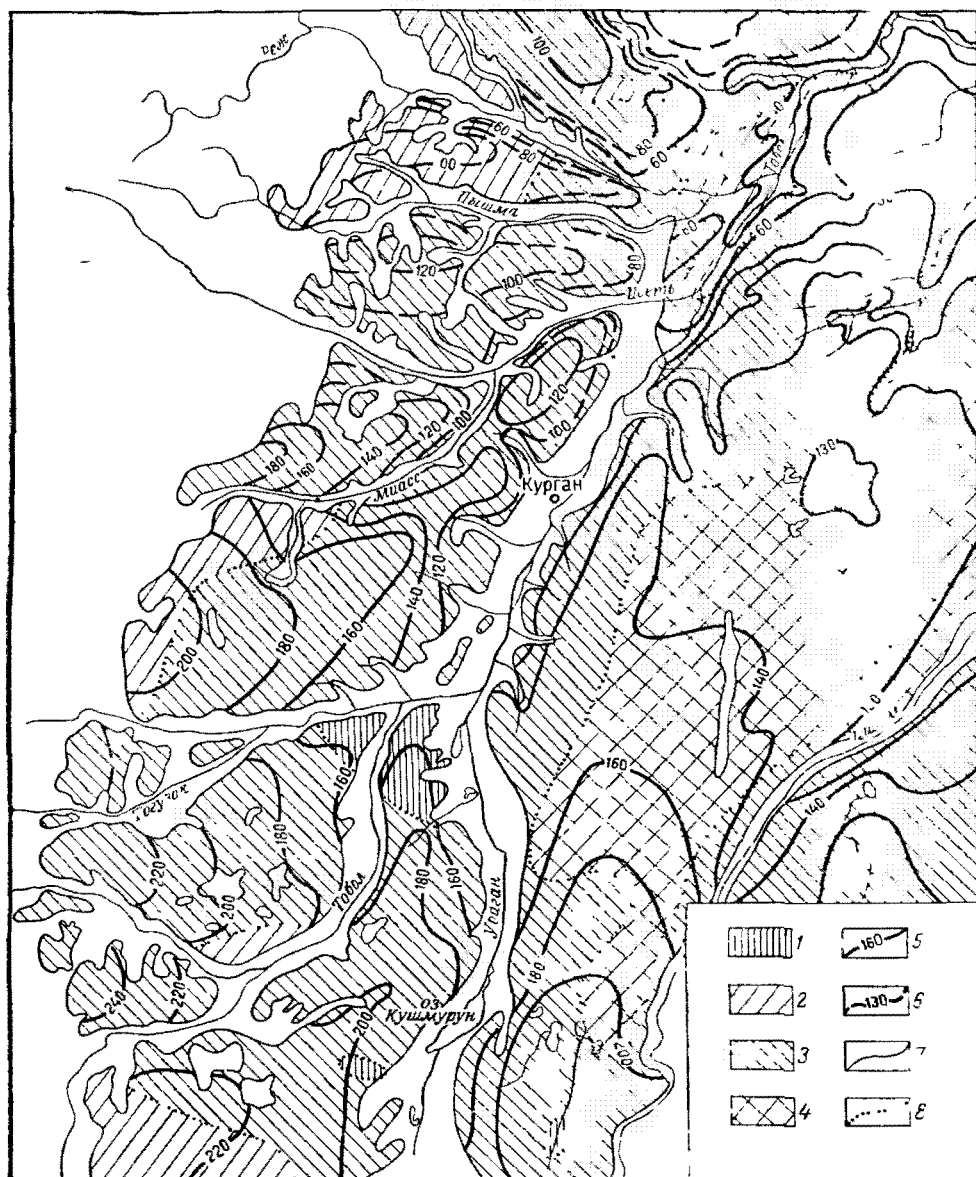


Рис. 6. Схематическая карта водообильности средне-верхнеолигоценых отложений юго-западной части Западно-Сибирского артезианского бассейна (составили Л. Г. Учителева, Ю. К. Смоленцев, В. А. Мингалева)

Преобладающие удельные дебиты скважин, л/сек-м 1 — >1 , 2 — $0,5-0,1$, 3 — $0,1-0,01$, 4 — $0,01-0,001$
 Пьезоизогипсы, их абс. отм., м 5 — установленные, 6 — предполагаемые, 7 — граница распространения водовещающих отложений, 8 — граница между отложениями с разной водообильностью

Как уже отмечалось выше, границы бассейнов определяются положением водоразделов, обуславливающих направление стока подземных вод в пределах зон свободного и затрудненного водообмена. При очень пологом залегании пород и равнинном рельефе дневной поверхности,

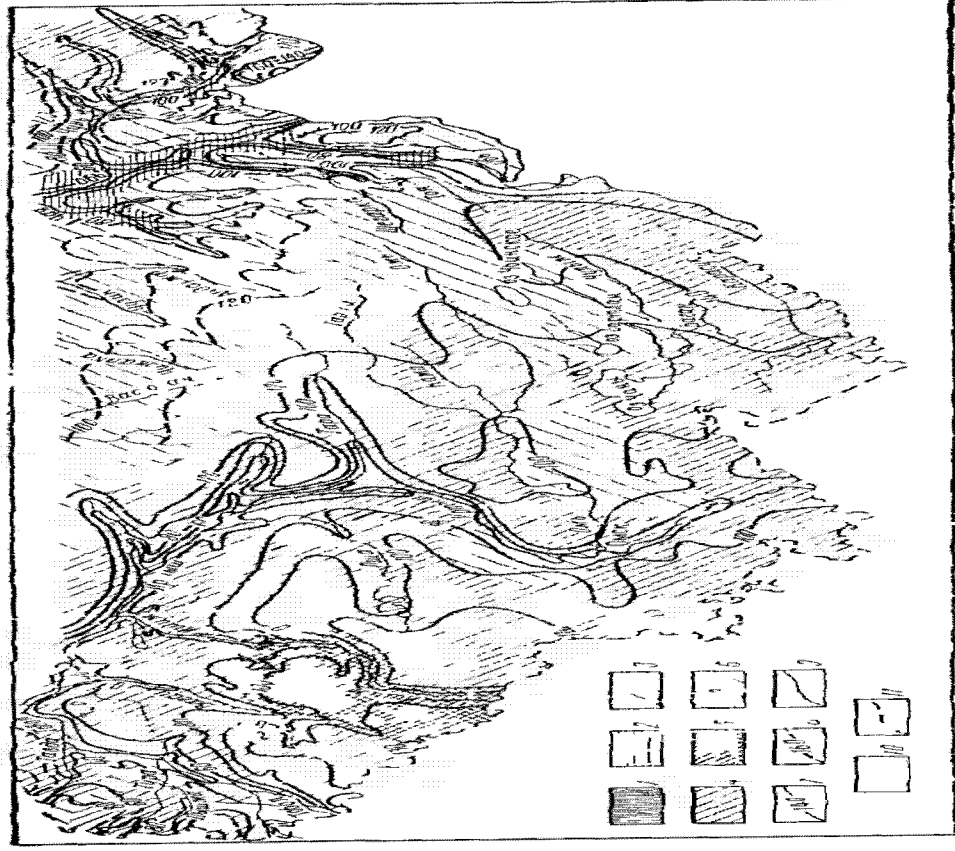


Рис. 1. Семантика карты corroborated в нескольких средне-вербальных отомов; левый лист Запад-Северного отомов; правый лист в пределах Томской, Омской, Новосибирской и Томской областей (составил Ю. К. Соловьев, Е. В. Мухомов, А. Н. Жуков, В. А. Мигунов)

[illegible]

принципиально (иногда) вводит различия между теми, кто имеет право на участие в выборах, и теми, кто имеет право на участие в выборах.

характерном для Западно-Сибирской низменности, как показали построенные нами карты гидро- и пьезоизогипс (рис. 6, 7, 8, 9, 10), а также карты И. В. Гармонова и др. (1961), Е. В. Михайловой и др. (1963), водоразделы подземных вод практически совпадают с водоразделами рек. В таких условиях выделение бассейнов стока подземных вод можно производить по бассейнам стока рек.

В соответствии с изложенными принципами районирования первый гидрогеологический комплекс Западно-Сибирского артезианского бас-

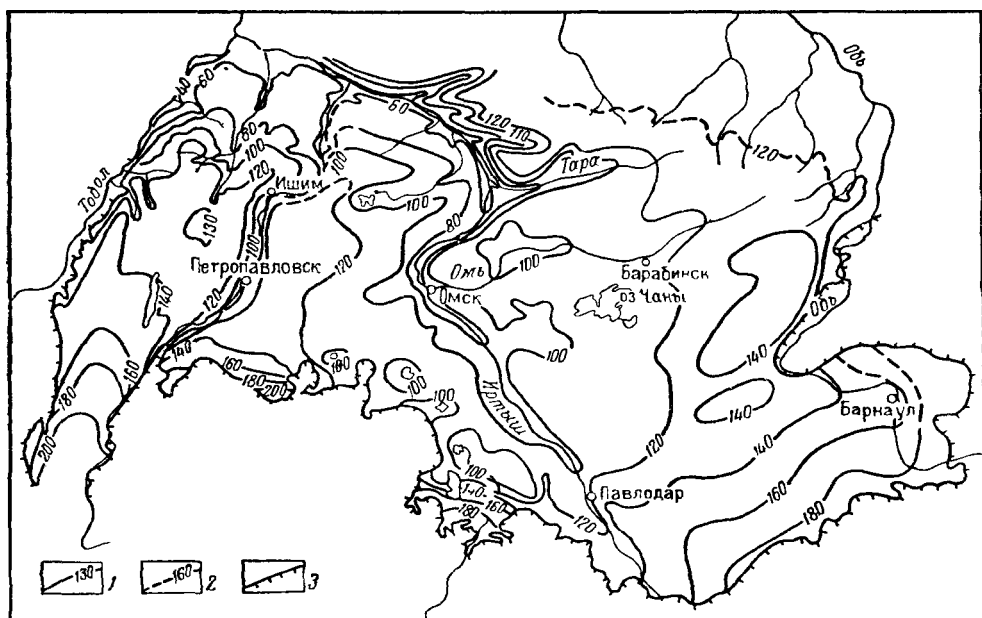
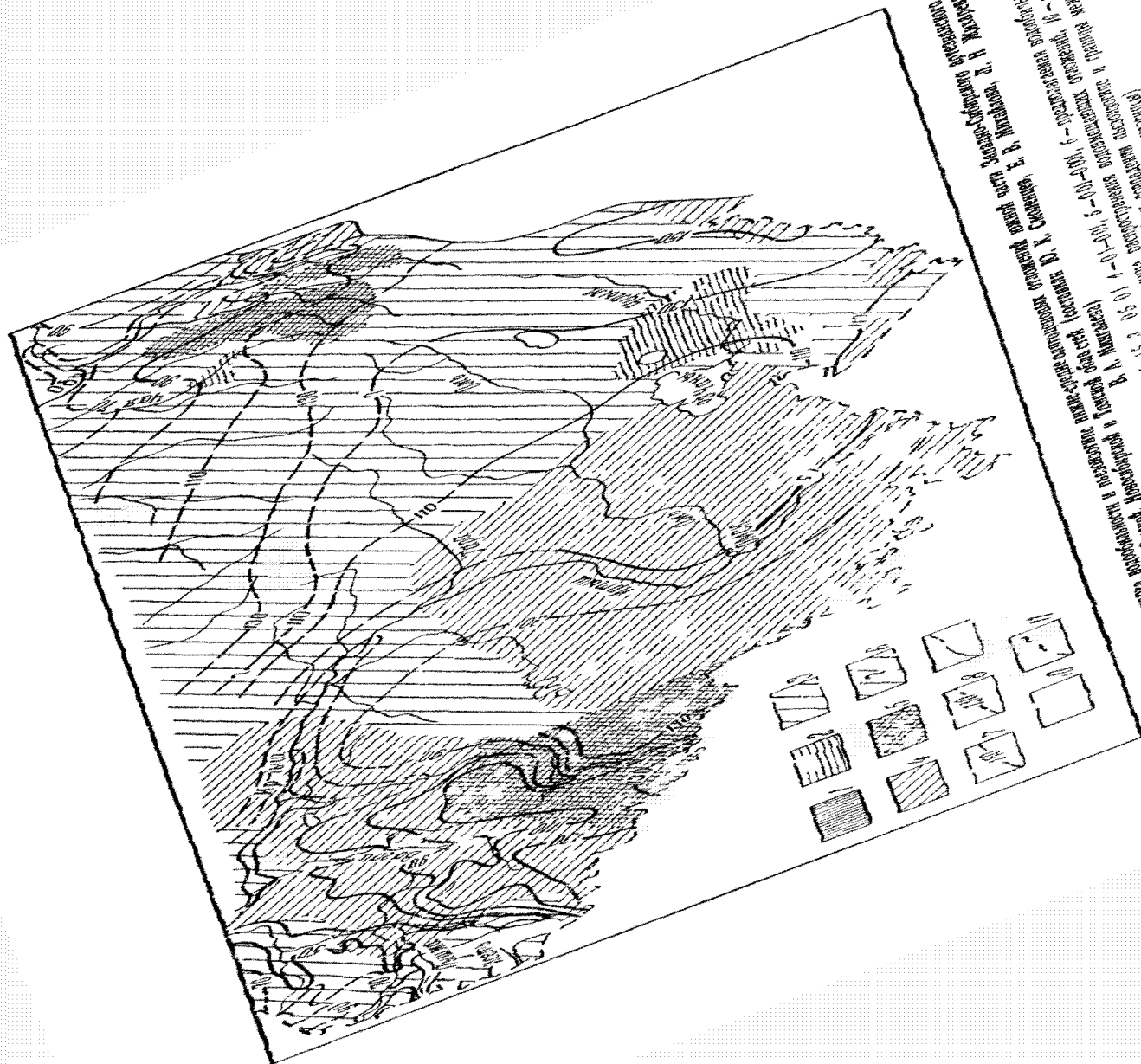


Рис. 8. Схематическая карта пьезометрической поверхности подземных вод средне-верхнеолигоценовых отложений юго-юго-восточной части Западно-Сибирского артезианского бассейна (составили Е. В. Михайлова, Л. Г. Учителева, Ю. К. Смоленцев, Л. Н. Жихарева, В. А. Мингалева)
1 — пьезоизогипсы установленные их абс. отн., м., 2 — то же предполагаемые, 3 — граница распространения водовмещающих отложений

сейна подразделяется В. А. Нуднером и Ю. К. Смоленцевым на ряд гидрогеологических районов второго порядка — бассейнов стока подземных вод, каждый из которых в свою очередь может быть подразделен на бассейны низшего порядка, дренируемые более мелкими реками.

Особенности гидрогеологии, рельефа, климата, гидрографии и многолетней мерзлоты на территории Западно-Сибирской низменности позволяют выделить две крупные группы бассейнов стока подземных вод: А — северную и Б — южную (см. прилож. 1). Граница между ними проведена по возвышенности Сибирские Увалы, протягивающейся в широтном направлении и определяющей направление стока поверхностных и подземных вод в сторону Северной и Южной котловин. Она почти совпадает с границей распространения многолетней мерзлоты.

Северная группа включает в себя пять бассейнов (см. прилож. 1): Нижне-Обский — А₁, Тазовский — А₂, Нижне-Енисейский — А₃, Прикарский — А₄, Гыданский — А₅. В южной группе выделяется также пять бассейнов: Тобольский — Б₁, Средне-Обский — Б₂, Средне-Енисейский — Б₃, Иртышский — Б₄ и Верхне-Обский — Б₅.



Восточная часть Кавказа, в том числе и Кавказские горы, представляет собой сложную геологическую структуру, состоящую из различных геологических образований, имеющих разное происхождение и возраст. Восточная часть Кавказа, в том числе и Кавказские горы, представляет собой сложную геологическую структуру, состоящую из различных геологических образований, имеющих разное происхождение и возраст.

Восточная часть Кавказа, в том числе и Кавказские горы, представляет собой сложную геологическую структуру, состоящую из различных геологических образований, имеющих разное происхождение и возраст. Восточная часть Кавказа, в том числе и Кавказские горы, представляет собой сложную геологическую структуру, состоящую из различных геологических образований, имеющих разное происхождение и возраст.

Восточная часть Кавказа, в том числе и Кавказские горы, представляет собой сложную геологическую структуру, состоящую из различных геологических образований, имеющих разное происхождение и возраст. Восточная часть Кавказа, в том числе и Кавказские горы, представляет собой сложную геологическую структуру, состоящую из различных геологических образований, имеющих разное происхождение и возраст.

Северная группа бассейнов

Подземные воды первого гидрогеологического комплекса в северной части Западно-Сибирской низменности исследованы крайне недостаточно. Изучением их эпизодически занимались различные организации при проведении съемочных, поисково-разведочных и инженерно-геологических исследований. Разрозненные данные имеются в основном по Нижне-Обскому, Тазовскому и Нижне-Енисейскому бассейнам. Подземные воды Прикарского и Гыданского бассейнов, а также на островах Карского моря практически не изучены.

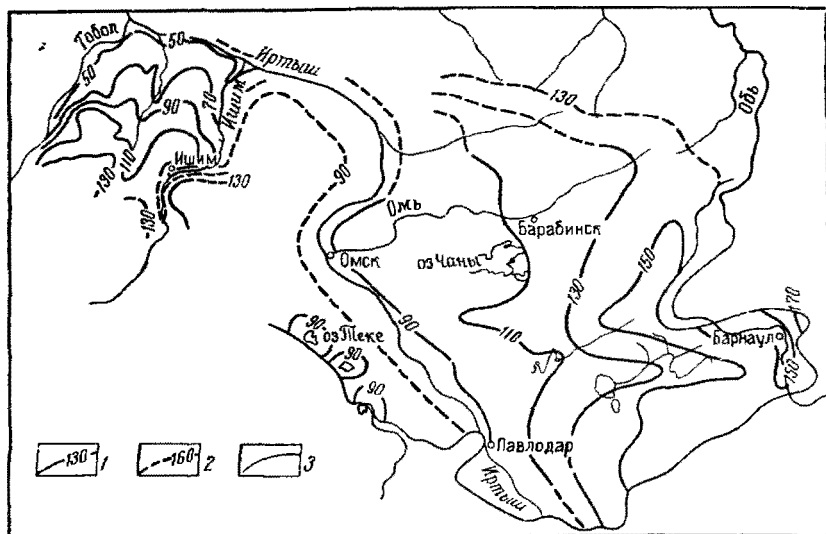


Рис. 10. Схематическая карта пьезометрической поверхности подземных вод юго-восточной части Западно-Сибирского бассейна (составили Е. В. Михайлова, Л. Н. Жихарева, Ю. К. Смоленцев, В. А. Мингалев)

1 - пьезоизогипсы установленные, их абс. отм., м., 2 - то же, предполагаемые, 3 - граница распространения водовмещающих отложений

Отличительной особенностью северной группы бассейнов является то, что они расположены в пределах зоны развития многолетнемерзлых пород. Характер распространения многолетней мерзлоты наряду с другими физико-географическими факторами определяет гидрогеологическую специфику каждого из бассейнов.

Нижне-Обский бассейн (А₁)

На территории Нижне-Обского бассейна отложения первого комплекса представлены мощной толщей супесчано-суглинистых, песчаных и гравийно-галечниковых четвертичных отложений различного генезиса. На юго-востоке бассейна в этот комплекс включаются отложения континентального олигоцена. Мощность отложений колеблется от нескольких метров вблизи палеозойского обрамления до 300 м в пределах древних погребенных долин. На большей площади распространения олигоцен-четвертичных пород первого комплекса в их основании залегают глинистые отложения турон-олигоценного возраста. Только вдоль палеозойского обрамления отложения первого комплекса лежат на нижнемеловых и верхнеюрских породах.

Северная часть Нижне-Обского бассейна располагается в пределах преимущественно сплошного распространения многолетнемерзлых пород (пояс I_1^1), охватывающих весь разрез первого комплекса. Подземные воды здесь на большей части территории находятся в твердой фазе за исключением участков меж- и надмерзлотных таликов, приуроченных главным образом к залесенным долинам рек, озерным котловинам и снегозаносимым участкам. Южная часть бассейна находится в зоне преимущественно двухслойного строения многолетней мерзлоты (пояс I_2^1). На этой территории объем жидкой фазы подземных вод в Нижне-Обском бассейне значительно возрастает за счет таликов между верхним и нижним слоями многолетнемерзлых пород и вод, залегающих ниже подошвы мерзлой толщи. В ряде случаев отложения комплекса и подземные воды в них и в южной части бассейна проморожены на всю мощность.

В пределах бассейна, главным образом в толще четвертичных отложений, широким развитием пользуются надмерзлотные воды сезонно-протаивающего слоя, а также надмерзлотных таликов. Мощность зоны сезонного оттаивания мерзлоты, как уже отмечалось, составляет 0,2—3,5 м. Характерной особенностью деятельного слоя является его значительная увлажненность и увеличение содержания влаги к основанию слоя или к верхней границе многолетней мерзлоты, являющейся водупорной поверхностью. Это явление наблюдалось при проходке горных выработок, когда над кровлей многолетнемерзлых пород вскрывались глинистые мелкозернистые пески, как правило, находившиеся в плавунном состоянии, или переувлажненные разжиженные и текучие суглинки.

Переувлажнение деятельного слоя связано с летним оттаиванием сезонной мерзлоты, инфильтрацией слабоиспаряющихся атмосферных осадков и слабым дренажом отложений. Все это приводит к заболачиванию обширных пространств. Уменьшение увлажненности деятельного слоя наблюдается лишь на хорошо дренируемых бровках террас и склонах речных долин, а также на вершинах гряд и бугров, сложенных песками. По мере заморзания надмерзлотных вод водоносный горизонт сначала становится напорным, а затем промерзает полностью или частично. Характерной особенностью вод деятельного слоя является очень низкая минерализация, большое содержание гумусовых кислот, а также ежегодная смена твердой и жидкой фаз.

Надмерзлотные воды, находящиеся глубже деятельного слоя, в таликах под речными руслами, озерами и снегозаносимыми участками имеют более постоянный состав и температуру, чем воды деятельного слоя. Мощность надмерзлотных таликов достигает 20 м и более. Зачастую под руслами рек и озерами располагаются сквозные талики (рис. 11). Подрусловые воды сквозных таликов являются связующим звеном подмерзлотных вод с надмерзлотными и поверхностными водами. Так же как и в деятельном слое, в постоянных надмерзлотных таликах при сезонном промораживании возникает временный напор подземных вод. Иногда встречается постоянный напор, обусловленный наличием глинистых отложений в кровле надмерзлотных вод.

Надмерзлотные воды и воды сквозных таликов, приуроченные к рыхлым аллювиальным разнородным пескам и гравелисто-галечниковым отложениям и тесно связанные с речными водами, обладают значительными ресурсами.

Воды деятельного слоя и надмерзлотных таликов вскрыты рядом скважин Желдорпроекта, Гидропроекта и других организаций в районе г. Салехарда и по трассе ж. д. Салехард — Игарка на глубине от 1 до 50 м. Дебиты скважин, вскрывших воды надмерзлотного талика в г. Салехарде, сложенного тонкозернистым песком мощностью 25—30 м, со-

ставили 4,4—5,0 л/сек при понижениях уровня на 5,0—3,1 м, удельные дебиты скважин 0,9—1,5 л/сек·м. Некоторые скважины вскрыли практически безводные талики. Статический уровень надмерзлотных вод обычно устанавливается на глубине нескольких метров от поверхности.

Так как подрусловой поток перемещается вслед за руслом реки, в долинах рек встречаются остаточные талики на тех участках, которые ранее находились под руслом. Эти талики, например, были обнаружены в процессе бурения скважин в долине р. Оби в районе г. Салехарда. С надмерзлотными водами связано образование бугров пучения и наледей.

Выходы надмерзлотных вод на поверхность в виде малodeбитных родников наблюдаются в долинах рек; функционируют они в основном летом.

Кроме надмерзлотных вод, в пределах Нижне-Обского бассейна, особенно в его южной части, распространены меж- и подмерзлотные воды. Эти воды, залегающие в тонко- и мелкозернистых песках четвертичного возраста, вскрыты рядом скважин на мысе Каменном, в районе г. Салехарда, вблизи устья р. Ныда и по трассе ж. д. Салехард — Игарка на глубине 5—170 м. Мощность водоносных пород колеблется от нескольких сантиметров до 25—50 м и более. Перекрываются они, как правило, глинистыми отложениями или мерзлыми породами, что определяет напорный характер вод. Пьезометрическая поверхность вод залегает на глубине 0—20 м, напор их составляет 1—86 м. Иногда встречаются межмерзлотные воды безнапорные. Дебиты скважин составляли 0,03—6 л/сек при понижениях уровня на 4—135 м, удельные дебиты 0,03—1 л/сек·м и менее.

Существенно глинистую толщу отложений салехардской свиты (Q_2), широко развитую в описываемом бассейне, можно рассматривать как относительный водоупор со спорадически развитыми межмерзлотными линзами. Значительно большую водообильность следует ожидать в песках, залегающих в основании салехардской свиты, а также в песчано-алевритовых отложениях казанцевской свиты (Q^1_3) и речного аллювия (Q_3 — Q_4).

Нижне-среднеолигоценовые разномерзлотные пески атлымской и но-вомихайловской свит мощностью до 100 м и более занимают обширные участки в юго-восточной части бассейна на правом берегу р. Оби. Подземные воды их находятся как в твердой, так и в жидкой фазах. Водообильность отложений, судя по их механическому составу и аналогии с соседним Средне-Обским бассейном, должна быть значительной, а воды напорными, пресными, гидрокарбонатными кальциевыми. Воды олигоценовых отложений по системам таликов гидравлически тесно связаны с водами четвертичных отложений, а также с водами рек и озер.

Тазовский и Нижне-Енисейский бассейны (A_2 и A_3)

На территории Тазовского и Нижне-Енисейского бассейнов первый комплекс сложен так же, как и в Нижне-Обском бассейне мощной толщей супесчано-суглинистых, песчаных и гравийно-галечниковых четвертичных отложений различного генезиса. В Тазовском бассейне развиты и отложения континентального олигоцена. Мощность комплекса изменяется от нескольких метров на востоке, вблизи палеозойского обрамления и в местах неглубокого залегания кровли доолигоценовых отложений, до 300 м и более на юго-западе Тазовского бассейна, а также в пределах древних погребенных долин. В Тазовском бассейне первый гидрогеологический комплекс подстилается глинами чеганской и люлинворской свит, реже водоносными опоками эоцена, а на востоке Тазовского

и в Нижне-Енисейском бассейне — преимущественно водоносными палеоценовыми и верхне-нижнемеловыми отложениями. В районе г. Туруханска непосредственно под четвертичными отложениями залегают юрские и нижнемеловые породы.

Тазовский и Нижне-Енисейский бассейны, так же как и Нижне-Обский бассейн, располагаются в пределах поясов сплошного и двухслойного распространения многолетнемерзлых пород (см. прилож. 1). Условия залегания, формирования и движения подземных вод бассейнов в пределах этих поясов в общем аналогичны рассмотренным выше при описании Нижне-Обского бассейна. Подземные воды этих бассейнов изучены очень слабо и характеризуются совместно.

На территории бассейнов широко распространены надмерзлотные воды деятельного слоя и надмерзлотных таликов, а в южных частях воды межмерзлотных и сквозных таликов и подмерзлотные воды. По данным Ю. Ф. Андреева и Г. В. Лазаренкова, надмерзлотные безнапорные воды песчаных четвертичных отложений деятельного слоя в Тазовском бассейне были вскрыты ручными скважинами в долине р. Ево-Яха. В среднем течении этой реки с глубины 24 м из песчаных отложений получены самоизливающиеся воды. Выделявшийся из них газ обладал слабым запахом сероводорода. В верховьях р. Седе-Яха скважинами среди крупнозернистых песков вскрыт прослой ила с сильным запахом сероводорода. Вода из ила имеет сульфатный натриевый состав II типа и минерализацию 0,8 г/л (табл. 5). В ней наблюдается значительное количество полуторных окислов железа и алюминия, достигающее 0,17 г/л. Надмерзлотные воды развиты обычно на участках заболоченных понижений с большой мощностью снежного покрова, где верхняя граница мерзлоты опускается на глубину до 25 м, реже до 50—80 м.

Над- и межмерзлотные воды вскрыты большим количеством скважин на разъездах и станциях ж.-д. трассы Салехард — Игарка преимущественно вблизи рек и озер на глубинах 20—100 м. Скважиной на берегу р. Бол. Ходар-Яха (приток р. Пур) при мощности многолетней мерзлоты в 57 м подземные воды четвертичных отложений были вскрыты в нескольких интервалах. Статический уровень их был близок к урезу воды в р. Пур. По данным С. Б. Шацкого, в песчаных отложениях террас р. Таз в южной части бассейна подземные воды залегают на глубине 0,5—3 м.

В Нижне-Енисейском бассейне подземные воды четвертичных отложений были вскрыты в Усть-Енисейском порту. В районе г. Игарки подземные воды встречены рядом скважин и шурфов на глубине от 8 до 158 м. Водоносные отложения представлены песками и галечниками с валунами. Воды напорные, пьезометрическая поверхность их располагается на глубине до 1 м. Дебит скважин и колодцев составлял 0,5—7 л/сек при понижениях уровня на 7—22 м, удельные дебиты 0,07—1 л/сек·м, напор вод 7 м и более. Здесь же отмечены выходы родников из четвертичных отложений.

Прикарский и Гыданский бассейны

Прикарский и Гыданский бассейны имеют сходные гидрогеологические условия. Первый гидрогеологический комплекс в их пределах сложен мощной толщей супесчано-суглинистых, песчаных и гравийно-галечниковых четвертичных отложений различного генезиса. Мощность отложений комплекса колеблется от нескольких десятков метров до 300 м. Максимальные мощности и наиболее полный разрез четвертичных осадков отмечаются в пределах древней погребенной долины р. Оби, впадавшей в Байдарацкую губу.

Таблица 5

**Некоторые данные о химическом составе подземных вод четвертичных отложений
Северной группы бассейнов Западно-Сибирский равнины**

Номер скважины	Место взятия пробы	Интервал отбора или глубина отбора пробы, м	Формула химического состава	Классификация по А.И.Вену	Примечание
6	Салехард	39,8—41,1	$M_{0,2} \frac{SO_4 94 HCO_3 5 Cl 1}{Mg 65 Ca 21 Fe^{2+} 10 Na 4}$	S_{II}^{Mg}	$Fe^{2+} 265,8 \text{ мг/л}$
	В 15 км западнее сел. Мужик	94	$M_{0,1} \frac{HCO_3 58 Cl 42}{Mg 74 Na 26}$	C_{II}^{Mg}	$Fe^{2+} 8,0 \text{ мг/л}$
7	Салехард	30,8	$M_{0,5} \frac{HCO_3 63 Cl 35 SO_4 2}{Fe^{2+} 52 Na 30 Mg 10 Ca 8}$	C_I^{Fe}	$NH_4 1,6 \text{ мг/л}$ $Fe^{2+} 104,9 \text{ мг/л}$
54	Район Салехарда	18,7	$M_{0,7} \frac{HCO_3 98 Cl 16 SO_4 1}{Ca 50 Mg 28 Na 22}$	C_{II}^{Ca}	
	Верховья р. Седь-Хаа	27	$M_{0,8} \frac{SO_4 86 HCO_3 12 Cl 3}{Na 49 Ca 28 Mg 23}$	S_{II}^{Na}	$R_2O_3 170 \text{ мг/л}$
	Игarka		$M_{0,6} \frac{HCO_3 74 Cl 20 SO_4 6}{Na 60 Mg 24 Ca 16}$	C_I^{Na}	
1028	Район Салехарда	0,54	$M_{0,007} \frac{HCO_3 61 SO_4 30 Cl 9}{Mg 73 Ca 27}$	C_{III}^{Mg}	
1277	То же	4,2	$M_{1,17} \frac{HCO_3 98 Cl 2}{Ca 55 Mg 32 Fe 12}$	C_{II}^{Ca}	
2	" "	6,4	$M_{0,086} \frac{HCO_3 64 SO_4 27 Cl 9}{Fe 57 Mg 18 Na 14 Ca 11}$	C_I^{Fe}	
1	Салехард	30,8	$M_{0,3} \frac{HCO_3 63 Cl 27 SO_4 10}{Na 80 Ca 12 Mg 8}$	C_I^{Na}	$R_2O_3 17,4 \text{ мг/л}$

Характерной особенностью бассейнов является их расположение в пределах пояса преимущественно сплошного (по глубине) распространения многолетнемерзлых пород (см. прилож. 1).

Отложения комплекса содержат включения сегрегационных льдов, особенно многочисленных в приповерхностных слоях. Наиболее льдистыми являются торфяники и озерные супесчаные и песчано-глинистые отложения. В пределах бассейнов следует ожидать широкое развитие вод деятельного слоя типа «верховодки» и надмерзлотных вод таликов под речными руслами и озерами. Эти воды дренируются густой сетью небольших рек, веерообразно растекающихся из областей Обско-Байдаракско-Карского водораздела на п-ове Ямал и Обско-Гыданско-Тазовско-Енисейского водораздела на Гыданском п-ове и впадающих непосредственно в Карское море и его заливы.

Подземные воды Северной группы бассейнов, как правило, пресные, с минерализацией 0,017—0,96 г/л, большей частью 0,1—0,5 г/л. По составу они гидрокарбонатные кальциевые, реже магниевые, натриевые и железистые, I и II, редко III типов. Исключением является, по-видимому, скв. 1277 Гидропроекта, вскрывшая надмерзлотные гидрокарбонатные кальциевые воды I типа с минерализацией 1,17 г/л (см. табл. 5). В подземных водах часто отмечается значительное содержание органических соединений, кремнезема и железа. Так, в большинстве проб воды в районе г. Салехарда содержание железа составляет 0,005—0,02 г/л, иногда до 0,055—0,29 г/л (от 0,7 до 56% экв). Общая жесткость колеблется от 0,3 до 52 мг·экв/л, составляя обычно меньше 5—7 мг·экв/л; рН вод обычно меньше 7,0.

Как видно из рис. 11, в районе г. Салехарда отдельными скважинами вскрыты межмерзлотные воды. Они характеризуются аномальным химическим составом. В одних случаях это хлоридные натриевые III типа, в других — сульфатные магниевые или кальциевые II типа. Минерализация межмерзлотных вод обычно повышенная, достигающая 6—32 г/л (см. рис. 11, табл. 5, анализ 1). Минерализация надмерзлотных вод часто повышается вблизи поселений, причем значительно увеличиваются показатели загрязнения. В толще многолетнемерзлых пород по побережью Карского моря, по-видимому, могут быть встречены высокоминерализованные над- и межмерзлотные подземные воды морского типа, формирование которых связано с бореальной трансгрессией и инфильтрацией морской воды во время сильных морских приливов (Пономарев, 1960, 1962).

По данным Н. М. Кругликова, Г. В. Лазаренкова и Ю. Ф. Андреева, растворенные газы вод четвертичных отложений приполярной и заполярной частей севера Западно-Сибирской равнины — азотные, метано-азотные и метановые, причем во многих случаях отмечаются естественные выходы природного газа преимущественно метанового и метано-азотного состава. На отдельных участках трассы ж. д. Салехард — Игарка, а также в долинах рек Ен-Яха, Ево-Яха и Седе-Яха установлено заражение подземных вод сероводородом.

Подземные воды Северной группы бассейнов питаются в основном за счет атмосферных осадков и поверхностных вод. В питании их, вероятно, некоторую роль играют процессы конденсации паров на охлажденной мерзлой поверхности оттаивающего деятельного слоя. Этому благоприятствует наличие постоянно отрицательной температуры на небольшой глубине от поверхности земли и достаточно высокие летние температуры верхних слоев почвы (Толстихин, 1941). Некоторое питание надмерзлотные воды, вероятно, получают за счет оттаивания подземных льдов. Инфильтрация атмосферных осадков и поверхностных вод существенно облегчается благодаря широкому развитию процессов морозобойного растрескивания грунтов.

Южная группа бассейнов

Подземные воды олигоцен-четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности по сравнению с ее севером изучены значительно лучше. Наиболее полно охарактеризованы подземные воды в промышленных и сельскохозяйственных районах Иртышского, Верхне-Обского, Тобольского и Средне-Обского бассейнов, значительно слабее в малоосвоенных таежных заболоченных северных частях Тобольского, Средне-Обского и Средне-Енисейского бассейнов. Строение первого гидрогеологического комплекса в южной части низменности показано на разрезе вдоль линии железной дороги Челябинск—Новосибирск (см. прилож. 3).

Тобольский бассейн (Б₁)

В пределах Тобольского бассейна подземные воды приурочены к четвертичным неогеновым и олигоценным отложениям различного литологического состава и генезиса. Мощность отложений комплекса колеблется от нескольких метров вблизи палеозойского обрамления и в долинах рек юго-западной части бассейна до 100—150 м и более в северо-восточной части. Характерным для бассейна является залегание отложений комплекса на большей части территории выше эрозионного вреза рек, преимущественно песчаный состав их, наличие загипсованных карбонатных глин неогена и верхнего олигоцена на юге бассейна, отсутствие в долинах рек в южной части и вблизи предгорий нижележащих глин чеганской свиты. Бассейн располагается в зонах оптимального и недостаточного увлажнения.

Водоносные отложения четвертичного возраста широко развиты в пределах бассейна. Они представлены различными генетическими типами и характеризуются небольшими мощностями, невыдержанностью и пестротой литологического состава водовмещающих пород, различной степенью водообильности. На междуречьях повсеместно развиты покровные образования, представленные неравномерно переслаивающимися глинами, суглинками, супесями, песками. Средняя мощность пород 3—5 м, реже до 8—10 м. Отложения обводнены локально, часто с ними связана верховодка. Глубина залегания уровня вод колеблется в среднем от 1 до 4 м. Наиболее обводнены покровные отложения на севере бассейна, в зоне избыточного увлажнения, а также на юге территории в пределах развития сосновых боров и березовых колков. В придолинных участках, сильно изрезанных балками и оврагами, отложения менее водоносны, часто практически безводны. Обычно дебиты водопунктов составляют сотые и тысячные доли литра в секунду, повышаясь на отдельных участках до 0,1—0,2 л/сек. Солевой состав и минерализация вод отличаются большой пестротой и тесно связаны с климатической зональностью района. На севере бассейна развиты преимущественно пресные гидрокарбонатные натриевые и кальциевые воды I и II типов. Южнее долины р. Миасс пресные воды известны в основном вдоль предгорной части Урала, а также на участках развития березовых колков, сосновых боров и в понижениях рельефа местности. Основное развитие здесь имеют воды с минерализацией до 3 г/л, реже до 5 г/л пестрого солевого состава. На отдельных участках встречаются хлоридные, реже сульфатные натриевые воды I и II типов с минерализацией до 10 г/л и выше.

Более водообильными в бассейне являются аллювиальные четвертичные осадки, слагающие поймы и надпойменные террасы рек. Породы представлены песчано-глинистыми, реже гравийно-галечниковыми обра-

зованиями мощностью от 6—10 м на юге до 40—60 м на севере бассейна. Мощность их водоносной части достигает на севере бассейна 54 м, уменьшаясь к югу до 3,5—10 м. Воды в основном безнапорные, лишь на отдельных участках надпойменных террас крупных рек (Тобол, Убаган) они имеют напор 1—10 м. Уровни подземных вод залегают на глубинах от 0,2—0,5 до 2—8 м и подвержены сезонным колебаниям. Грунтовые воды тесно связаны с поверхностными, что особенно четко проявляется в весенний период, когда после спада уровня речных вод по долинам наблюдаются временные источники из аллювиальных отложений с дебитами 0,1—1 л/сек. Дебиты колодцев и скважин составляют 0,01—0,5 л/сек, реже 1—2 л/сек, удельные дебиты 0,06—0,3 л/сек·м.

Воды аллювиальных отложений преимущественно пресные, на севере бассейна гидрокарбонатные кальциевые и натриевые I и II типов, на юге — пестрые, преобладают гидрокарбонатные и сульфатные натриевые I и II типов. На некоторых участках долин в отложениях надпойменных террас встречаются воды с минерализацией до 2 г/л пестрого солевого состава. В отдельных районах (села Липовка, Рассол) отмечено подпитывание вод аллювиальных отложений водами нижележащих меловых отложений, что обуславливает появление слабоминерализованных хлоридных натриевых вод, газирующих сероводородом. В долине р. Тобол у г. Кустаная, а также по древней Убаганской долине южнее г. Кургана развиты солоноватые воды с минерализацией до 3—5 г/л, участками до 10 г/л и выше, сульфатного и хлоридного натриевого состава I и II типов. Вблизи крупных населенных пунктов в составе вод отмечаются повышенные количества соединений азота.

Подземные воды флювиогляциальных среднечетвертичных отложений, занимающих обширные участки на водораздельных пространствах северной части бассейна, изучены очень слабо. Сведения о них имеются в основном по междуречью Лозьвы и Пелыма и по некоторым другим пунктам. Водовмещающие отложения мощностью до 62 м представлены разнотекстурными песками с гравием, галькой и валунами, с прослоями и линзами суглинистых пород и валунных глин, что обуславливает возникновение местных напоров. Зеркало грунтовых вод залегает на глубине 0,5—10 м. Водообильность пород различна. Дебиты скважин составляют 0,3—1,7 л/сек при понижениях уровня на 1—15 м, удельные дебиты 0,03—0,83 л/сек·м. Дебиты родников 0,5—5 л/сек. Воды пресные с общей минерализацией 0,07—0,3 г/л, гидрокарбонатные натриевые, кальциевые и магниевые I типа, иногда отмечается повышенное содержание железа.

В северной части бассейна широко развиты также водоносные озерно-аллювиальные среднечетвертичные отложения эпохи максимального оледенения, представленные пылеватыми супесями и суглинками с линзами и прослоями пылеватых песков. Грунтовые воды в них вскрыты рядом колодцев, расположенных в населенных пунктах по берегам рек Тавды, Лозьвы и других, на глубине от 1,5 до 14 м. Им обязаны также многочисленные источники в долинах этих рек. Подземные воды пресные, с минерализацией от 0,1 до 0,8 г/л, гидрокарбонатные кальциевые.

Неогеновые отложения кустанайской, павлодарской и таволжанской свит представлены в Тобольском бассейне суглинистыми и глинистыми осадками с линзами и прослоями песков. Более опесчанены отложения плиоценового возраста, в них в предгорной части Урала иногда встречаются прослой галечников. Породы неогена карбонатизированы, засолены, содержат включения гипса и известково-мергелистые конкреции. Распространены они не повсеместно, занимая лишь отдельные поля на высоких участках водораздельных пространств. Севернее 58° с. ш. неогеновые отложения не встречаются. Мощность неогеновых отложе-

ний изменяется от нескольких метров до 10—20 м и более. В отложениях неогена водоносными обычно являются прослой песков среди глин, залегающие на различных глубинах. Мощность водоносных прослоев колеблется от 0,1 до 0,6 м в нижнемиоценовых осадках и до 3—5 м в плиоценовых. Воды безнапорные и напорные, уровни устанавливаются на глубинах 0,3—8 м, в среднем на глубине 3—4 м от поверхности земли. Водообильность отложений незначительна, дебиты скважин составляют тысячные и сотые доли литра в секунду, реже до 0,5 л/сек при понижениях до 15 м и более.

На севере бассейна, а также вблизи Урала воды пресные различного солевого состава, преобладают гидрокарбонатные и сульфатные натриевые I и II типов. В южном направлении минерализация вод постепенно нарастает, в составе их увеличивается количество сульфатов и хлоридов натрия. Южнее долины р. Уй развиты преимущественно соленоватые сульфатные и хлоридные натриевые воды I и II типов с минерализацией до 5 г/л, реже до 10 г/л. Пресные воды здесь встречаются только вблизи бортов речных долин, в некоторых озерных котловинах и на залесенных участках. Воды, как правило, жесткие, участками содержат повышенные количества соединений азота. Для них характерно относительно повышенное содержание магния (до 0,1—0,8 мг/л).

Песчано-глинистые олигоценые отложения атлымской, новомихайловской и знаменской свит, образующие мощную, до 130 м и более, водоносную толщу, широко развиты в Тобольском бассейне. Залегают они на большей части территории бассейна на эродированной поверхности глин чеганской свиты, а в предгорьях Урала — на более древних водоносных породах эоценового, мелового и палеозойского возраста, образуя с ними единый водоносный комплекс. Наиболее широко в бассейне развиты водоносные осадки новомихайловской свиты. Они сплошным чехлом покрывают водоразделы, отсутствуя только в долинах рек и предгорьях Урала, и представлены тонко- и мелкозернистыми песками с примесью глинистого материала. На крайнем северо-востоке бассейна, а также на отдельных участках междуречий остальной территории бассейна в составе новомихайловской свиты часто преобладает глинистый материал, что обуславливает в этих случаях ее слабую водоносность.

Породы знаменской и атлымской свит, представленные песками от мелко- до крупнозернистых с подчиненным количеством глинистого материала, распространены локально. Знаменская свита развита на северо-востоке в районе нижнего течения рек Туры — Тавды и на правобережье р. Тобола отдельными участками на водораздельных пространствах. Южнее 54° эти отложения часто фациально замещаются плотными каолинизированными глинами. Породы атлымской свиты выполняют погребенные эрозионные понижения в кровле чеганской свиты. В настоящее время на юге бассейна выявлено и разведано несколько таких понижений: Лисаковское, Шиелинское, Диевское и др. Ширина их 2—12 км, протяженность от 15—20 до 200 км, глубина вреза в кровлю глин чеганской свиты 20—55 м. В этих отложениях аккумулируются основные запасы пресных подземных вод бассейна.

Общая мощность толщи олигоценых отложений на юге бассейна (южнее р. Исеть) увеличивается от нескольких метров вблизи границ распространения до 15—20 м на водоразделах рек и до 50 м на участках эрозионных понижений в глинах чеганской свиты. Севернее мощность растет от предгорий Урала на восток и северо-восток, достигая на правобережье р. Тобол, как это видно из рис. 12, 130—140 м. Мощность водоносных песчаных горизонтов и прослоев колеблется от нескольких сантиметров до 20—36 м и более.

На отдельных участках вблизи предгорий и по долинам рек водонесные породы выходят на дневную поверхность, на остальной площади они перекрыты покровными четвертичными суглинками, а иногда и глинами неогена. Для толщи в целом характерно почти повсеместное залегание выше эрозионного вреза рек. Только на крайнем северо-востоке бассейна выше базиса эрозии лежат осадки знаменской свиты. Общий наклон подошвы и кровли горизонта — на восток и северо-восток.

На юге бассейна и вблизи Урала, на участках, где породы выходят на дневную поверхность или перекрыты только маломощными покровными суглинками, воды олигоценовых отложений безнапорные. Зеркало их залегает на глубине от 2 до 12 м, увеличивающейся с удалением от речных долин к высоким участкам водоразделов. На склонах долин наблюдаются выходы подземных вод. Дебиты родников колеблются от 0,05 до 0,3 л/сек и характеризуются резкими сезонными изменениями. Напорные воды развиты в северо-восточной части бассейна и на участках распространения глинистых отложений неогенового возраста, являющихся хорошей водоупорной кровлей. Пьезометрическая поверхность вод располагается обычно на глубине 1,5—29 м, а в северной части бассейна в долинах рек воды самоизливаются. Напор вод изменяется от 1 до 75 м, увеличиваясь с погружением кровли водовмещающих отложений в северо-восточном направлении. При общем снижении зеркала грунтовых и пьезометрической поверхности напорных вод от предгорий Урала в восточном и северо-восточном направлениях поток подземных вод олигоценовых отложений направлен к долинам Тобола и его притоков, глубоко расчленяющих рыхлые отложения бассейна и интенсивно дренирующих их. Это отчетливо видно на рис. 6.

Водообильность олигоценовых отложений неравномерная (табл. 6). Дебиты скважин изменяются от сотых долей литра в секунду до 2—5 л/сек, редко до 8—20 л/сек. Удельные дебиты скважин колеблются от тысячных долей в секунду на метр до 1 л/сек·м и более (см. рис. 6). Большей частью удельные дебиты скважин составляют 0,01—0,1 л/сек·м. Наиболее водообильны отложения атлымской свиты. На северо-востоке бассейна и на левобережье р. Тобол дебиты скважин составляют 0,3—2 л/сек при понижениях уровня до 24 м, а на правобережье до 5—7 л/сек при понижениях уровня до 10—12 м. На юге бассейна дебиты скважин, вскрывших воды атлымской свиты, достигают 1—5, реже 15 л/сек.

Характер изменения водообильности олигоценовых отложений по площади показан на рис. 6. Вблизи долин рек Тобола, Туры и других отмечается несколько повышенная водообильность олигоценовых отложений по сравнению с водораздельными участками. Здесь удельные дебиты скважин преимущественно составляют 0,1—0,5 л/сек·м, а на водоразделах 0,01—0,1 л/сек·м.

Различие климатических условий южной и северной частей бассейна обуславливает основные особенности формирования химического состава подземных вод олигоценовых отложений. На севере бассейна развиты преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые, натриевые и магниевые воды I, II и III типов (табл. 7). Южнее 56° с. ш. состав их становится более пестрым. На водораздельных участках здесь, а также в южной части Тобол-Вагайского водораздела развиты преимущественно солоноватые воды с минерализацией 1—3 г/л, реже 3—5 и 5—10 г/л, пестрые по составу, I, II и III типов (рис. 13). Несколько повышается минерализация подземных вод с глубиной их залегания. На северо-востоке бассейна до глубины 60 м воды пресные, с общей минерализацией 0,2—0,9 г/л. С глубины 70—85 м минерализация их повышается до 1,3—3,0 г/л, а состав изменяется на хлоридный натриевый.

Т а б л и ц а 6

Некоторые данные о подземных водах антропоген-олигоценых отложений
Тобольского бассейна

Местоположение скважин	Интервал опробования, м	Статический уровень, м	Дебит, л/сек
		Абс. отм. уровня, м	Удельный дебит, л/сек·м

Воды четвертичных отложений (Q)

Близ дер. Могильник, Тюменская обл.	3—12	3,5	0,027
		Нет сведений	0,027
Ст. Богандинка, Тюменская обл.	5—17	1,5	0,05
		58,9	0,007

Воды знаменской свиты (Pg_{3zn})

Дер. Сунгурово, Тюменская обл.	5—35	4,5	1,25
		55,5	0,2
Пос. Мыс, г. Тюмень	5—35	6,0	1,39
		65,5	0,46
Сел. Карсы, Челябинская обл.	7—16	5	2,2
		Нет сведений	0,21

Воды атлымской и новомихайловской свит (Pg_{3nm+at})

Дер. Киселево, Тюменская обл.	48—75	+4,0	0,42
		126	0,02
Дер. Усалка, Тюменская обл.	45—90	2,1	0,3
		48,5	0,05
Дер. Вершина, Тюменская обл.	58—78	0,5	5,0
		49,5	0,48
Сел. Погорельское, Челябинская обл.	4—15	2,4	0,66
		132,6	0,26
Пос. Боровской, Кустанайская обл.	4,5—14,5	2	2
		166	0,1

Основное питание воды олигоценых отложений получают за счет инфильтрации атмосферных осадков и в меньшей степени за счет поступления вод с соседних участков горного обрамления.

Средне-Обский бассейн (Б₂)

Подземные воды Средне-Обского бассейна изучены крайне неравномерно. В основном фактический материал имеется по долинам рек Оби, Иртыша, их крупным притокам и прилегающим к ним территориям. Труднодоступные, необжитые, сильнозаболоченные и залесенные междуречные пространства остаются почти не изученными.

Характерной особенностью бассейна является расположение его в гумидной зоне, в полосе весьма избыточного и избыточного увлажнения, за исключением небольших участков на юго-западе и юго-востоке, попадающих в полосу неустойчивого увлажнения, что определяет основные особенности формирования ресурсов и химического состава подземных вод. Не менее важным является наличие на значительной части

Таблица 7

**Некоторые данные о химическом составе подземных вод
антропоген-олигоценых отложений Тобольского бассейна**

Местоположение скважины	Минерализация, мг/л	Содержание компонентов, $\frac{\text{мг/л}}{\text{мг-экв, \%}}$						Общая жесткость, мг-экв/л
		Cl	SO ₄	HCO ₃	Na+K	Ca	Mg	
Отложения террас рек (aIQ)								
Сел. Ярково, Тюменская обл.	386,1	27,66	—	360,01	—	85,97	17,75	5,75
		11,56		87,4		63,55	21,63	
Г. Тюмень	331,6	13,83	Не обн.	295,94	16,33	49,1	19,07	4,018
		7,44		92,56	13,55	46,75	29,27	
Дер. Семеново, Заводоуковский р-он, Тюменская обл.	399,46	10,65	6,0	303,09	14,19	60,14	21,89	4,8
		5,53	2,3	92,0	11,25	55,35	33,2	
Отложения некрасовской серии (Pg ₂ nk)								
Дер. Семеново, Заводоуковский р-он, Тюменская обл.	401,6	10,1	28,0	480,83	3,45	100,2	29,18	7,4
		3,76	7,7	88,51	1,98	66,05	31,7	
Дер. Троицкая, Нижне-Тавдинский р-он, Тюменская обл.	354,42	1,8	Не обн.	380,76	11,5	72,34	28,45	5,95
		0,76		94,69	7,58	54,62	35,51	
Г. Тюмень	351,6	13,8	Не обн.	366,1	17,71	80,16	18,12	5,49
		6,0		92,02	11,81	61,35	22,85	
Сел. Ярково, Тюменская обл.	487,2	17,02	Не обн.	519,27	41,4	66,13	46,21	7,1
		5,15		91,31	19,31	35,41	40,88	
Первое отд. Емуртлинского свх., Тюменская обл.	428,35	6,74	7,82	447,27	83,46	62,52	9,48	3,9
		2,55	2,13	95,32	47,2	40,57	10,14	
Г. Ялуторовск, Тюменская обл.	460,41	88,64	Не обн.	378,32	28,358	81,36	38,18	7,105
		28,73		71,37	14,17	46,66	36,16	

территории бассейна в северных его районах многолетнемерзлых пород. В пределах бассейна проходит граница максимального оледенения, и типичная ледниковая зона постепенно переходит в обширные перигляциальные озерно-аллювиальные равнины. Значительная часть территории занята широкими долинами рек Оби, Иртыша и их притоков, дренирующими отложения первого комплекса.

В пределах бассейна подземные воды приурочены к мощной толще разнородных по литологическому составу и генезису отложений четвертичного (Q₁—Q₄) и олигоценового возраста. Мощность комплекса постепенно увеличивается с юга на север и с запада на восток, достигая 400 м в средней части бассейна в Ханты-Мансийской и Юганской впадинах. На большей части территории бассейна комплекс подстилается водоупорными отложениями чеганской свиты (см. прилож. 1).

Вдоль палеозойского обрамления в юго-восточной и частично в западной частях бассейна непосредственно в подошве первого комплекса залегают отложения третьего и четвертого комплексов.

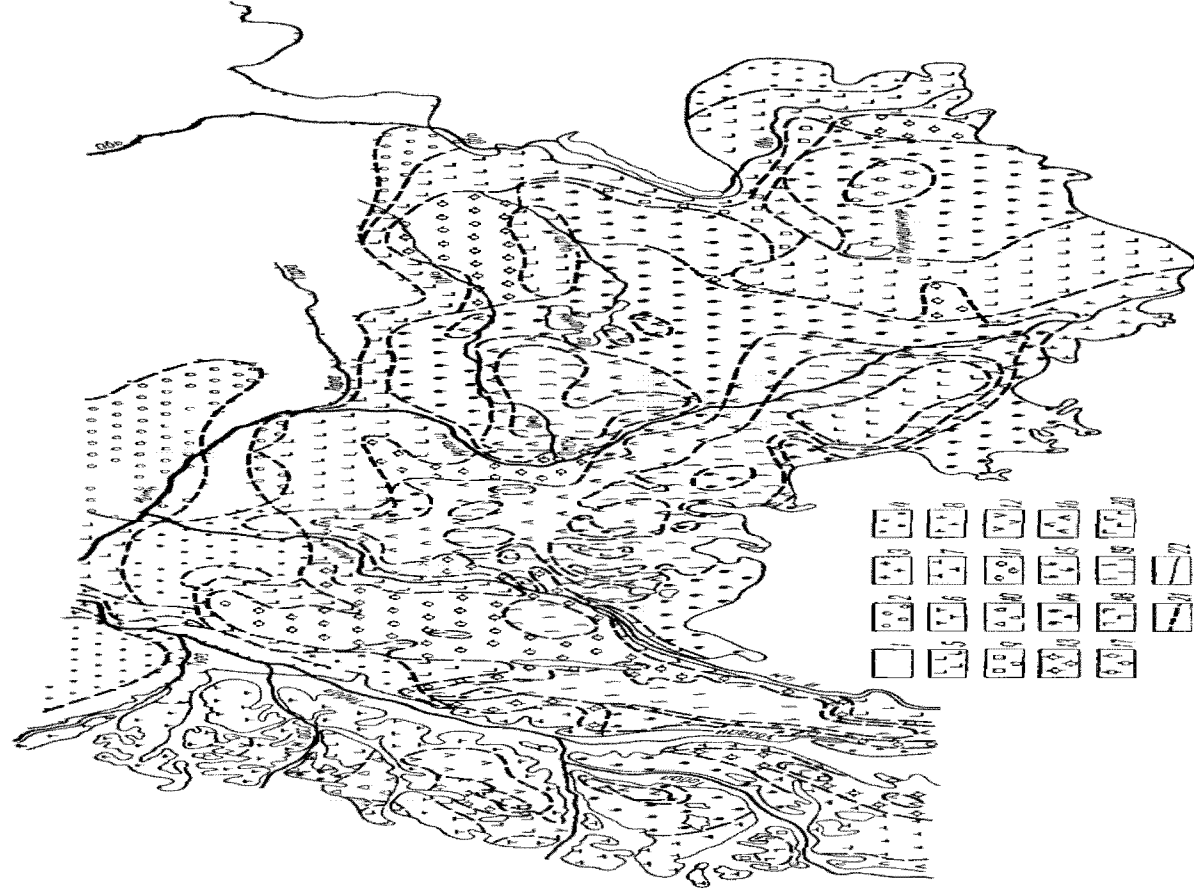


Рис. 18 Схематическая гидрогеологическая карта вулкан-оросенитовых отложений южной части Западно-Сибирского артезиального бассейна (составили Ю. К. Сорокин, Е. В. Михайлов, И. Г. Угрюмов, В. А. Михайлов, А. Н. Жигарев, И. М. Мельникова, классификация по данным впа О. А. Алексина)

Микролитизит и состав породных пород 1—до 0,5 г/а, гидроксидные кальциевые 1—III типов 2—до 0,5 г/а, гидроксидные кальциевые 1—III типов 3—до 0,5 г/а гидроксидные кальциевые и магниево-1—III типов 4—0,5—1 г/а, гидроксидные кальциевые 1—III типов 5—0,5—1 г/а гидроксидные кальциевые 1—III типов 6—0,5—1 г/а гидроксидные кальциевые и магниево-1—III типов 7—0,5—1 г/а гидроксидные кальциевые и магниево-1—III типов 8—0,5—1 г/а хлоридные натриевые 1—III типов, 9—0,5—1 г/а натриевые по составу 10—1—3 г/а гидроксидные кальциевые 1—III типов 11—1—3 г/а гидроксидные кальциевые и магниево-1—III типов 12—1—3 г/а гидроксидные кальциевые и магниево-1—III типов 13—1—3 г/а натриевые по составу 14—1—3 г/а хлоридные натриевые 1—III типов 15—1—3 г/а натриевые по составу 16—3—5 г/а хлоридные натриевые 1—III типов 17—3—5 г/а натриевые по составу 18—3—5 г/а натриевые по составу 19—5—10 г/а хлоридные натриевые 1—III типов, 20—10—20 г/а более хлоридные натриевые 1—III типов 21—граница между водами с различным минерализацией и составом, 22—граница распространения водонасыщенных отложений

Водоносные четвертичные отложения в бассейне распространены повсеместно. Вдоль северной границы бассейна подземные воды в четвертичных отложениях на участках развития верхнего слоя многолетнемерзлых пород находятся в твердом состоянии.

К современному и верхне-среднечетвертичному отделам антропогена относятся широко развитые в бассейне отложения террас современной речной сети, древних ложбин стока, озерно-аллювиальные, болотные и покровные отложения водоразделов и долин рек.

На площади бассейна, где отсутствуют торфяные болота, развиты современные и верхнечетвертичные покровные лёссовидные суглинки мощностью от 1 до 5 м, перекрывающие водораздельные пространства, поверхность IV, а частично III и II террас. Кроме площадей развития торфяных болот лёссовидные суглинки отсутствуют также и там, где нижележащие отложения представлены песками. В верхней части четвертичных отложений водораздельных плато и долин рек часто встречается верховодка, залегающая в основном на глубине до 5 м. Водобильность отложений, содержащих верховодку, низкая. Эти воды часто загрязнены и характеризуются непостоянным режимом. Химический состав их пестрый, минерализация 0,2—1,4 г/л, а на крайнем юго-востоке бассейна иногда до 2 г/л. В водах часто отмечается повышенное содержание железа (до 40 мг/л), органических веществ, кремнекислоты.

Водоносные аллювиальные отложения пойменной и надпойменных террас (рис. 14, 15, 16, 17) широкой полосой развиты по долинам Оби и ее крупных притоков. По рекам и притокам второго и третьего порядка прослеживаются в основном лишь водоносные отложения поймы и первой надпойменной террасы. Отложения II и III надпойменных террас здесь встречаются только на отдельных участках. Толща аллювиальных отложений неоднородна по составу, что определяет пестрый характер ее водоносности. Подземные воды приурочены к супесям, легким суглинкам, разнозернистым пескам и песчано-гравийным, реже песчано-галечниковым горизонтам. Водовмещающие отложения залегают на глубине от 0 до 20—27 м. Мощность их колеблется от 1 до 25 м, составляя обычно 6—18 м. Перекрываются они супесями, песками, суглинками, торфами, иногда находящимися в мерзлом состоянии. В юго-юго-восточной и восточной частях бассейна (см. рис. 14, 15, 16) водоносные аллювиальные отложения тесно гидравлически связаны с подстилающими их преимущественно водоносными средне-нижнечетвертичными, олигоценowymi, реже верхнемеловыми отложениями. В средней и северо-западной частях бассейна водоносные отложения террас подстилаются главным образом водоупорными моренными суглинками.

Воды аллювиальных отложений большей частью безнапорные, реже с местным напором. Зеркало грунтовых и пьезометрическая поверхность напорных вод располагаются на глубине от 0 до 23 м. Глубина эта увеличивается от низких к высоким террасам и зависит от степени дренажа их реками бассейна. Напор вод достигает 20 м. Водобильность отложений пестрая и, в общем, значительная. Дебиты скважин изменяют от 0,002 до 11 л/сек, обычно от 1,5 до 3,0 л/сек при понижениях уровня на 0,1—19 м. Удельные дебиты скважин составляют 0,001—7,8 л/сек·м, чаще всего 0,5—1,0 л/сек·м.

Цоколь надпойменных террас часто располагается выше уреза воды рек, что обуславливает интенсивный дренаж аллювиальных отложений речной сетью бассейна. В долинах рек отмечены многочисленные рассеянные и сосредоточенные источники с дебитами 0,01—2,3 л/сек, связанные с отложениями террасового комплекса.

В восточной части бассейна прослеживается ряд древних ложбин стока казанцевского времени (Пайдугинская, Чузик-Шудольгская и др.),

выполненных мелко- и среднезернистыми песками с линзами и прослоями суглинков общей мощностью от 15 до 30 м. Хотя данных о водообильности отложений древних ложбин стока нет, можно предполагать, что в них заключены значительные запасы пресных подземных вод хорошего качества.

В районе пос. Березово в северо-западной части бассейна водоносные верхнечетвертичные пески и супеси с прослоями алевроитов глин,

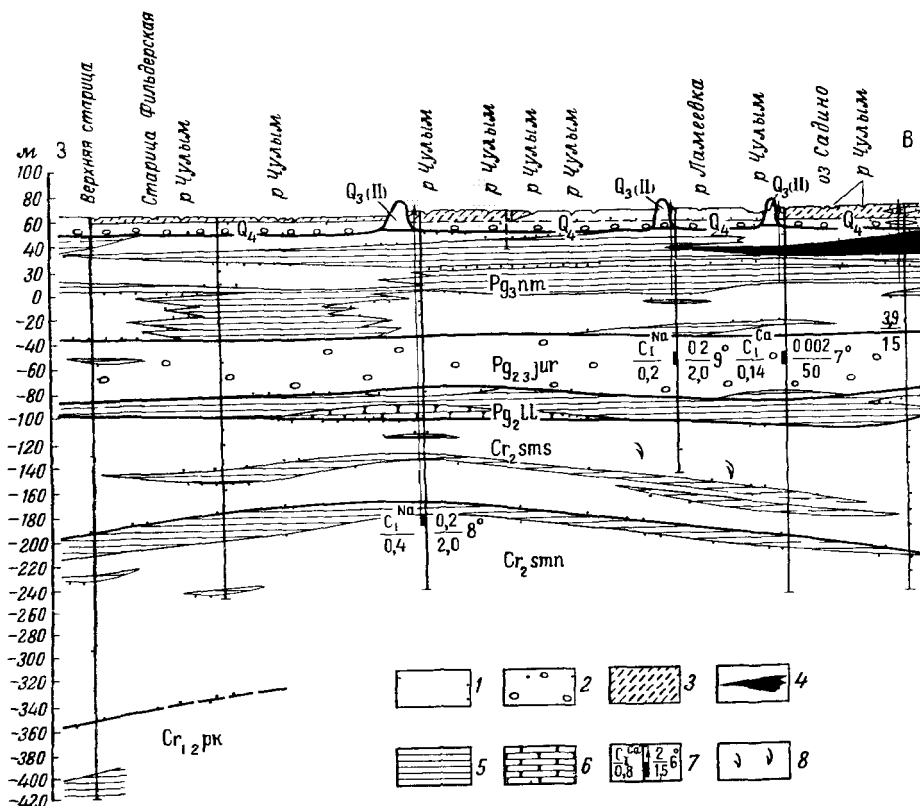


Рис. 14. Схематический гидрогеологический разрез вдоль р. Чулым (по Л. К Чагиной, 1964)
1 — пески, 2 — пески с гравием и галькой 3 — суглинки, 4 — бурые угли, лигниты
5 — глин, 6 — песчаники, 7 — скважина интервал отпорования, стрелка — напор подземных
вод, слева в числителе — тип воды по О. А. Алексин, в знаменателе — минерализация
воды, г/л, справа в числителе — удельный дебит, л/сек в знаменателе — понижение
сбоку — температура воды °С 8 — растительный детрит

суглинков и гравия залегают на глубине 30—50 м в долинах рек и на глубине 60—75 м в междуречьях. Пьезометрическая поверхность напорных вод располагается на глубине от 5 до 28 м, напор вод составляет 25—52 м. Дебиты скважин 0,5—0,1 л/сек при понижениях уровня на 13,5—32 м, а удельные дебиты 0,06—0,003 л/сек·м.

В юго-западной части бассейна, на левобережье р Иртыш, широко развиты водоносные преимущественно песчаные озерно-аллювиальные верхнеплейстоценовые отложения зырянского горизонта. Они слагают ровные, плоские заболоченные междуречные пространства, покрытые множеством мелких и крупных озер. Мощность водовмещающих отложений достигает 15—20 м, иногда 30 м. Грунтовые воды залегают на глубине 2—5 м от поверхности, местами на глубине 0,5—1 м. Воды этих отложений, по-видимому, гидравлически связаны с подземными

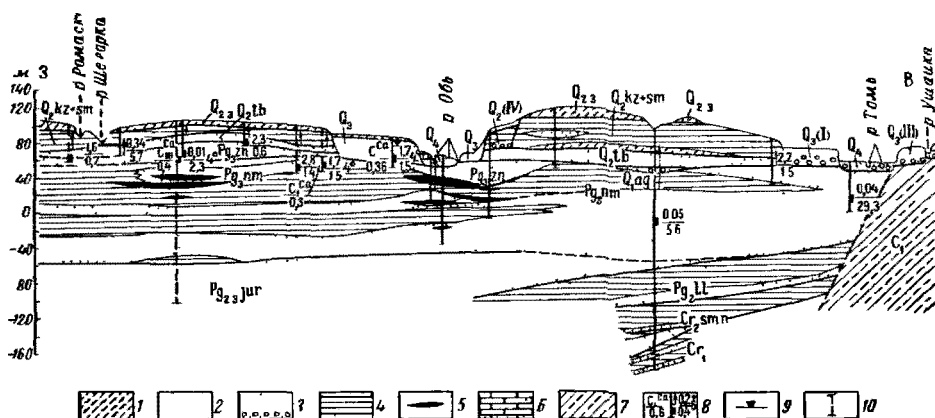


Рис. 16. Схематический гидрогеологический разрез междуречий Шегарка — Обь — Томь (по В. Д. Рыбенко и Л. Ф. Валенюх, 1964)

1 — суглинки 2 — пески 3 — пески с гравием и галькой 4 — глины 5 — лигниты бурые угли 6 — песчанки, 7 — глинистые сланцы песчанки, алевролиты 8 — скважина интервал опробования стрелка — напор подземных вод слева в числителе — тип воды по Алейкину в знаменателе — минерализация воды г/л справа в числителе — удельный дебит л/сек м в знаменателе — понижение, м сбоку — температура воды °C 9 — уровень грунтовых вод 10 — скважина, спроектированная на линию разреза

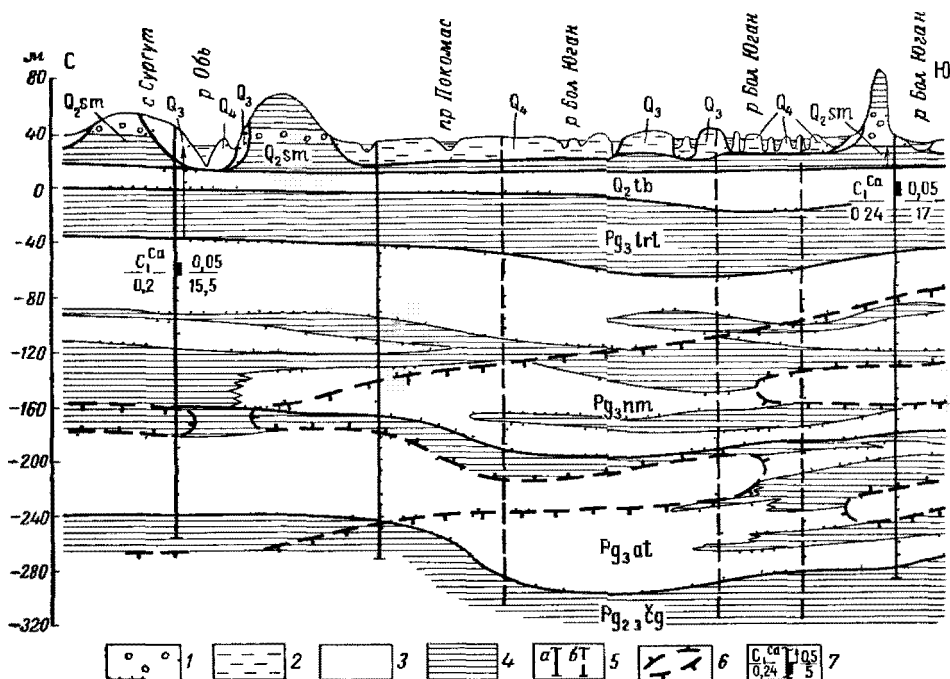


Рис. 17. Схематический гидрогеологический разрез междуречья Бол. Юган — Обь (по Р. П. Глушко, 1963)

1 — валуно-галечниковые пески с глинами 2 — пески глины 3 — пески с прослоями глины алевролиты 4 — глины 5 — скважины (а — на линии разреза б — спроектированные) 6 — границы многолетнемерзлых пород (штрихи направлены в сторону мерзлых грунтов) 7 — интервал опробования, стрелка — напор подземных вод слева в числителе — тип воды по Алейкину в знаменателе — минерализация воды г/л справа в числителе — удельный дебит л/сек м в знаменателе — понижение, м

водами подстилающих их палеогеновых образований. Сведений о водообильности отложений и химическом составе подземных вод не имеется.

Среднечетвертичные отложения исключительно широко распространены на междуречных пространствах. Подземные воды в флювиогляциальных отложениях тазово-санчугового и самаровского горизонтов широко развиты на севере и северо-западе бассейна. Вскрыты они рядом скважин на трассе ж.-д. линии Ивдель — Обь, в районе поселков Нарыкары и Перегребное на р. Оби, в верховьях р. Эсс, к северу от широтного течения р. Оби и в других пунктах. Водовмещающие породы мощностью до 50 м представлены главным образом песчаными и песчано-гравийными отложениями с валунами. Среди них часто встречаются линзы и прослои суглинистых пород. Поверхность грунтовых вод, в общем, повторяет рельеф дневной поверхности и залегает на глубине от 0,2 до 25 м, понижаясь в сторону многочисленных мелких рек, прорезающих флювиогляциальные отложения. Водообильность отложений различна. Расходы родников составляют 0,5—5 л/сек, дебиты скважин 0,3—1,7 л/сек, реже до 3—5 л/сек, при понижениях уровня на 1—15 м. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,03 до 0,8 л/сек·м.

В южной части бассейна, по правому берегу р. Иртыш, в верховьях рек Бол. и Мал. Салым, Бол. и Мал. Балык и Бол. Юган водоносные флювиогляциальные отложения перекрыты озерно-аллювиальными образованиями тазовского горизонта, имеющими небольшую мощность. Представлены последние обводненными пылеватыми супесями с линзами пылеватых песков и слагают совместно с флювиогляциальными осадками единую водоносную толщу. На междуречных пространствах подземные воды в этих отложениях залегают на глубине 2—5 м и меньше, часто обуславливая заболачивание территории. Вследствие интенсивного дренажа глубина залегания зеркала грунтовых вод увеличивается к долинам рек до 25—30 м. По бортам долин наблюдаются источники. В подошве водоносных флювиогляциальных отложений на многих участках залегает толща гляциальных суглинков и супесей самаровского горизонта мощностью до 100 м, местами с валунами. Спорадически развитые в этой толще песчаные и песчано-гравийные линзы, гнезда и прослои содержат подземные воды, большей частью обладающие значительным напором, достигающим 40 м и более. В долинах Оби и ее притоков воды гляциальных отложений часто проявляются в виде нисходящих родников с дебитом 0,7—2,5 л/сек.

В северо-западной части бассейна в районе пос. Нарыкары рядом скважин Гидропроекта были вскрыты водоносные ледниково-морские отложения салехардской свиты бахтинского горизонта, залегающие на глубине от 3 до 40 м и обнажающиеся в цоколях террас. Водовмещающими породами являются легкие супеси и различные пески с включениями гравия и гальки, залегающие в нижней части свиты. Перекрываются они одновозрастными супесями, суглинками и глинами с редкими линзами и прослоями песка, а на отдельных участках глинистыми отложениями озерно-аллювиального и аллювиального генезиса, что часто обуславливает напорный характер подземных вод. В ряде случаев водупорные отложения кровли горизонта отсутствуют и на нем лежат водоносные горизонты более молодых отложений. Воды отложений свиты обычно напорные. Напор увеличивается с удалением от рек к центральной части междуречья Оби и Сев. Сосьвы, достигая 30—40 м.

Разгрузка подземных вод салехардской свиты происходит, видимо, в пойменные аллювиальные отложения. На Обь-Сосьвинском водоразделе в верховьях ручья Арын-Яо отмечено несколько восходящих источников, пробивающихся через перекрывающие их озерно-аллювиальные отложения.

Водоносные озерно-аллювиальные среднечетвертичные отложения самаровского и тазовского горизонтов широко развиты на междуречье Конды и Тавды. Представлены они пылеватыми супесями и суглинками с линзами и прослоями пылеватых песков. Подземные воды здесь вскрыты рядом колодцев в населенных пунктах по берегам рек Конды, Тавды и Лозьвы на глубинах от 1,5 до 14 м. По долинам рек, дренирующих водоносные озерно-аллювиальные отложения, отмечаются многочисленные мелкие источники.

В глинистых озерно-аллювиальных отложениях самаровского горизонта в юго-восточной части бассейна на Обь-Томском и Обь-Шегарском междуречьях В. Д. Рябенко и Ю. К. Смоленцевым отмечены воды спорадического распространения, заключенные в маломощных прослоях и линзах песков, супесей и легких суглинков. Залегают они на глубине 2,5—27 м. Уровни воды в колодцах располагаются на глубине 2—16 м. Воды обычно безнапорные, реже слабонапорные. Водообильность отложений незначительная.

Отложения тобольского горизонта широкой полосой (до 300—400 км) протягиваются в широтном направлении через весь бассейн с востока на запад вдоль современных долин рек Кети, Чулыма и Оби до низовий р. Иртыша. Полоса тобольских песков установлена Д. И. Голобоковым, А. А. Земцовым и А. И. Фадеевым также вдоль р. Тыма.

Характер взаимоотношения водоносных отложений тобольского горизонта с перекрывающими и подстилающими его осадками изображен на рисунках 15, 16, 17, 18, 19. Мощность водоносных отложений колеблется от 8 до 30 м. Залегают они на глубине от 13 до 30 м в долинах рек и до 120 м на междуречных пространствах. Водовмещающие отложения представлены разнозернистыми песками иногда с гравием и галькой в основании и прослоями супесей и глин в верхней части. С приближением к юго-восточному обрамлению бассейна, в частности к Томскому выступу палеозойского фундамента, в основании песков выделяется гравийно-галечниковый слой. По долинам рек Оби, Иртыша и их крупных притоков наблюдаются многочисленные обнажения тобольских песков, к которым часто приурочены сосредоточенные и рассеянные выходы подземных вод. Дебиты родников изменяются от сотых долей литра в секунду до 2,4 л/сек.

В юго-восточной части бассейна воды тобольского горизонта вскрыты большим количеством скважин и копанных колодцев. Здесь они обычно напорные. В долинах рек водоносные отложения тобольского горизонта и надпойменных террас зачастую образуют единую, часто безнапорную, водоносную толщу с общим зеркалом подземных вод. Пьезометрическая поверхность напорных и зеркало безнапорных вод располагаются на глубине 1—43 м от поверхности, увеличивающейся с удалением от долин рек, дренирующих горизонт, и повышением рельефа местности. Иногда в долинах рек отмечается самоизлив из скважин, вскрывших тобольский горизонт. Пьезометрические уровни здесь устанавливаются на плюс 0,4—5 м над поверхностью земли (скв. в дер. Федоровка, сел. Позднеево Томской области). Водообильность отложений значительная и увеличивается с приближением к Томскому выступу палеозойского фундамента. Дебиты скважин составляют 0,02—11 л/сек при понижениях уровня на 0,2—37 м, преобладают дебиты 1—3 л/сек при понижениях уровня на 0,2—7 м (табл. 8). Удельные дебиты скважин составляют 0,004—3 л/сек·м и более, обычно 0,5—2 л/сек·м.

Северо-восточнее и восточнее Томского выступа, в бассейне р. Чулыма, опесчаненные отложения самаровской свиты и подстилающие их осадки тобольской свиты образуют единый водоносный горизонт, кровля

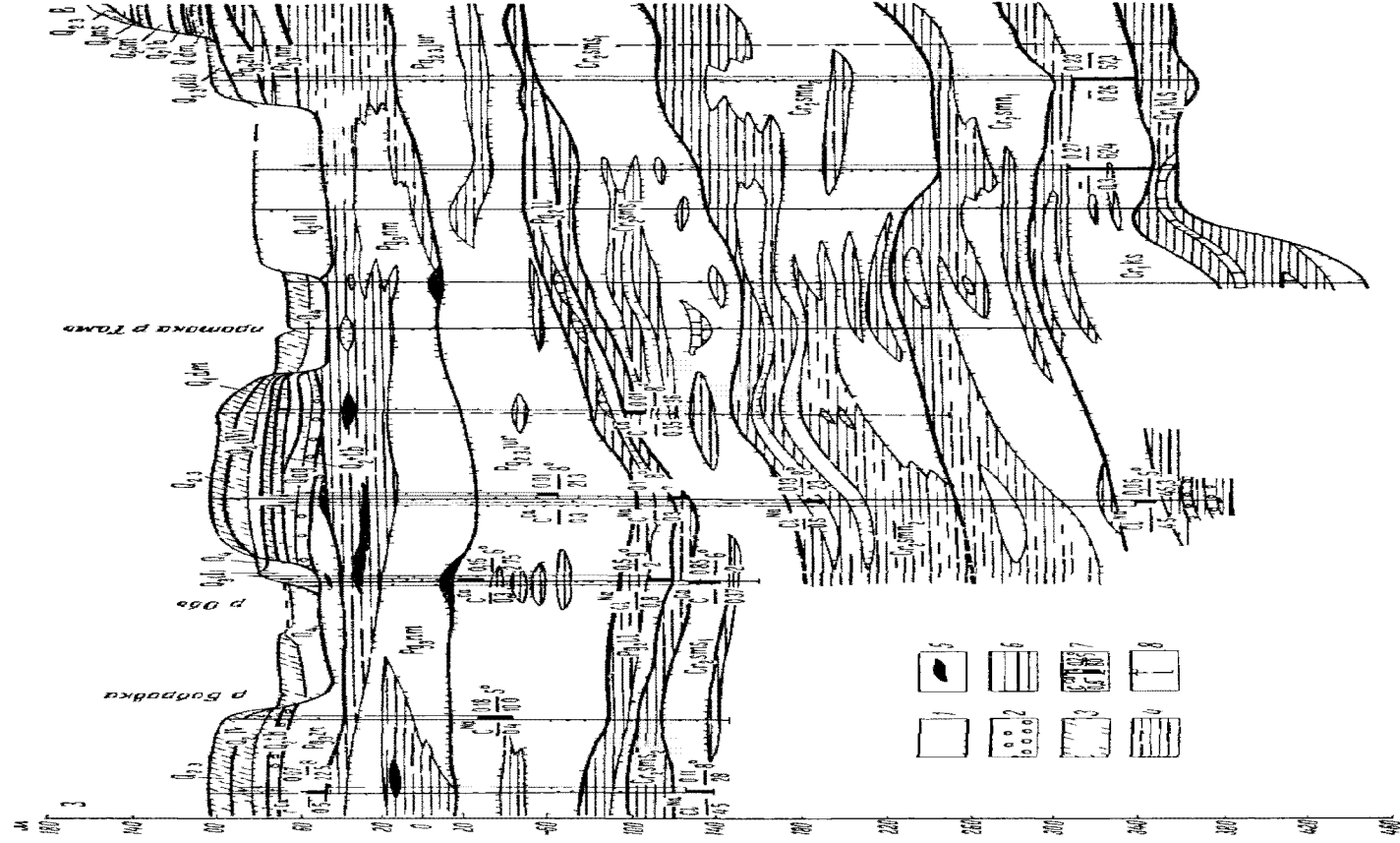


Рис. 16. Схематический гидрогеологический разрез Обь-Томского междуречья (составил Г. А. Чернышев и О. А. Гусельникова)

1 - песок, 2 - гравий и галька, 3 - суглинок, 4 - глина, 5 - аллювиальный песок, 6 - аллювиальная глина, 7 - аллювиальный гравий, 8 - аллювиальный суглинок. В разрезе показаны: 1 - уровень воды в реке, 2 - уровень воды в колодезь, 3 - уровень воды в скважине, 4 - уровень воды в колодезь, 5 - уровень воды в скважине, 6 - уровень воды в колодезь, 7 - уровень воды в скважине, 8 - уровень воды в колодезь.

Вид на левый берег

Таблица 8

Некоторые данные о подземных водах антропоген-олигоценых отложений
Средне-Обского бассейна

Местоположение скважины	Интервал опробования, м	Статический	Дебит, л/сек
		уровень, м Абс. отм. уровня, м	Удельный дебит, л/сек м
Осадки поймы (alQ ₄)			
Сел. Прохоркино, Александровский р-н	5,8—28	$\frac{5,8}{40,7}$	$\frac{0,83}{0,33}$
Пос. Трубачево, Шегарский р-н	11,2—21,6	$\frac{1,4}{77,6}$	$\frac{2,7}{2,7}$
Аллювиальные отложения верхнечетвертичного возраста (alQ ₃)			
Сел. Ср. Васюган, Васюганский р-н	8—23	$\frac{8,57}{—}$	$\frac{0,26}{0,066}$
Дер. Мазалово, Туганский р-н	7—12	$\frac{6}{124}$	$\frac{2,22}{2,22}$
Аллювиальные отложения тобольской свиты (alQ _{2tb})			
Сел. Коровино, Пудинский р-н	18—31	$\frac{18}{102}$	$\frac{0,83}{0,83}$
Дер. Гусевская, Шегарский р-н	15—36	$\frac{7,6}{92,4}$	$\frac{2,22}{1,05}$
Аллювиальные отложения доледникового горизонта (alQ _{1ag})			
Сел. Толмачево, Парабельский р-н	11—30	$\frac{7}{51}$	$\frac{0,18}{0,18}$
Пос. Степановка, Кетский р-н	23—38	$\frac{4,9}{96,1}$	$\frac{6,5}{2,16}$
Осадки знаменской свиты (Pg _{3zn})			
Дер. Усть-Чузик, Парабельский р-н	24—54	$\frac{10}{65}$	$\frac{1,38}{\text{Нет сведений}}$
В районе устья р. Суйги, на левом берегу р. Чулым	22—нет сведений	$\frac{+9,6}{\text{Нет сведений}}$	$\frac{20,2}{2,1}$
Осадки новомихайловской свиты (Pg _{3nt})			
Район ст. Туган	21,4—28	Нет сведений	$\frac{0,012}{0,0013}$
Дер. Новокороткино, Колпашевский р-н	38—44	$\frac{30}{42}$	$\frac{2,5}{1,66}$
Пос. Нефтеюганск. Тюменская обл	106—117	$\frac{10,5}{\text{Нет сведений}}$	$\frac{0,83}{0,035}$
Осадки атлымской свиты (Pg _{3at})			
Сел. Бакчар	38,4—112	$\frac{6,3}{94,7}$	$\frac{2,3}{0,17}$
Пос. Порошино	107,5—121	$\frac{5,9}{101,6}$	$\frac{12,7}{1,7}$
Г. Сургут, Тюменская обл	268—280	$\frac{+1,0}{\text{Нет сведений}}$	$\frac{2,22}{0,035}$

Продолжение табл. 8

Местоположение скважины	Интервал опробования, м	Статический уровень, м	Дебит, л/сек
		Абс. отм. уровня, м	Удельный дебит, л/сек·м
Отложения некрасовской серии (Pg _{3nk})			
Пос. Нижневартовск, Тюменская обл.	84,5—90,0	8,45	7,77
		Нет сведений	0,84
Пос. Карагасок, Томская обл.	35—50	5,1	1,11
		Нет сведений	0,048

которого залегает на глубине 2,5—40 м. Этот горизонт пользуется широким распространением на междуречных пространствах. Водовмещающими породами являются пески, супеси, гравийно-галечниковые отложения мощностью от 4 до 20 м, иногда больше. Перекрываются они одновозрастными глинами и песками, реже песчано-глинистыми осадками третьей надпойменной террасы. Отложения интенсивно дренируются водными артериями района, благодаря чему поверхность потока подземных вод зачастую располагается ниже водоупорной кровли, обуславливая безнапорный характер подземных вод. Пьезометрическая поверхность напорных и зеркало безнапорных вод залегают на глубине 0,5—37 м, напор вод 0—16 м. Дебиты скважин составляют 0,07—2,5 л/сек и более при понижениях уровня на 0,4—19 м. Удельные дебиты 0,004—3 л/сек·м.

Нижнечетвертичные отложения доледникового и демьянского горизонтов общей мощностью до 32 м широкими полосами (до 120—140 км и более) протягиваются вдоль современных долин рек Кети, Оби, Иртыша. Водовмещающие отложения представлены песками мощностью от 10 до 25 м, с линзами гравия и гальки вблизи палеозойского обрамления.

Водоносные отложения перекрываются линзовиднозалегающими «сизыми» суглинками и супесями демьянского горизонта, моренными и озерно-аллювиальными отложениями самаровского горизонта, а также водоносными аллювиальными отложениями современных долин этих рек и осадков тобольского горизонта. Водоносные отложения вскрыты значительным числом скважин на глубинах 15—30 м в долинах рек и до 60 м на водоразделах. Подземные воды нижнечетвертичных и вышележащих отложений часто имеют общие пьезометрическую поверхность напорных вод и зеркало безнапорных вод. Уровни подземных вод располагаются на глубинах 3—21 м. Напор вод достигает 23 м, реже 40 м.

Водообильность пород часто высокая. Дебиты скважин находятся в пределах 0,18—8,4 л/сек при понижениях уровня на 0,2—12 м. Удельные дебиты составляют 0,01—6,5 л/сек·м. На западе бассейна удельные дебиты скважин редко превышают 1 л/сек·м, на востоке чаще составляют 0,5—1,5 л/сек·м и более.

В пределах Средне-Обского бассейна водоносные олигоценые отложения распространены почти повсеместно. Они отсутствуют лишь на крайнем западе, востоке и юго-востоке.

Изучены подземные воды олигоценых отложений слабо и очень неравномерно. Вскрыты они скважинами в основном только в юго-восточной части бассейна; некоторые сведения о водах олигоценых

отложений имеются по запад-юго-западной и северо-западной частям бассейна (долины рек Иртыша и Оби). Глинистые пласты знаменской и новомихайловской свит, в отдельных случаях прослеживающиеся на большое расстояние и достигающие значительной мощности (см. рис. 16, 17, 18, 19), создают очень сложную картину залегания подземных вод в толще олигоценовых отложений. В северной части бассейна в пределах слоя реликтовой мерзлой толщи, прослеживающейся с глубины 150—230 м и менее до 400—450 м, подземные воды некоторой части олигоценовых отложений находятся в мерзлом состоянии (см. рис. 17).

Водоносные пески разной зернистости и алевриты с прослоями глин, бурых углей и лигнитов знаменской и верхней части новомихайловской свит образуют выдержанный водоносный горизонт, мощность которого с удалением от палеозойского обрамления увеличивается от нескольких метров до 100 м и более. Отложения знаменской свиты часто размывы и отсутствуют (см. рис. 14, 18, 19). Глубина залегания водоносного горизонта изменяется от 1 до 90 м в долинах рек и от 10 до 160 м на междуречных пространствах. Подземные воды напорные, реже безнапорные. Пьезометрическая поверхность их в общем сливается с пьезометрической поверхностью напорных и зеркалом безнапорных вод вышележащих четвертичных отложений. Располагается она на глубине от 0 до 25—44 м. В долинах рек Оби, Томи, Чулыма, Шегарки, Сев. Сосьвы и других пьезометрическая поверхность подземных вод олигоценовых отложений зачастую располагается выше дневной поверхности на 0,5—12 м, обуславливая самоизлив из скважин (см. рис. 14, 18). Напор вод горизонта достигает 100 м и более.

По долинам рек Оби, Иртыша и их крупных притоков отмечаются многочисленные источники из олигоценовых отложений. В большинстве случаев они выходят в основании обрывов у уреза воды рек. Местами источники располагаются на 15—16 м выше уреза воды (реки Чузик, Тым, Чижалка, Парабель и др.). Иногда, кроме сосредоточенных, наблюдаются рассеянные выходы вод, создающие сплошное увлажнение вдоль обнажений склонов плато. Об интенсивной разгрузке вод олигоценовых отложений свидетельствуют многочисленные донные родники в руслах рек Шегарки, Чан и ряда других. В местах выхода этих восходящих источников образуются характерные песчано-илистые конусы выноса. По данным В. Д. Рябенко, один из таких родников, теперь функционирующий у уреза реки, близ сел. Количкина в долине р. Шегарки имеет дебит 22,5 л/сек.

Водообильность отложений различная и в общем значительная. Дебиты скважин составляют 0,01—20 л/сек при понижениях уровня на 0,5—74 м, удельные дебиты 0,001—4,7 л/сек·м и более. Обычно дебиты скважин равны 1,2—3 л/сек, а удельные дебиты 0,5—1,7 л/сек·м. Как правило, водообильность отложений знаменского горизонта заметно выше водообильности отложений новомихайловской свиты. В долинах крупных рек водообильность отложений выше, чем на междуречных пространствах. Так, в первом случае удельные дебиты скважин составляют в основном 0,5—1,0 л/сек·м, и более, а на междуречьях 0,5—0,001 л/сек·м и меньше (см. рис. 7).

В восточной части бассейна песчаные отложения нижней части новомихайловской, атлымской свит и юрковской толщи образуют мощный водоносный горизонт, сложенный мелко- и среднезернистыми песками, гравелистыми в основании с редкими и маломощными линзами и прослоями глин. Условия залегания этой водоносной толщи видны из рис. 14, 16, 18, 19.

Мощность водоносной толщи с удалением от палеозойского обрамления увеличивается от нескольких метров до 100 м, почти выклини-

ваясь на площади молодых поднятий, в частности Бакчарском. Залегают подземные воды на глубине от 15 до 200 м, увеличивающейся с удалением от обрамления и долин рек.

Пьезометрическая поверхность напорных вод толщи в ряде случаев сливается с пьезометрической поверхностью напорных и зеркалом безнапорных вод вышележащих отложений и располагается на глубине от 5,7 до 39 м, увеличивающейся с удалением от долин рек, дренирующих водоносную толщу. В долинах рек Оби, Шегарки, Вах и других пьезометрические уровни вод часто располагаются выше дневной поверхности на 0,6—18 м, обуславливая самоизлив скважин. Напор вод горизонта до 50—170 м.

Водообильность отложений пестрая. Дебиты скважин составляют 0,06—18 л/сек при понижениях уровня на 1—50 м. Удельные дебиты скважин 0,001—1,5 л/сек·м. В долинах рек удельные дебиты скважин большею частью составляют 0,1—1,0 л/сек·м и больше, а на водораздельных участках 0,1—0,001 л/сек·м и менее (см рис 9).

Воды антропоген-олигоценовых отложений Средне-Обского бассейна почти повсеместно гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые и магниевые, обычно I, редко II и III типов с минерализацией 0,06—0,5 г/л, реже до 0,8 г/л (табл. 9). В них часто отмечается повышенное содержание железа, достигающее иногда 22—84 мг/л. В пределах населенных пунктов часто наблюдается загрязнение подземных вод четвертичных отложений промышленными и фекальными водами. Это приводит к повышению минерализации подземных вод до 0,9—1,3 г/л и появлению в них в значительных количествах нитрит- и нитрат-ионов. Скважинами в пос Березово, вероятно в отложениях салехардской свиты, были вскрыты слабосоленоватые воды с минерализацией до 1,8 г/л хлоридно-натриевого состава III типа, содержащие бром до 5,3 мг/л, аммоний до 25 мг/л, йод до 0,9 мг/л и борную кислоту до 9 мг/л. Слабосоленоватые воды в четвертичных отложениях с минерализацией до 1,14 г/л вскрыты в скважинах по профилю Игрим-Сартынья. По составу они гидрокарбонатные и хлоридные натриевые I типа с содержанием брома до 12,3 мг/л, йода до 3,6 мг/л, аммония до 6 мг/л.

В Березовском районе растворенные газы пресных вод четвертичных отложений в одних случаях отвечают составу растворенного воздуха, обедненного кислородом, в других газ является азотным с содержанием метана до 9%, кислород в нем отсутствует. В соленоватых водах в районе пос. Березово газы имеют азотно-метановый состав (Учителева, 1960). В подземных водах олигоценовых отложений по р. Вах отмечено большое содержание кремнекислоты.

Питание подземных вод антропоген-олигоценовых отложений Средне-Обского бассейна происходит как за счет вод палеозойского обрамления, так и в основном за счет непосредственной инфильтрации атмосферных осадков. Основными областями питания подземных вод являются Чулымская платообразная возвышенность, Васюганское плато, приводораздельная часть Обь-Иртышского междуречья, районы Сибирских Увалов и другие приподнятые водораздельные пространства. Второстепенное значение в пополнении запасов подземных вод бассейна имеет, по-видимому, разгрузка высоконапорных вод нижележащих водоносных комплексов.

Сток подземных вод идет в общем к долине р. Оби, являющейся основной дренажной для этого бассейна. Местные направления движения вод создают притоки р. Оби. В общем виде конфигурация пьезогидроизогипс подземных вод олигоцен-четвертичных отложений в сглаженном виде повторяет рельеф дневной поверхности.

Таблица 9

Некоторые данные о химическом составе подземных вод
антропоген-олигоценых отложений Средне-Обского бассейна

Местоположение скважин	Интервал пробуривания, м	Минерализация, мг/л	Содержание компонентов, $\frac{\text{мг/л}}{\text{мг-экв \%}}$					Общая жесткость, мг-экв/л
			Cl	SO ₄	HCO ₃	Na + K	Ca	Mg

Отношения термис рек (aIQ)

г. Томск	—	200	$\frac{69,2}{57,69}$	$\frac{45,4}{27,81}$	$\frac{30}{14,5}$	$\frac{48,3}{68,71}$	$\frac{16}{20,71}$	$\frac{5,9}{11,26}$	1,28
Сел. Адаво, Томский р-он	—	504	$\frac{60,3}{18,06}$	$\frac{45,3}{10,0}$	$\frac{413,3}{71,94}$	$\frac{20,5}{6,6}$	$\frac{153,7}{81,5}$	$\frac{13,6}{11,9}$	8,79
Дер. Воронно, Асиновский р-он	—	314,5	$\frac{7,72}{3,4}$	$\frac{6,58}{2,1}$	$\frac{372,22}{94,5}$	$\frac{20,24}{13,6}$	$\frac{66,04}{51,2}$	$\frac{27,64}{35,2}$	5,57
Пос. Карасик, Томская обл.	5,5-10,0	598,47	$\frac{34,83}{13,26}$	$\frac{16,0}{4,49}$	$\frac{370,88}{82,03}$	$\frac{1,15}{0,0}$	$\frac{182,26}{89,04}$	$\frac{7,3}{0,08}$	6,6
г. Сургут, Томская обл.	4,5-7,0	520,51	$\frac{180,2}{55,0}$	$\frac{20,0}{5,1}$	$\frac{23,2}{4,62}$	$\frac{21,83}{1,15}$	$\frac{85,31}{51,92}$	$\frac{32,47}{32,48}$	6,93
Сел. Ларьки, Томская обл.	5,5-6,5	663,64	$\frac{69,85}{22,16}$	$\frac{20,0}{4,73}$	$\frac{81,13}{14,96}$	$\frac{41,17}{20,13}$	$\frac{113,09}{63,44}$	$\frac{16,9}{15,03}$	7,03

Отложения Тобольского горизонта (alQ_{al6})

Дер. Лаврово, Токский р-он	-	$\frac{377,5}{2,09}$	$\frac{8,42}{0,52}$	$\frac{2,0}{0,52}$	$\frac{451,54}{96,49}$	$\frac{19,55}{11,08}$	$\frac{98,8}{64,41}$	$\frac{22,33}{24,51}$	$\frac{6,82}{6,82}$

Отложения доломитового горизонта (alQ_{al7})

Пос. Белый Яр, Верхне-Кетский р-он	-	162	$\frac{20,59}{13,48}$	$\frac{2,88}{1,9}$	$\frac{152,55}{79,62}$	$\frac{26,9}{37,25}$	$\frac{22,92}{36,31}$	$\frac{10,14}{26,44}$	$\frac{2,27}{2,27}$

Отложения неокрепшей серии (Rg_{al8})

Дер. Мишутинское, Зырянский р-он	-	$\frac{227,01}{4,2}$	$\frac{6,52}{4,2}$	Нет	$\frac{274,59}{95,8}$	$\frac{1,33}{1,7}$	$\frac{64,12}{68,1}$	$\frac{17,08}{29,8}$	$\frac{4,6}{4,6}$
Пос. Катраско, Токская обл	-	$\frac{540,02}{2,77}$	$\frac{6,96}{2,77}$	.	$\frac{404,65}{97,23}$	$\frac{5,47}{3,48}$	$\frac{96,19}{70,19}$	$\frac{14,59}{16,36}$	$\frac{6,0}{6,0}$
Пос. Мечон, Тюменская обл	41-49	$\frac{280,35}{2,77}$	-	.	$\frac{197,03}{100}$	$\frac{12,19}{16,42}$	$\frac{33,73}{52,01}$	$\frac{7,3}{13,57}$	$\frac{2,98}{2,98}$
Г. Сургут, Тюменская обл	223-262	$\frac{289,9}{2,77}$	$\frac{34,23}{26,92}$	.	$\frac{162,26}{73,07}$	$\frac{4,6}{54,94}$	$\frac{11,9}{16,2}$	$\frac{8,51}{19,23}$	$\frac{1,29}{1,29}$
Пос. Нефтегазск, Тюменская обл	106-117	$\frac{464,31}{19,83}$	$\frac{27,9}{19,83}$	.	$\frac{324,52}{86,17}$	$\frac{76,82}{68,49}$	$\frac{13,88}{12,08}$	$\frac{15,69}{27,59}$	$\frac{1,98}{1,98}$

Средне-Енисейский бассейн (Б₃)

В Средне-Енисейском бассейне также развиты породы четвертичного, неогенового и олигоценового возраста. Наибольшее развитие имеют четвертичные отложения. Неогеновые и олигоценовые осадки встречаются лишь отдельными небольшими останцами на относительно приподнятых участках рельефа. Водоносность отложений изучена недостаточно, основные данные по бассейну имеются только о подземных водах южнее широты г. Енисейска (табл. 10).

Таблица 10

Некоторые данные о подземных водах антропоген-олигоценовых отложений
Средне-Обского бассейна

Местоположение скважин	Интервал опробования, м	Статистический уровень, м Абс. от уровня, м	Дебит, л/сек Удельный дебит, л/сек м	Формула химического состава
<i>Воды четвертичных отложений</i>				
Сел. Маклаково, Енисейский р-н	20—34	$\frac{9,1}{73}$	$\frac{15}{5}$	$M_{0,33} \frac{HCO_3 100}{Ca 67 Mg 23 Na 10}$
Сел. Шумково, Советский р-н	0—23,5	Нет сведений	$\frac{2,9}{2,4}$	$M_{0,4} \frac{HCO_3 72 Cl 20 SO_4 6}{Ca 47 Na 31 Mg 22}$
<i>Воды олигоценовых отложений</i>				
Сел. Новониколаевка, Пировский р-н	16—34	$\frac{7,3}{152}$	$\frac{3}{1,25}$	$M_{0,33} \frac{HCO_3 100}{Ca 70 Mg 25 Na 5}$
Сел. Рождественское, Качаинский р-н	19—40	$\frac{18,4}{100}$	$\frac{2}{0,35}$	$M_{0,74} \frac{HCO_3 77 NO_3 13 Cl 8 SO_4 2}{Ca 80 Mg 20}$
Сел. Кирикова, Пировский р-н	18—42	$\frac{17,7}{192}$	Нет сведений	$M_{0,1} \frac{HCO_3 95 SO_4 5}{Na 41 Ca 39 Mg 20}$

Водоносные отложения от нижнеплейстоценового до современного возраста различного генезиса и состава развиты повсеместно на междуречьях. Осадки аллювиального, озерно-аллювиального и озерного генезиса заполняют эрозионные понижения в кровле подстилающих пород, образовавшиеся в результате древних размывов, и представлены преимущественно терригенным материалом — песками с гравием и галькой с подчиненным количеством глинистых прослоев. Мощность отложений увеличивается в северном направлении. Воды современных отложений преимущественно грунтовые. Уровни их в зависимости от рельефа поверхности располагаются на глубине 2—10 м, реже до 20 м. В верхней части разреза развита верховодка, залегающая на глубинах 0,2—1,5 м. Снижение уровня грунтовых вод отмечается к долинам рек, оврагам, балкам и другим понижениям в рельефе. На отдельных высоких водоразделах, по склонам оврагов, балок отложения часто полностью дренированы. На пониженных участках водоразделов развито заболачивание, что особенно характерно для северных районов бассейна. К таким заболоченным участкам приурочены истоки многих рек района. Водообильность покровных отложений практически не изучена. Притоки в колодцы, вскрывающие суглинистые разности пород, составляют сотые или десятые доли литра в секунду. Воды пресные, гидрокар-

бонатные кальциевые, I и III типов. На юге бассейна встречаются воды с минерализацией до 2,5 г/л. Состав их гидрокарбонатный кальциевый, II и III типов.

Четвертичные разновозрастные аллювиальные отложения выполняют долины Енисея и его притоков, слагая их пойменные и надпойменные террасы. Осадки представлены супесями, суглинками, песками, реже гравийно-галечниковыми образованиями, преобладание которых наблюдается в нижних частях разреза надпойменных террас. Мощность отложений от 10—15 м (в долинах мелких рек) увеличивается до 60 м и более (в долине р. Енисей). Породы повсеместно обводнены. Безнапорные и слабонапорные воды залегают на глубинах 0,5—15 м. В поймах уровень находится на отметках уреза воды в реках. Дебиты водопунктов составляют 1—15 л/сек, удельные дебиты до 5 л/сек·м. На склонах надпойменных террас часто наблюдаются источники с дебитами 0,4—1,5 л/сек. Воды пресные. Минерализация их до 0,9 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый, I и III типов.

Отложения неогенового возраста, представленные таволжанской и кустанайской свитами, распространены на отдельных небольших участках междуречий в средней части бассейна. Породы представлены песчано-галечниковыми образованиями с подчиненным количеством глин. Они залегают на олигоценовых и более древних осадках и почти повсеместно перекрыты четвертичными отложениями. Водоносность отложений не изучена. В сел. Таловка Большемутлинского района колодезем на глубине 15—20 м вскрыты предположительно неогеновые отложения, насыщенные пресными гидрокарбонатными кальциевыми водами I типа.

Олигоценые отложения в пределах бассейна имеют ограниченное распространение и представлены преимущественно песчаными осадками, повсеместно содержащими грунтовые или слабонапорные воды. На крайнем северо-западе бассейна, в верховьях р. Сым, развиты отложения нижнеолигоценового возраста, представленные сероцветными песчано-глинистыми породами. Они залегают на верхнемеловых породах. Глубина отложений увеличивается с востока на запад от нескольких метров до 60 м и более, в том же направлении увеличивается и их мощность. Подземные воды этих отложений не изучены. По аналогии с Средне-Обским бассейном, можно предполагать, что они насыщены пресными гидрокарбонатными кальциевыми водами и имеют сравнительно высокую водообильность.

В средней части бассейна, на Кеть-Кемском и Кемь-Енисейском междуречьях, развиты отложения верхнеолигоценового возраста, относимые к бельской свите — аналогу знаменской свиты. Они встречены в виде отдельных останцов, залегающих на приподнятых участках междуречий, и представлены глинистыми разнородными песками с линзами и прослоями гравия и галечника в нижней части разреза. В более высоких горизонтах появляются прослой глинистых пород, часто обогащенных растительным детритом. Бельская свита залегает на осадках мелового, реже юрского возраста и почти повсеместно перекрыта четвертичными образованиями, а на отдельных участках также отложениями неогенового возраста. Выходы верхнеолигоценовых пород наблюдаются в доколе высоких террас, по склонам оврагов и балок. Глубина залегания их составляет 3—20 м, а на участках развития неогеновых отложений — до 30—35 м. Мощность отложений свиты достигает 20—40 м. Воды, приуроченные к песчаным отложениям, чаще безнапорные, реже напорные; гидравлически они тесно связаны с водами покрывающих и подстилающих пород, что обусловлено отсутствием разделяющих глинистых слоев. На склонах долин в основании свиты встречаются маломощные источники и мочежины. Уровень вод залегает на

глубине 7—20 м. Водообильность отложений практически не изучена. Дебиты единичных скважин составляют 2—3 л/сек, а удельный дебит 0,9—1,2 л/сек·м. Воды пресные с минерализацией 0,3—0,9 г/л, состав их гидрокарбонатный кальциевый, I и III типов.

Иртышский и Верхне-Обский бассейны (Б₄ и Б₅)

По геологическому строению Иртышский и Верхне-Обский бассейны близки друг другу. Верхне-Обский бассейн к тому же занимает сравнительно небольшую площадь, поэтому их описание дается совместно. Иртышский бассейн расположен в зонах с избыточным, оптимальным, недостаточным и весьма недостаточным увлажнением, а Верхне-Обский — в зонах оптимального и недостаточного увлажнения.

Четвертичные водоносные отложения представлены различными генетическими типами и литологическими разностями. Водоносность пород наиболее изучена на юге Иртышского бассейна (Бейром и Михайлова, 1958; 1960). Водоносные современные озерные осадки, развитые вблизи озер, сложены иловатыми суглинками и супесями общей мощностью 0,5—10,0 м. Залегают они на плотных верхнечетвертичных суглинках и глинах неогена (западная часть Иртышского бассейна). Воды в озерных осадках на севере и востоке пресные и слабосоленоватые. На юге и юго-западе преобладают соленые воды с плотным остатком до 10 г/л и выше. Так, в котловине оз. Селетытениз вскрыты грунтовые воды с минерализацией до 50—100 г/л.

Воды озерно-болотных отложений распространены главным образом на севере бассейнов. Водовмещающие породы представлены иловатыми суглинками, супесями, торфами и реже песками. Общая мощность обводненных пород 2—8 м. Зеркало грунтовых вод залегает на глубине 0,5—3,0 м и часто образует единый водоносный горизонт с водами нижележащих пород. Воды по качеству преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниевые с минерализацией до 1,0 г/л, общей жесткостью 3—6 мг·экв/л.

Воды элювиально-делювиальных отложений (Q₃₋₄) пользуются значительным распространением на площади бассейнов. Литологический состав осадков представлен покровными суглинками, супесями и прослоями тонкозернистых песков. На отдельных участках в Барабинской и Кулундинской степях встречаются эоловые, преимущественно песчаные отложения, слагающие гривы, пологие возвышенности и древние долины. Грунтовые воды вскрываются на глубинах 1,0—10,0 м. Осадки обводнены слабо. Дебиты колодцев колеблются от сотых долей литра в секунду до 0,2 л/сек. По качеству воды различные. Пресные воды с плотным остатком до 1,0 г/л распространены на севере Иртышского бассейна, солоноватые и соленые в центральной и южной его частях с минерализацией до 5,0 г/л и выше. На отдельных участках вблизи соленых озер и в замкнутых котловинах встречаются воды с плотным остатком до 20 г/л. По химическому составу пресные воды относятся к гидрокарбонатному классу. В населенных пунктах в грунтовых водах установлено повышенное содержание нитратов.

В покровных суглинках и эоловых песках часто встречается верховодка, глубина залегания которой 0,5—2,5 м. Дебит этих вод незначительный. В засушливое время верховодка исчезает. Химический состав вод пестрый. Воды элювиально-делювиальных осадков на площади Верхне-Обского бассейна повсеместно пресные гидрокарбонатные кальциевые.

В долинах рек Ишима, Вагая и Иртыша грунтовые воды приурочены к аллювиальным (Q₂—Q₄) осадкам поймы и надпойменных тер-

рас, развитым преимущественно на левобережьях рек. Они залегают в песках и тонко- и мелкозернистых, реже крупнозернистых с прослоями гравия и гальки. При этом в направлении с юга на север крупнозернистые пески замещаются более глинистыми разностями. Водоносные осадки подстилаются на юге глинами неогена, а севернее широты г. Омска песчано-алевритовой толщей верхнего олигоцена. Мощность обводненных пород изменяется от 3 до 15 м. Воды лишь участками имеют слабый напор за счет глин, залегающих в кровле. Уровень воды вскрывается на глубине 0,3—2,0 м. Дебит скважин в зависимости от литологического состава пород колеблется от сотых долей до 3,0 л/сек, редко до 8 л/сек и выше (долина р. Иртыша). Удельные дебиты равны сотым и десятым долям литра в секунду на метр. По борту правого берега р. Иртыша наблюдаются рассеянные и сосредоточенные выходы источников с небольшим дебитом. На севере воды пресные гидрокарбонатные с плотным остатком до 1,0 г/л. Южнее г. Омска преобладают соленоватые воды с плотным остатком до 3,0 г/л, местами соленые.

Воды аллювиальных отложений поймы и надпойменных террас р. Оби приурочены к разнозернистым пескам и песчано-гравийно-галечниковым осадкам. Мощность обводненных пород составляет 5—40 м. В подошве их залегают песчано-глинистые осадки верхнего олигоцена или палеозойские породы. Уровень грунтовых вод вскрывается на глубине 0,5—10 м. В пределах высоких террас они приобретают напор до 10—25 м. Аллювиальные воды выше и ниже водохранилища Новосибирской ГЭС дренируются р. Обь. Уклон их поверхности в прибрежной зоне достигает 0,03 м. Водообильность осадков неравномерная. Дебиты скважин колеблются от десятых долей литра в секунду до 10 л/сек и более. В районе водохранилища на р. Оби значительная часть долины (I и II террасы) затоплена. Воды отложений III и IV террас находятся в зоне подпора, распространившегося на расстоянии 1,5—8,0 км (Бейром, 1962). Уровненный режим подземных вод здесь находится в зависимости от хода наполнения и сработки водохранилища и в зависимости от удаленности от берега, амплитуда колебания достигает 3,0 м. Дебит скважин в прибрежной зоне колеблется в пределах 1,0—5,0 л/сек при понижении уровня на 1,0—10,0 м, а в наиболее благоприятных участках 25—30 л/сек, удельный дебит при этом составляет 2,0—5,0 л/сек·м. По качеству воды аллювиальных отложений пресные гидрокарбонатные с плотным остатком до 1,0 г/л, слабощелочные, с общей жесткостью до 6 мг·экв/л.

Озерно-аллювиальные верхне-среднечетвертичные отложения (Q_{2-3}) карасукской свиты распространены на юго-западе Новосибирской области и представлены тонкозернистыми песками, супесями и иловатыми суглинками с прослоями глин. Мощность водоносных пород изменяется от 4 до 20 м. Осадки залегают на глинах и суглинках неогена или нижнечетвертичного возраста и повсеместно выходят на дневную поверхность. Водоносный горизонт вскрывается на глубине 2—10 м, чаще 2—5 м. Амплитуда колебания уровня в зависимости от хода атмосферных осадков и снеготаяния составляет 0,5—1,5 м. Дебиты разведочных скважин часто доходят до 1,0 л/сек при понижении уровня на 5—10 м. Воды преимущественно пресные и слабосоленоватые гидрокарбонатного и сульфатного классов с минерализацией от 1 до 3,0 г/л. Соленые воды хлоридного класса натриевой и магниевой групп вскрыты к западу от ж.-д. линии Кулунда — Карасук.

Водоносный горизонт касмалинской свиты развит на юге Иртышского бассейна, в пределах древних долин стока: Карасукской Бурлинской, Нижне- и Верхнекулундинской, Касмалинской, Барнаульской и Алейской, вытянутых с юго-запада на северо-восток. Ширина долин 4—

30 км, а глубина вреза до 40 м. Водовмещающие породы представлены тонко- и мелкозернистыми песками, местами с гравием и прослоями супесей и суглинков. Мощность обводненной толщи равна 5—40 м. Зеркало грунтовых вод вскрывается на глубинах 1—10 м, чаще 2—5 м. Местами, где в кровле прослеживаются глины, воды слабонапорные. Основное направление грунтового потока на юго-запад, а в Барнаульской и Касмалинской долинах на северо-восток, к долине р. Оби. Дебиты скважин в зависимости от гранулометрического состава изменяются от 0,4 до 4,0 л/сек при понижении уровня на 1,0—10,0 м, иногда до 10,0 л/сек. По качеству воды преимущественно пресные, с минерализацией до 1,0 г/л и общей жесткостью 3—10 мг-экв/л и относятся к гидрокарбонатным кальциевым и натриевым. Солоноватые воды с минерализацией до 3,0 г/л смешанного солевого состава встречаются на отдельных участках вблизи соленых озер, в бортовых и устьевых частях некоторых долин.

Воды среднечетвертичных отложений (Q_2) широко развиты на площади обоих бассейнов. Эти отложения представлены здесь красnodубровской, сладковской и федосовской свитами, а также аллювиальными осадками, выполняющими древние ложбины стока на Ишим-Иртышском междуречье (Камышловский лог и др.). Водосодержащие породы сложены супесями, легкими суглинками и тонкозернистыми песками общей мощностью до 10,0 м. В верхней части толщи почти повсеместно на глубине 1,0—10,0 м прослеживаются безнапорные грунтовые воды. Водообильность пород слабая. Дебиты колодцев и скважин обычно составляют сотые и реже десятые доли литра в секунду.

В северной и восточной частях описываемых бассейнов, вблизи крупных рек и озер распространены пресные воды с плотным остатком до 1,0 г/л. Воды гидрокарбонатного класса кальциевой и натриевой, реже магниевой групп. На остальной, большей части бассейнов воды преимущественно солоноватые и участками соленые с плотным остатком до 3,0 г/л смешанного состава. На юге, юго-западе бассейна, в древних долинах стока Вагай-Ишимского и Ишим-Иртышского междуречий и вблизи Казахского нагорья воды характеризуются пестрой минерализацией с величиной плотного остатка от 1,0 до 50,0 г/л. По составу воды относятся к хлоридным, реже сульфатным натриевым. Коллебания уровня грунтовых вод, как показали режимные наблюдения, тесно связаны с ходом атмосферных осадков. Максимальный уровень воды отмечается весной в период снеготаяния, понижается в осенне-зимний период на 1,0—2,5 м. В котловинах озер и заболоченных понижениях грунтовые воды смыкаются с водами современных озерно-болотных осадков. Вблизи долин, на склонах оврагов и озер наблюдаются выходы грунтовых вод в виде мочажин и небольших источников. Остальная, большая по мощности, часть толщи среднечетвертичных отложений в пределах Приобского плато обводнена слабо. Напорные воды здесь приурочены к разобщенным линзам и маломощным прослоям песка, залегающим на глубинах 14—50 м, реже до 85 м, мощность обводненных пород равна 1,0—6,0 м. Пьезометрические уровни в скважинах находятся на глубинах 3—60 м от поверхности. Дебиты из водоносных горизонтов по разведочным скважинам обычно составляют десятые доли литра в секунду, реже до 1,0 л/сек. Вода пресная и слабосолоноватая с минерализацией 0,5—2,0 г/л. Состав вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и натриевый.

Нижне-среднечетвертичные отложения (Q_{1-2}) слагают две свиты: кулундинскую и чановскую. Водоносный горизонт кулундинской свиты распространен на юге Иртышского бассейна в пределах Кулундинской аллювиальной равнины, на площади до 35 тыс. км². Водовмещающие

породы представлены разнозернистыми песками с прослоями суглинков и глин. Эта толща залегает на глинах неогенового возраста. Мощность кулундинской свиты в центральной части бассейна до 40,0 м и по окраинным частям 4,0—11,0 м.

Воды вскрываются на различных глубинах, уровень устанавливается на 2—8 м от поверхности. Наиболее водообильными являются породы в пределах центральной части впадины, к окраинной зоне она снижается. В центральной части удельные дебиты по скважинам находятся в пределах 5—6 л/сек м, а по окраинам до 0,5 л/сек·м. Коэффициент фильтрации пласта составляет 8—30 м/сутки, при среднем 18 м/сутки. Уклоны поверхности подземных вод по пьезо- и гидроизогипсам малые — 0,0005—0,001. Отмечается дренирование грунтовых вод крупными озерными котловинами (Кулундинское, Кучукское, Бол. Яровое и др.), что проявляется в виде источников по берегам и в самих озерах.

Воды Кулундинской свиты формируются главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, поэтому они имеют невысокую минерализацию — 0,2—0,8 г/л и гидрокарбонатный натриевый состав. По окраинным участкам, в местах перелива вод из кочковской свиты в кулундинскую, минерализация несколько повышенная и воды большей частью сульфатные или хлоридные натриевые.

Водоносные отложения чановской свиты распространены в районе оз. Чаны и на правобережье р. Иртыша в широких погребенных долинах. Водосодержащими породами являются тонкозернистые пески, супеси и суглинки, залегающие на глинах неогена. Мощность водоносного слоя изменяется от 2 до 20 м. Уровень грунтовых вод вскрывается на глубине 2—10 м. Водообильность пород слабая. Дебит разведочных скважин и шахтных колодцев составляет обычно сотые и реже десятые доли литра в секунду при понижении уровня на 3—14 м. Минерализация вод пестрая — от пресных с плотным остатком до 1,0 г/л гидрокарбонатного класса натриевой группы на севере до соленых с минерализацией 2—15 г/л хлоридного класса натриевой группы на юге.

Плиоцен-нижнечетвертичные отложения кочковской свиты широко распространены в восточной части Иртышского бассейна. Водовмещающими породами этого горизонта являются тонко- и мелко-зернистые пески, реже супеси. По восточной окраине преобладают разнозернистые пески с гравием и галькой. Мощность водоносных пород колеблется от 1 до 25 м, чаще 10—15 м. Водоносные осадки подстилаются глинами неогена, песчано-алевритовыми отложениями верхнего олигоцена, а в краевой части — палеозойскими породами. На севере бассейна, где неогеновые глины размыты, воды кочковской свиты непосредственно связаны с нижележащим горизонтом знаменской свиты. Кровля горизонта залегает на глубине от 4—20 м на севере до 80—110 м на Приобском плато.

Воды, за исключением северо-западной окраины, напорные. Величина напора составляет 5—90 м. Пьезометрические уровни в зависимости от рельефа устанавливаются на глубине от 10 м выше поверхности до 50 м ниже ее (табл. 11). Абсолютные отметки гидроизопьез в целом снижаются на запад к бассейну оз. Чаны и на восток к долине р. Оби.

Пески кочковской свиты наиболее водообильны на северо-востоке Верхне-Обского бассейна вблизи области питания. Коэффициент водопроводимости здесь составляет 630 м²/сутки, а дебит скважин достигает 5,0—15,0 л/сек при понижении уровня на 3—5 м. На остальной территории коэффициент водопроводимости изменяется в пределах от 30 до 140 м²/сутки, а дебит скважин от 0,1 до 3,0 л/сек при понижении уровня до 30 м. Наиболее низкие дебиты (сотые и десятые доли литра

Таблица 11

**Некоторые данные о подземных водах нижнекочковской подсвиты
(Иртышский бассейн, Новосибирская область)**

Местоположение скважин	Интервал опробования, м	Статический уровень, м Абс. отм. уровня, м	Дебит, л/сек Удельный дебит, л/сек·м
Колыванский р-н			
Пос. Вондовский	44—62	$\frac{4,3}{135,7}$	$\frac{2,0}{0,43}$
Дер Еловка	48—67	Самонизл.	$\frac{10,0}{\text{самонизл.}}$
Дер. Мал. Черемшанка	52,6—58	$\frac{0,6}{124,4}$	$\frac{2,0}{0,51}$
Дер. Марчиха	55—61	$\frac{+0,4}{126,4}$	$\frac{2,5}{1,19}$
Сел. Сидоровка	80,9—86,5	$\frac{5,3}{144,7}$	$\frac{1,66}{0,31}$
Сел. Пономаревка	64,5—69,8	$\frac{+10,5}{137,5}$	$\frac{4,2}{1,91}$
Ст. Коченево	73,5—80	$\frac{17,0}{148,0}$	$\frac{5,1}{0,3}$
Сел. Овчинниково	71—84	$\frac{10,0}{150}$	$\frac{2,2}{0,31}$
Сел. Сенчанка	66,5—72	$\frac{4,5}{157,5}$	$\frac{1,6}{0,53}$
Чулымский р-н			
Сел. Быструха	83,5—88,7	$\frac{0,45}{169,5}$	$\frac{2,0}{0,5}$
Свх. Дупленский	73,8—79	$\frac{1,2}{159,8}$	$\frac{2,8}{1,0}$
Пос. Зубари	63,6—68,2	$\frac{4,2}{140,8}$	$\frac{1,7}{1,0}$
Ст. Кокошино	63—70	$\frac{1,5}{148,5}$	$\frac{1,77}{0,71}$
Ст. Пеньки	59—64	$\frac{2,5}{142,5}$	$\frac{1,6}{0,45}$
Сел. Покровка	51,8—74,0	$\frac{1,5}{151,5}$	$\frac{2,6}{0,4}$
Ордынский р-н			
Свх. Ордынский, ферма № 2	106,9—116,2	$\frac{10,6}{189,4}$	$\frac{5,0}{0,17}$
Сел. Черемшанка	44,7—56	$\frac{8,0}{167,0}$	$\frac{1,38}{0,08}$
Каргатский р-н			
Пос. Петровский	41,2—51,4	$\frac{2,3}{134,7}$	$\frac{1,58}{0,93}$
Пос. Первомайский	54,3—71	$\frac{5,0}{143,0}$	$\frac{1,0}{0,2}$
Пос. Сапожковский	62,2—81,0	$\frac{4,0}{146,0}$	$\frac{1,6}{0,1}$

Продолжение табл. 11

Местоположение скважин	Интервал опробования, м	Статический уровень, м	Дебит, л/сек
		Абс от уровня, м	Удельный дебит, л/сек м
Убинский р-н			
Ст Кужурла	31,7—48,7	$\frac{6,0}{120}$	$\frac{1,6}{0,45}$
Доволенский р-н			
Сел Баган	57,5—72,5	$\frac{5,2}{135,8}$	$\frac{2,1}{0,46}$
Пос Верхне-Баганский	41,2—68,4	$\frac{4,7}{138,3}$	$\frac{1,88}{0,24}$
Сел Волчанка	41—59	$\frac{3,0}{126,0}$	$\frac{1,9}{0,21}$
Дер Даниловская	35—60	$\frac{4,0}{138,0}$	$\frac{3,6}{0,9}$
Пос Ливенский	28—50,7	$\frac{2,6}{121,4}$	$\frac{1,37}{0,14}$
Сел Кочки	51,6—71,5	$\frac{0,7}{154,3}$	$\frac{2,2}{0,5}$
Пос Республиканский	92—109,5	$\frac{28,5}{171,5}$	$\frac{1,4}{0,5}$
Барабинский р-н			
Сел Кожевниково	23—41	$\frac{6,5}{108,5}$	$\frac{2,0}{0,36}$
Сел Новогутово	33,8—47	$\frac{6,8}{118,2}$	$\frac{0,25}{0,1}$
Сел Чистоозерное	20—31,5	$\frac{7,8}{102,2}$	$\frac{2,0}{0,6}$
Эдвинский р-н			
Пос Сарабалык	45—57	$\frac{2,5}{112,5}$	$\frac{1,4}{0,2}$
Куйбышевский р-н			
Сел Абрамово	33—40	$\frac{6,0}{107,0}$	$\frac{1,38}{0,14}$
Сел Патрушево, ферма № 3	32,5—39,5	$\frac{4,0}{128,0}$	$\frac{1,0}{0,5}$
Краснозерский р-н			
Дер Локтевая	56,1—69,6	$\frac{6,5}{132,5}$	$\frac{6,8}{0,68}$
Дер Михайловка	56,3—63	$\frac{4,0}{132,0}$	$\frac{1,25}{0,12}$

в секунду) отмечены на юге в пределах Приобского плато и вблизи западной границы распространения горизонта, где пески имеют небольшую мощность и тонкозернистый состав. По химическому составу воды в основном пресные с минерализацией от 0,3 до 1,0 г/л, с общей жесткостью от 0,4 до 26 мг-экв/л (табл. 12). Воды гидрокарбонатного класса, натриевой или кальциевой групп. Лишь на юге и юго-западе распространены солоноватые воды с плотным остатком от 1 до 3,0 г/л. В единичных случаях встречается соленая вода. Воды относятся к сульфатному и хлоридному классам. Солоноватые воды часто дают осадок гидроокислов железа.

Отложения неогенового возраста, представленные осадками кустанайской, павлодарской и таволжанской свит, широко развиты в южной части Иртышского и Верхне-Обском бассейнах. Породы представлены преимущественно глинами и суглинками с линзами и прослоями песка. Глины часто карбонатизированы, засолены и содержат включения гипса и известково-мергелистые конкреции. Мощность отложений изменяется от нескольких метров вблизи предгорий до 10—50 м на западе и 100—130 м в центральной части бассейна.

Верхнеплиоценовые отложения кустанайской свиты развиты на западе бассейна (Тобол-Ишимский водораздел), где они в виде небольших пятен и полос вытянуты вдоль современных речных долин и слагают отдельные участки водоразделов.

Породы представлены серыми, коричнево-бурыми суглинками и глинами, с редкими маломощными прослоями глинистых песков. Мощность их составляет 15—30 м. Водоносные горизонты в них приурочены к прослоям и линзам песков среди глин. По условиям залегания встречаются как грунтовые, так и напорные воды. Водообильность весьма мала, приток не превышает сотые доли литра в секунду. Воды в основном солоноватые, с минерализацией до 5,0 г/л хлоридного и сульфатного классов магниевой и натриевой групп. Реже вблизи соленых озер или на повышенных участках равнины развиты соленые воды с минерализацией 5—10 г/л и выше. Характерно почти повсеместное повышение содержания магния, количество которого составляет 10—800 мг/л.

Отложения павлодарской свиты широко развиты на юге бассейна. Они представлены комковатыми песчанистыми глинами и суглинками с линзами и прослоями полимиктовых слюдистых песков, невыдержанных по мощности и простираию. Породы выходят на поверхность или вскрываются на глубине от нескольких метров на западе бассейна до 40 м на юге — в Кулундинской впадине и 100—110 м на Приобском плато. В центральной части бассейна павлодарская свита перекрыта маломощными четвертичными отложениями. Мощность свиты достигает 90,0 м. Водоносными являются прослои и линзы песков, количество и мощность которых возрастает с запада на восток. Статистические уровни вод в скважинах устанавливаются на глубине от 2 до 60 м. В долинах рек и озерных котловинах скважины дают самоизлив. Водообильность пород незначительная, дебиты водопунктов составляют десятые доли литра в секунду при понижении уровня на 10—15 м, реже более 1,0 л/сек. Наибольший практический интерес воды этих отложений имеют на юге бассейна (Кулунда). Дебиты скважин здесь из отдельных горизонтов достигают 3—5 л/сек. Удельный дебит 0,2—1,0 л/сек·м. По качеству воды различные.

Воды с плотным остатком до 1,0—1,5 г/л распространены на юге, востоке и северо-востоке бассейна. По составу эти воды преимущественно гидрокарбонатного и сульфатного классов, в меньшей степени хлоридного класса, с преобладанием среди катионов на западе натрия и магния, а на востоке и юге — натрия и кальция. На остальной

большей части территории распространения павлодарской свиты развиты солоноватые воды с минерализацией до 3—5 г/л смешанного катионно-анионного состава, с некоторым преобладанием натрия.

На отдельных участках Ишим-Иртышского междуречья, на юге-Прииртышья встречаются соленые воды хлоридного класса натриевой группы с минерализацией 10—50 г/л.

Отложения нижнего миоцена (таволжанская свита), широко распространены на юге бассейна, представлены сильнозагипсованными и засоленными глинами с редкими и маломощными линзами и прослоями песков. Мощность свиты 3—40 м. Глубина залегания пород изменяется от 30 до 120 м. Наиболее водоносны отложения в центральной части бассейна и на юге в пределах Кулундинской впадины.

Воды повсеместно напорные, статические уровни устанавливаются на глубинах от 1 до 60 м ниже поверхности. На отдельных пониженных участках наблюдается самоизлив. Дебиты скважин по наиболее обводненному горизонту составляют до 1,0 л/сек и более. Минерализация вод пестрая. Пресные воды известны на юге (Кулунда) и на северо-востоке бассейна. По составу эти воды относятся преимущественно к сульфатному и гидрокарбонатному классам и в меньшей степени хлоридному с преобладанием на западе натриевой и магниевой групп, а на востоке — натриевой и кальциевой.

На остальной, большей части территории, развиты солоноватые воды с минерализацией до 3 г/л, преимущественно смешанного катионно-анионного состава, с некоторым преобладанием натрия. Местами на Тобол-Ишимском междуречье, а также в Прииртышье встречаются соленые воды хлоридного класса натриевой группы с минерализацией свыше 10,0 г/л.

Олигоценые отложения повсеместно распространены и представлены песчано-алевритовыми осадками, содержащими в основном напорные воды. Залегают они на эродированной поверхности глин чеганской свиты, а на юге в предгорьях на более древних породах мелового и палеозойского возраста (Бейром [и др.], 1961; Михайлов [и др.], 1963).

Водоносный горизонт верхнеолигоценовых отложений знаменской и туртасской свит приурочен к тонко- и мелко-зернистым пескам с прослоями алевритов, а в окраинных частях к более грубозернистым породам. На юге, вблизи Казахского нагорья, пески местами переходят в плотные каолинизированные глины. На западе в составе водоносных пород преобладают тонкозернистые пески и алевриты или горизонты тонкого переслаивания песков, алевритов или алевритовых глин. Кровлей на большей части бассейна служат глинистые осадки бурлинской серии неогена, на севере — песчано-глинистые четвертичные отложения. Лишь в Приказахской части эти породы выходят на дневную поверхность. Мощность водоносной толщи колеблется от 1—10 м в краевой зоне до 100 м в центральной. Глубина залегания горизонта соответственно изменяется от 2 до 130 м. Грунтовые воды распространены на участках выхода верхнеолигоценовых отложений на дневную поверхность. Здесь воды вскрываются на глубинах 2—10 м.

На остальной территории пьезометрические уровни в скважинах фиксируются на глубинах 0,2—5,0 м, а на Приобском плато на глубинах 50—60 м от поверхности. По долинам рек и вблизи крупных озер наблюдается самоизлив с превышением уровня над поверхностью до 5,0 м (табл. 13). Пьезометрическая поверхность в целом понижается от периферии бассейнов к долинам рек Иртыша и Оби, а также к крупным озерным котловинам на юго-западе (см. рис. 8). Водообильность верхнеолигоценовых отложений различна и в общем невысокая. Наиболее водообильны отложения на северо-востоке и юге Иртышского бассейна

Таблица 12

Таблица химических анализов подземных вод нижнекамской подзоны
(Иртутский бассейн, Новосибирская область)

Местонахождение скважины	Интервал отбора, м	Концентрация, мг/л	Содержание компонентов мг/л мг %				Общая жесткость, мг экв/л	Формула химического состава
			Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg
Колыванский р-н								
Пос Вандовский	44-62	566	3,9 2,9	1,6 0,2	628,3 96,9	29,9 12,8	57,6 31,7	70,7 55,5
Дер Мал Черемшанка	52,5-58	792	111,4 23,4	133,3 20,7	457,5 55,9	70,1 16,8	113,9 48,1	58,9 35,1
Пос Муринка	55-61	1040	54,4 7,7	13,2 1,3	1073,6 91,0	135,5 44,1	108,6 27,4	68,0 28,5
Сел Сидоровка	80,0-86,5	590	4,0 1,2	Нет	512,4 98,7	76,8 38,7	44,7 24,2	38,9 37,1
Сел Поволжье	64,5-69,8	1050	116,8 17,4	178,6 19,6	719,8 63,0	136,5 25,7	165,3 55,2	44,6 19,1
Коченевский р-н								
Ст Кочено	73,5-80	512	7,3 2,0	17,7 3,8	522,9 94,2	74,8 34,5	54,1 28,5	42,8 33,0
Коченевский р-н								
Сел Овчинково	71-84	498	3,0 0,5	Сл.	573,4 99,5	36,9 39,6	61,8 32,3	31,9 28,1
Новосибирский р-н								
Сел Семанка	66,5-72	878	32,0 5,8	249,3 33,1	567,3 61,1	113,8 31,6	135,2 44,8	44,7 23,6

Чулымский р-н	Сел. Быструха	83,5-88,7	1136	$\frac{75,1}{11,4}$	$\frac{304,4}{34,2}$	$\frac{616,1}{54,4}$	$\frac{180,1}{42,1}$	$\frac{99,9}{26,9}$	$\frac{69,9}{31,0}$	8,4	$M_{1,1}$	$\frac{HCO_3,54 SO_4,34}{Na 42 Mg 31 Ca 27}$
				21,3	$M_{2,3}$	$\frac{SO_4,45 HCO_3,40}{Na 44 Mg 32 Ca 24}$						
	Пос. Зубари	63,6-68,2	800	$\frac{109,0}{16,5}$	$\frac{113,5}{8,7}$	$\frac{739,0}{74,8}$	$\frac{224,7}{33,2}$	$\frac{86,7}{9,6}$	$\frac{81,5}{37,2}$	5,9	$M_{0,8}$	$\frac{HCO_3,75 Cl 16}{Na 53 Mg 37}$
				6,5	$M_{0,7}$	$\frac{HCO_3,92}{Na 61 Mg 24}$						
	Сел. Пеньки	59-64	990	$\frac{256,0}{40,1}$	$\frac{45,2}{3,8}$	$\frac{747,7}{56,1}$	$\frac{333,5}{70,3}$	$\frac{52,1}{11,6}$	$\frac{49,6}{18,1}$	6,7	$M_{1,0}$	$\frac{HCO_3,56 Cl 40}{Na 70 Mg 18}$
Ордынский р-н	Сел. Покровка	51,8-74	1278	$\frac{35,5}{4,4}$	$\frac{304,4}{28,4}$	$\frac{867,9}{67,2}$	$\frac{249,4}{51,5}$	$\frac{78,3}{17,5}$	$\frac{84,3}{31,0}$	10,9	$M_{1,3}$	$\frac{HCO_3,67 SO_4,28}{Na 52 Mg 31 Ca 17}$
				13,4	$M_{1,8}$	$\frac{HCO_3,55 SO_4,44}{Na 56 Mg 26}$						
	Сел. Черемшана	44,7-56	994	$\frac{105,0}{16,2}$	$\frac{197,5}{22,5}$	$\frac{549,0}{61,3}$	$\frac{132,0}{35,6}$	$\frac{96,5}{30,2}$	$\frac{67,2}{34,2}$	10,1	$M_{1,0}$	$\frac{HCO_3,61 SO_4,22}{Na 36 Mg 24 Ca 30}$
				9,5	$M_{0,8}$	$\frac{HCO_3,89}{Na 45 Ca 35 Mg 20}$						
	Пос. Петровский	41,2-54,4	827	$\frac{7,4}{1,4}$	$\frac{61,1}{9,2}$	$\frac{816,7}{89,4}$	$\frac{137,3}{45,5}$	$\frac{96,8}{34,5}$	$\frac{84,1}{20,0}$	14,9	$M_{0,7}$	$\frac{HCO_3,89}{Na 54 Mg 26}$
Убинский р-н	Пос. Первомайский	54,3-71	726	$\frac{6,9}{1,3}$	$\frac{63,3}{9,3}$	$\frac{762,5}{89,4}$	$\frac{172,0}{53,8}$	$\frac{51,8}{18,3}$	$\frac{48,0}{27,9}$	14,8	$M_{1,9}$	$\frac{SO_4,45 HCO_3,33 Cl 22}{Na 52 Mg 30 Ca 18}$
	Сел. Кожура	31,7-48,7	537	$\frac{7,1}{1,8}$	$\frac{25,0}{5,1}$	$\frac{585,6}{93,1}$	$\frac{118,2}{47,7}$	$\frac{86,2}{42,0}$	$\frac{13,3}{10,3}$	5,4	$M_{0,5}$	$\frac{HCO_3,93}{Na 48 Ca 42}$

Продолжение табл.12

Местонахождение скважины	Интервал отрабатки, м	Минерализация, мг/л	Содержание компонентов мг/л мг-экв. %					Общая жесткость, мг-экв/л	Формы химического состава	
			Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca			Mg
Довольенский р-н	57,5—72,5	3823	$\frac{586,8}{39,5}$	$\frac{911,0}{44,2}$	$\frac{414,2}{16,2}$	$\frac{300,0}{25,4}$	$\frac{249,0}{24,0}$	$\frac{313,0}{50,6}$	$\frac{M_{3,8} \text{ SO}_4 41 \text{ Cl } 40}{Mg_{54} \text{ Na } 25 \text{ Ca } 24}$	
			$\frac{393,5}{34,1}$	$\frac{418,0}{34,2}$	$\frac{500,2}{31,7}$	$\frac{278,0}{50,5}$	$\frac{67,4}{13,7}$	$\frac{119,6}{35,8}$	$\frac{M_{1,5} \text{ SO}_4 34 \text{ Cl } 34 \text{ HCO}_3 32}{Na_{50} \text{ Mg } 36}$	
Сел. Волчанка	41—59	4884	$\frac{1839,2}{65,9}$	$\frac{1049,9}{26,2}$	$\frac{402,6}{7,9}$	$\frac{1136,9}{62,5}$	$\frac{174,3}{10,4}$	$\frac{275,6}{27,1}$	$\frac{M_{4,8} \text{ Cl } 68 \text{ SO}_4 26}{Na_{63} \text{ Mg } 27}$	
			$\frac{315,2}{49,6}$	$\frac{311,0}{28,4}$	$\frac{395,0}{22,0}$	$\frac{126,04}{24,8}$	$\frac{121,27}{26,5}$	$\frac{107,45}{48,7}$	$\frac{M_{1,4} \text{ Cl } 50 \text{ SO}_4 28 \text{ HCO}_3 22}{Mg_{49} \text{ Ca } 26 \text{ Na } 25}$	
Барабинский р-н	23—42	970	$\frac{48,3}{9,4}$	$\frac{208,9}{30,3}$	$\frac{549,0}{60,3}$	$\frac{251,2}{68,0}$	$\frac{25,3}{7,4}$	$\frac{50,2}{24,5}$	$\frac{M_{0,9} \text{ HCO}_3 60 \text{ SO}_4 30}{Na_{68} \text{ Mg } 25}$	
			$\frac{397,6}{33,5}$	$\frac{702,6}{41,4}$	$\frac{512,4}{25,1}$	$\frac{439,0}{55,4}$	$\frac{126,6}{13,8}$	$\frac{105,2}{25,8}$	$\frac{M_{2,0} \text{ SO}_4 41 \text{ Cl } 34 \text{ HCO}_3 25}{Na_{55} \text{ Mg } 26 \text{ Ca } 19}$	
Здвинский р-н	45—57	1468	$\frac{375,3}{47,3}$	$\frac{241,0}{17,5}$	$\frac{500,2}{35,2}$	$\frac{331,4}{60,0}$	$\frac{95,7}{20,3}$	$\frac{56,7}{19,7}$	$\frac{M_{1,4} \text{ Cl } 47 \text{ HCO}_3 35}{Na_{60} \text{ Ca } 20 \text{ Mg } 20}$	
			$\frac{796,3}{49,7}$	$\frac{820,3}{37,4}$	$\frac{369,9}{12,9}$	$\frac{425,5}{41,0}$	$\frac{214,3}{23,4}$	$\frac{197,4}{35,6}$	$\frac{M_{2,9} \text{ Cl } 50 \text{ SO}_4 37}{Na_{41} \text{ Mg } 36 \text{ Ca } 23}$	
Дер. Доктяны	56,1—69,6	2866								

Таблица 13

Некоторые данные о подземных водах олигоценовых отложений
Иртышского бассейна (знаменская свита)

Местоположение скважин	Интервал опробования, м	Статический уровень, м	Дебит, л/сек
		Абс. от уровня, м	Удельный дебит, л/сек м
<i>Омская обл</i>			
Сел Бол Уки, Знаменский р-н	39,7—48	4,0	1,38
		76,0	0,1
Дер Атирка, Тарский р-н	53—61	11,5	0,92
		69,5	0,03
Г Тара	51,4—57,4	1,2	1,5
		69,0	0,1
Дер Белозеровка, Большереченский р-н	46—55	1,8	1,9
		100,2	0,1
Дер Хутора, Тюкалинский р-н	44,7—53,5	4,5	0,54
		95,5	0,01
Сел Калмацкое, Называевский р-н	154,1—157,7	4,3	0,5
		126,7	0,02
Г Исиль-Куль	86—92	6,5	2,1
		117,2	0,08
Сел Вошьное, Полтавский р-н	54,2—62,2	8,0	1,1
		118,0	0,04
Сва Большаковский, Любинский р-н	106,5—114,5	4,0	2,0
		117,0	0,12
Пос Элнта, Москалевский р-н	71—75	—	0,6
			0,01
Г Омск	68,6—72,6 73—77	25,0	3,2
		84,5	0,2
Сел Букино, Черлакский р-н	123—130,3	22,5	1,0
		89,5	0,13
Сел Новосанжаровка, Русско-Полян- ский р-н	91,7—94,7	52,0	0,35
		75,0	0,01
<i>Новосибирская обл</i>			
Сел Кыштовка	55,5—59,7	7,2	0,4
		86,1	0,02
Сел Северное	55,8—59,9	2,9	0,4
		120,8	0,03
Сел Венгерово	55,7—59,5	0,4	0,4
		100,9	0,1
Сел Казаткуль, Татарский р-н	124,4—130,4	5,0	0,5
		108,0	0,25
Ст Чаны	90—111,5	3,8	0,3
		111,2	0,15
Г Куйбышев	65—68,8	+4,2	4,0
		114,0	0,1
Раб пос Каргат	115,5—120,5	+2,0	1,66
		139,0	0,16

Продолжение табл.13

Местоположение скважин	Интервал опробования, м	Статический уровень, м	Дебит, л/сек
		Абс. от уровня, м	Удельный дебит, л/сек м
Г Чулым	128—132,5	$\frac{+5,0}{146,1}$	$\frac{2,5}{0,1}$
Г Коченево	119,2—123	$\frac{16,4}{142,9}$	$\frac{0,83}{0,03}$
Ст Чистоозерное	120,5—124,4	$\frac{4,7}{108,5}$	$\frac{0,5}{0,01}$
Г Карасук	218,6—223,9	$\frac{+1,9}{114,2}$	$\frac{0,6}{0,04}$
Сел Красноозерское	97,5—103,9	$\frac{10,0}{130,0}$	$\frac{0,1}{0,01}$
<i>Тюменская обл</i>			
Дер Гогопутово, Ишимский р-н	72—76	$\frac{-0,3}{\text{Нет сведений}}$	$\frac{0,55}{0,01}$
Дер Байкалово, Тобольский р-н	20—46	$\frac{12}{\text{Нет сведений}}$	$\frac{0,8}{0,1}$
Дер Красино, Омутинский р-н	5,5—6,6	Нет сведений	$\frac{0,002}{0,001}$

(Кулундинская впадина), а также в Верхне-Обском бассейне. Дебиты скважин здесь составляют 1,0—7,0 л/сек, реже 10,0 л/сек при понижении уровня на 10—15 м, а удельные дебиты достигают 1,0—2,0 л/сек·м. На остальной территории они колеблются от сотых и десятых долей литра в секунду до 3,0 л/сек при понижении уровня на 10—30 м.

Химический состав и минерализация воды изменяется с востока и юго-востока на запад и юго-запад. На севере и по юго-восточной окраине бассейна распространены пресные воды с минерализацией от 0,2 до 1,0 г/л и реже 1,5 г/л (табл. 14). По химическому составу воды относятся преимущественно к гидрокарбонатным натриевым. На остальной, большей части, развиты солоноватые воды с минерализацией преимущественно до 3,0 г/л, а на юго-западе с плотным остатком до 10 г/л. По составу воды относятся к хлоридному классу натриевой группы.

Водоносный горизонт новомихайловской свиты широко распространен на территории Иртышского бассейна. Водовмещающие породы представлены алевролитами, тонко- и мелкозернистыми песками с прослоями глины.

На юге вблизи Казахского нагорья отложения свиты выходят на дневную поверхность, погружаясь к центру бассейна на глубину до 230 м, мощность водоносных пород соответственно увеличивается от 2 до 40 м. Воды горизонта напорные, статические уровни устанавливаются на глубинах 1—15 м, реже до 30 м. В понижениях рельефа скважины самоизливаются. В местах выхода пород на поверхность воды безнапорные и залегают на глубинах 2—10 м. Водообильность пород свиты тесно связана с их литологическим составом и уменьшается в западном направлении по мере увеличения глинистости отложений. Дебит скважин колеблется от 0,3—4,0 л/сек (восточные районы) до сотых долей литра в секунду (западнее р. Иртыша). Удельный дебит равен 0,1—0,001 л/сек·м. Минерализация и химический состав воды новомихай-

ловской свиты в целом аналогичны вышележащему знаменскому горизонту

Водоносный горизонт атлымской свиты распространен почти повсеместно (см рис 9)

Подземные воды приурочены к мелко- и среднезернистым пескам, иногда с гравием и галькой вблизи предгорий, с прослоями алевритовых глин. На западе преобладают тонкозернистые и алевритовые разности песков, местами переходящие в алевриты. Породы залегают на размытой поверхности практически водоупорных глин чеганской свиты, а на крайнем юго-востоке — на более древних осадках и почти повсеместно перекрываются песчано-алевритовыми отложениями новомихайловской свиты. Лишь на склонах крупных озерных котловин (озера Теке, Кызылкак и др.) породы местами выходят на дневную поверхность, а к центру бассейна они погружаются на глубину 350—400 м. Мощность пород соответственно возрастает от 2—5 до 50—70 м.

Воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 2—10 м, а на водоразделах Приобского плато на 30—70 м ниже дневной поверхности. В скважинах, расположенных в пониженных участках рельефа, крупных озерных котловинах и в долине р. Иртыш, уровень воды устанавливается на глубине 0,5—10 м, а в отдельных случаях достигает 24 м выше устья (котловина оз. Яровое).

Общее региональное снижение пьезометрической поверхности наблюдается от предгорий Алтая и Салаира в северо-западном направлении от 160—170 до 50—90 м. Отмечается также снижение ее к долинам Иртыша и Оби и к глубокооврезанным крупным котловинам в приказахстанской части низменности (см рис 9, 10).

Наиболее высокая водообильность песков атлымской свиты отмечается на северо-востоке и в центре бассейна (правобережье Иртыша). Дебиты повсеместно самоизливающихся эксплуатационных скважин здесь достигают 10—22 л/сек, удельный дебит 0,5—1,0 л/сек м.

На остальной территории они обычно не превышают 1,0—3,0 л/сек при понижении уровня на 10—40 м, удельные дебиты — в пределах десятых долей литра в секунду на метр (табл. 15).

Минерализация вод атлымской свиты изменяется от 0,5 до 12 г/л, увеличение ее наблюдается с востока на запад и юго-запад (рис 20) с удалением от основных областей питания и увеличением глинистости пород.

Пресные воды с плотным остатком до 1,0 г/л распространены по северо-восточной, восточной и юго-восточной окраинам и частично на западе бассейнов. На остальной обширной территории преобладают слабосолоноватые воды с содержанием сухого остатка преимущественно от 1,0 до 3,0 г/л. Воды этой зоны характеризуются повышенной агрессивностью (углекислотный вид) с содержанием агрессивной углекислоты от 2,0 до 50 мг/л. На западе и юго-западе преобладают солоноватые и соленые воды с минерализацией от 3,0 до 5,0 г/л и выше (табл. 16). Соответственно изменяется химический состав подземных вод от гидрокарбонатного класса кальциевой и натриевой групп до хлоридного класса натриевой группы на юге и юго-западе. Минерализация и химический состав подземных вод горизонта отражен на карте (см рис 20). Состав растворенных газов в зоне распространения пресных и слабосолоноватых вод преимущественно азотный, отмечается наличие CO_2 до 3—5%. В ряде скважин обнаружен газ азотно-метанового состава с содержанием метана до 30—60%. Температура воды на устье 6—8°C.

Для подземных вод первого гидрогеологического комплекса, циркулирующих в основном в зоне свободного водообмена, характерна четко выраженная широтная гидрохимическая зональность и зональ-

Таблица химических анализов подземных вод верховолгодонских отложений
Куршского бассейна (значения смта)

Местоположение скважин	Интервал опробования, м	Минерализация, мг/л	Содержание компонентов, мг/л					Общая жесткость, мг-экв/л	Формула минерального состава
			Cl	SO ₄	HCO ₃	Na+K	Ca	Mg	

Ожская обл.

Сел. Бол. Уха, Знамен- ский р-н	30,7-48	360	$\frac{7,0}{3,0}$	$\frac{9,0}{3,0}$	$\frac{414,8}{94,0}$	$\frac{61,6}{39,0}$	$\frac{44,0}{31,0}$	$\frac{27,9}{30,0}$	$\frac{M_{0,4}}{Na\ 29\ Ca\ 31\ Mg\ 30}$
Дер. Агирка, Гарицкий р-н	53-61	300	$\frac{7,4}{2,5}$	$\frac{6,0}{1,3}$	$\frac{430,2}{96,2}$	$\frac{42,1}{2,4}$	$\frac{95,7}{96,5}$	$\frac{11,4}{11,1}$	$\frac{M_{0,4}}{HCO_3\ 96\ Ca\ 96}$
г. Тара	51,4-57,4	600	$\frac{56,18}{14,5}$	$\frac{4,11}{0,6}$	$\frac{603,9}{84,9}$	$\frac{163,9}{60,3}$	$\frac{47,9}{16,1}$	$\frac{35,8}{23,6}$	$\frac{M_{0,6}}{HCO_3\ 85\ Cl\ 14\ Na\ 60\ Mg\ 24}$
Дер. Белозероха, Боль- шеречинский р-н	46-55	1530	$\frac{97,8}{12,1}$	$\frac{229,5}{23,1}$	$\frac{884,5}{64,8}$	$\frac{239,6}{44,1}$	$\frac{64,5}{18,6}$	$\frac{102,2}{37,3}$	$\frac{M_{1,5}}{HCO_3\ 65\ SO_4\ 23\ Na\ 44\ Mg\ 37}$
Дер. Хутора, Токати- нский р-н	44,7-53,5	760	$\frac{7,3}{1,2}$	$\frac{8,0}{1,0}$	$\frac{85,4}{97,6}$	$\frac{308,7}{93,8}$	$\frac{12,0}{4,1}$	$\frac{4,4}{2,1}$	$\frac{M_{0,8}}{HCO_3\ 98\ Na\ 94}$
Сел. Каматское, Нам- ваевский р-н	154,1-157,7	7190	$\frac{2510,0}{56,6}$	$\frac{1850,0}{36,4}$	$\frac{540,0}{7,0}$	$\frac{1520,0}{53,1}$	$\frac{330,0}{12,0}$	$\frac{420,0}{34,9}$	$\frac{M_{1,2}}{Cl\ 57\ SO_4\ 36\ Na\ 53\ Mg\ 35}$
г. Искля-хуль	86-92	4320	$\frac{1615,0}{58,0}$	$\frac{1238,3}{32,6}$	$\frac{433,0}{9,0}$	$\frac{1426,2}{79,1}$	$\frac{71,9}{4,5}$	$\frac{155,9}{16,3}$	$\frac{M_{4,3}}{Cl\ 58\ SO_4\ 33\ Na\ 79\ Mg\ 16}$
Сел. Большое, Полтав- ский р-н	54,2-62,2	2640	$\frac{852,1}{59,1}$	$\frac{449,4}{23,2}$	$\frac{427,1}{17,2}$	$\frac{692,2}{74,6}$	$\frac{55,6}{6,8}$	$\frac{91,3}{18,6}$	$\frac{M_{2,5}}{Cl\ 59\ SO_4\ 23\ Na\ 74\ Mg\ 19}$

Сел. Большокосский, Лобовский р-н	106,5-114,5	4100	$\frac{1060,0}{44,8}$	$\frac{1220,0}{38,4}$	$\frac{520,0}{16,8}$	$\frac{1060,0}{68,7}$	$\frac{130,0}{11,2}$	$\frac{130,0}{20,1}$	$18,2 \frac{M_{4,1}}{\frac{Cl\ 45\ SO_4\ 38}{Na\ 69\ Mg\ 20}}$
Пос. Залта, Мокшан- ский р-н	71-75	5100	$\frac{1579,8}{53,7}$	$\frac{1285,8}{32,3}$	$\frac{701,5}{13,8}$	$\frac{1544,6}{81,0}$	$\frac{56,7}{3,4}$	$\frac{156,3}{15,5}$	$15,6 \frac{M_{5,1}}{\frac{Cl\ 54\ SO_4\ 42}{Na\ 81\ Mg\ 16}}$
г. Омск	66,6-72,6 73-77	1200	$\frac{152,9}{21,5}$	$\frac{317,6}{33,0}$	$\frac{494,1}{40,4}$	$\frac{537,6}{73,3}$	$\frac{24,22}{6,04}$	$\frac{50,2}{20,6}$	$5,3 \frac{M_{1,2}}{\frac{HCO_3\ 40\ SO_4\ 33}{Na\ 73\ Mg\ 21}}$
Ст. Корюковка	134,1-172	3180	$\frac{1614,0}{86,4}$	$\frac{15,0}{0,7}$	$\frac{417,0}{12,9}$	$\frac{930,0}{78,0}$	$\frac{117,0}{11,6}$	$\frac{62,0}{10,4}$	$11,5 \frac{M_{9,2}}{\frac{Cl\ 86\ HCO_3\ 13}{Na\ 78\ Ca\ 12}}$
Сел. Бухино, Черлакский р-н	123-130,3	3700	$\frac{1930,0}{76,1}$	$\frac{210,0}{11,2}$	$\frac{310,0}{12,7}$	$\frac{1030,0}{62,5}$	$\frac{130,0}{16,1}$	$\frac{140,0}{21,4}$	$19,0 \frac{M_{4,7}}{\frac{Cl\ 76}{Na\ 63\ Mg\ 21}}$
Сел. Новосинжерова, Русско-Польский р-н	91,7-94,7	5400	$\frac{2447,7}{73,2}$	$\frac{390,5}{21,2}$	$\frac{339,6}{5,6}$	$\frac{1514,5}{69,5}$	$\frac{139,5}{7,9}$	$\frac{239,6}{22,6}$	$28,2 \frac{M_{4,4}}{\frac{Cl\ 73\ SO_4\ 21}{Na\ 69\ Mg\ 23}}$

Новосибирская обл.

Сел. Кытмака	55,5-59,7	260	$\frac{9,9}{5,1}$	$\frac{10,7}{4,0}$	$\frac{305,0}{90,7}$	$\frac{43,4}{34,3}$	$\frac{27,4}{24,9}$	$\frac{27,3}{40,8}$	$5,9 \frac{M_{0,3}}{\frac{HCO_3\ 91}{Mg\ 41\ Na\ 34\ Ca\ 25}}$
Сел. Северное	55,8-59,9	130	$\frac{5,8}{3,9}$	He обн.	$\frac{219,6}{96,1}$	$\frac{35,4}{35,2}$	$\frac{19,9}{22,9}$	$\frac{22,3}{41,9}$	$3,3 \frac{M_{0,2}}{\frac{HCO_3\ 96}{Mg\ 40\ Na\ 35\ Ca\ 23}}$
Сел. Венгерово	55,7-59,5	1400	$\frac{383}{42,6}$	$\frac{199,9}{16,3}$	$\frac{585,6}{40,0}$	$\frac{389,8}{71,6}$	$\frac{69,8}{14,5}$	$\frac{43,2}{14,8}$	$6,9 \frac{M_{1,4}}{\frac{Cl\ 43\ HCO_3\ 40}{Na\ 72}}$
Сел. Казанкуль, Татар- ский р-н	124,4-130,4	7300	$\frac{3063,0}{79,0}$	$\frac{822,8}{15,3}$	$\frac{390,4}{5,7}$	$\frac{1368,7}{51,5}$	$\frac{442,8}{21,5}$	$\frac{340,7}{26,9}$	$53,8 \frac{M_{7,5}}{\frac{Cl\ 79\ SO_4\ 15}{Na\ 52\ Mg\ 27\ Ca\ 21}}$
Ст. Чаны	90-111,5	2900	$\frac{1153,9}{66,0}$	$\frac{454,2}{18,9}$	$\frac{463,6}{15,1}$	$\frac{725,4}{64,0}$	$\frac{152,3}{15,1}$	$\frac{126,7}{20,8}$	$18,0 \frac{M_{2,8}}{\frac{Cl\ 66\ SO_4\ 19}{Na\ 64\ Mg\ 21}}$

Местонахождение свалки	Интервал отбора, м	Микро- лазия, м/л	Содержание компонентов $\frac{\text{мг/л}}{\text{мг сух. в.}}$					Общая жесткость, мг экв/л	Формула химического состава
			Cl	SO ₄	HCO ₃	Na+K	Ca	Mg	
Г. Кудышев	65-68,8	1200	$\frac{148,8}{20,7}$	$\frac{138,2}{14,2}$	$\frac{805,2}{65,1}$	$\frac{356,2}{76,5}$	$\frac{32,5}{7,9}$	$\frac{38,4}{12,6}$	$M_{1,2} \frac{HCO_3,65 Cl,21}{Na,76 Mg,13}$
Раб. пос. Караг	115,5-120,5	800	$\frac{141,0}{26,2}$	$\frac{183,4}{25,0}$	$\frac{499,7}{48,8}$	$\frac{214,3}{62,8}$	$\frac{51,0}{16,7}$	$\frac{38,0}{20,5}$	$M_{0,8} \frac{HCO_3,49 Cl,26 SO_4,25}{Na,63 Mg,21}$
Г. Чудым	128-132,5	800	$\frac{106,0}{20,4}$	$\frac{161,2}{22,4}$	$\frac{433,1}{47,6}$	$\frac{219,4}{64,0}$	$\frac{52,1}{17,4}$	$\frac{33,5}{18,5}$	$M_{0,8} \frac{HCO_3,46 SO_4,22 Cl,20}{Na,64 Mg,19}$
Сел. Коньево	119,2-123	780	$\frac{79}{15,2}$	$\frac{118,4}{16,8}$	$\frac{506,3}{67,8}$	$\frac{186,9}{55,7}$	$\frac{61,5}{21,0}$	$\frac{41,2}{23,9}$	$M_{0,6} \frac{HCO_3,88 SO_4,17}{Na,55 Mg,24 Ca,21}$
Сел. Чалка, Кутискин р-н	140,2-152,9	2500	$\frac{1297,9}{48,7}$	$\frac{1800,0}{55,3}$	$\frac{301,9}{6,6}$	$\frac{709,6}{46,5}$	$\frac{102,4}{6,6}$	$\frac{48,2}{53,5}$	$M_{2,5} \frac{SO_4,55 Cl,49}{Mg,63 Na,47}$
Ст. Чистозерное	120,6-124,4	1900	$\frac{476,6}{44,4}$	$\frac{631,0}{43,1}$	$\frac{201,3}{10,9}$	$\frac{480,9}{69,1}$	$\frac{36,7}{5,9}$	$\frac{92,3}{25,0}$	$M_{1,9} \frac{Cl,44 SO_4,43}{Na,69 Mg,25}$
Г. Карасук	218,6-223,3	1600	$\frac{452,3}{46,3}$	$\frac{349,9}{26,0}$	$\frac{463,6}{27,6}$	$\frac{509,6}{80,4}$	$\frac{45,6}{8,3}$	$\frac{37,9}{11,3}$	$M_{1,6} \frac{Cl,46 HCO_3,28 SO_4,26}{Na,80 Mg,11}$
Сел. Краснозерское	97,5-103,9	1400	$\frac{205,9}{23,2}$	$\frac{531,7}{51,2}$	$\frac{390,4}{25,5}$	$\frac{113,6}{18,2}$	$\frac{155,6}{30,4}$	$\frac{130,8}{51,4}$	$M_{1,4} \frac{SO_4,51 HCO_3,26 Cl,23}{Mg,51 Ca,30}$
Тюменская обл.									
Дер. Красно, Омутин силь р-н	5,5-6,6	9716,2	$\frac{5581,14}{93,82}$	$\frac{51,42}{0,61}$	$\frac{622,2}{6,04}$	$\frac{3383,19}{87,48}$	$\frac{236,07}{6,98}$	$\frac{113,7}{5,34}$	$M_{9,7} \frac{Cl,98 HCO_3,6}{Na,87 Ca,7 Mg,6}$

Таблица 15

Некоторые данные о подземных водах олигоценых отложений
Иртышского бассейна (атлымская свита)

Местоположение скважины	Интервал опробования, м	Статический	Дебит л/сек
		уровень, м Абс. отн уровня, м	Удельный дебит, л/сек м
Омская обл			
Сет Украинка, Знаменский р-н	159,3—168,9	$\frac{1,5}{100,5}$	$\frac{3,4}{0,18}$
Сел Горьковское	253—270	$\frac{4}{106}$	$\frac{0,9}{0,02}$
Новосибирская обл			
Сел Красносельское, Чановский р-н	282—295	$\frac{13,0}{96,0}$	$\frac{0,8}{0,04}$
Г Барабинск	240—245	$\frac{7,0}{115,0}$	$\frac{15,1}{0,4}$
	250—283		
Раб пос Каргат	187—193	$\frac{+0,5}{137,5}$	$\frac{3,0}{0,18}$
Ст Дупленская, Чулымский р-н	213,4—232,2	$\frac{8,7}{151,3}$	$\frac{3,47}{0,16}$
Сел Чикман, Чулымский р-н	232—258	$\frac{28,0}{112,0}$	$\frac{3,4}{0,2}$
Ст Чистоозерное	295—305	$\frac{4,5}{107,1}$	$\frac{1,6}{0,05}$
	321—331		
Сел Метелево, Купинский р-н	293—299	$\frac{7,0}{113,0}$	$\frac{3,0}{0,19}$
Сел Возрождение, Здвинский р-н	297—302	$\frac{+5,0}{114,0}$	$\frac{8,3}{\text{Самонзлив.}}$
Сел Вознесенка, Карасукский р-н	287—300	$\frac{+6,0}{112,8}$	$\frac{8,0}{0,6}$
Сел Решеты, Доволенский р-н	207—213	$\frac{6,0}{156}$	$\frac{1,5}{0,07}$
Тюменская обл			
Сел Армизонское	127—131	$\frac{2,5}{\text{Нет сведений}}$	$\frac{0,69}{0,01}$
Дер. Окуневка	141—145	$\frac{3,7}{122,1}$	$\frac{1,13}{0,16}$
Дер Робчики	121—131	$\frac{+0,35}{116}$	$\frac{0,13}{0,025}$

Таблица химических анализов подземных вод олигоценных отложений
Иркутского бассейна (взятых сита)

Местоложение скважин	Интервал глубины, м	Минерализация, мг/л	Содержание компонентов мг/л					Общая жесткость, мг-экв/л	Формула химического состава	
			Cl	SO ₄	HCO ₃	Na+K	Ca			Mg
Омская обл.										
Сел. Ураинка, Зырянск ский р-н	153,3—158,9	1500	$\frac{328,4}{41,6}$	$\frac{50,2}{5,9}$	$\frac{713,7}{52,5}$	$\frac{434,9}{70,4}$	$\frac{29,9}{14,4}$	$\frac{22,3}{16,2}$	3,2	$M_{1,5}$ $\frac{HCO_3, 53 \text{ Cl } 41}{Ca \text{ 70 Mg } 16}$
Сел. Горьковское	253—270	4080	$\frac{2002,0}{86,5}$	Ca	$\frac{447,13}{11,5}$	$\frac{1206,0}{82,2}$	$\frac{134,0}{10,5}$	$\frac{56,58}{7,28}$	11,3	$M_{4,5}$ $\frac{Cl \text{ 68 HCO}_3 \text{ 12}}{Na \text{ 82 Ca } 11}$
Новосибирская обл.										
Сел. Северное	175,5—194	910	$\frac{90,1}{17,5}$	$\frac{0,82}{0,1}$	$\frac{744,2}{82,4}$	$\frac{290,0}{85,1}$	$\frac{22,4}{7,6}$	$\frac{13,1}{7,3}$	2,3	$M_{0,9}$ $\frac{HCO_3, 82 \text{ Cl } 18}{Na \text{ 65}}$
Сел. Козынка, Татар- ский р-н	244—255	4600	$\frac{2682,5}{97,7}$	$\frac{7,8}{0,2}$	$\frac{350,7}{7,1}$	$\frac{1203,8}{64,4}$	$\frac{250,9}{15,45}$	$\frac{196,2}{19,9}$	26,5	$M_{4,6}$ $\frac{Cl \text{ 93}}{Na \text{ 64 Mg } 20}$
Сел. Красносельское, Ча- новский р-н	292—295	4600	$\frac{2024,0}{87,69}$	$\frac{4,11}{0,13}$	$\frac{469,7}{11,8}$	$\frac{1187,7}{79,2}$	$\frac{117,23}{8,98}$	$\frac{92,26}{11,77}$	13,5	$M_{4,6}$ $\frac{Cl \text{ 85}}{Na \text{ 79 Mg } 12}$
г. Барабинск	240—245 250—283	1600	$\frac{380,0}{35,0}$	$\frac{335,5}{24,2}$	$\frac{664,0}{37,7}$	$\frac{575,0}{86,6}$	$\frac{41,1}{7,1}$	$\frac{21,8}{6,2}$	4,1	$M_{1,5}$ $\frac{Cl \text{ 38 HCO}_3 \text{ 38 SO}_4 \text{ 24}}{Na \text{ 87}}$
г. Калтан	187—193	800	$\frac{147,4}{30,5}$	$\frac{130,6}{19,8}$	$\frac{414,8}{49,7}$	$\frac{133,4}{43,2}$	$\frac{97,8}{36,4}$	$\frac{33,1}{20,2}$	7,5	$M_{0,8}$ $\frac{HCO_3, 50 \text{ Cl } 30 \text{ SO}_4 \text{ 20}}{Na \text{ 43 Ca } 37 \text{ Mg } 20}$

С.г. Душанба, Чушманский р-н	213,4-232,2	1800	$\frac{493,7}{44,3}$	$\frac{481,3}{31,6}$	$\frac{498,0}{24,0}$	$\frac{348,4}{49,9}$	$\frac{132,8}{25,0}$	$\frac{92,6}{25,0}$	15,2	$M_{1,8}$ $\frac{Cl\ 44\ SO_2\ 32\ HCO_3\ 24}{Na\ 50\ Ca\ 25\ Mg\ 25}$
Сел. Чушман, Чушманский р-н	232-233	1100	$\frac{153,8}{21,6}$	$\frac{341,4}{36,4}$	$\frac{488,0}{40,9}$	$\frac{241,5}{50,5}$	$\frac{103,2}{24,7}$	$\frac{61,1}{24,7}$	10,9	$M_{1,1}$ $\frac{HCO_3\ 41\ SO_2\ 36\ Cl\ 23}{Na\ 50\ Ca\ 25\ Mg\ 25}$
С.г. Чистосерное	235-235 321-331	2900	$\frac{1300,0}{86,0}$	$\frac{14,8}{0,8}$	$\frac{372,1}{13,2}$	$\frac{786,6}{74,8}$	$\frac{96,2}{10,6}$	$\frac{80,0}{14,6}$	11,1	$M_{2,6}$ $\frac{Cl\ 68}{Na\ 75\ Mg\ 15}$
Сел. Метелево, Кутинский р-н	233-239	2980	$\frac{1613,4}{87,0}$	Сг.	$\frac{414,8}{13,0}$	$\frac{976,5}{90,9}$	$\frac{91,2}{8,67}$	$\frac{64,21}{10,35}$	9,9	$M_{2,9}$ $\frac{Cl\ 87\ HCO_3\ 13}{Na\ 81\ Mg\ 10}$
Сел. Возрождение, Завалинский р-н	297-302	1700	$\frac{463,6}{45,0}$	$\frac{292,9}{20,9}$	$\frac{603,9}{34,0}$	$\frac{502,0}{75,12}$	$\frac{65,1}{11,1}$	$\frac{48,4}{13,7}$	7,2	$M_{1,7}$ $\frac{Cl\ 45\ HCO_3\ 34\ SO_2\ 21}{Na\ 75\ Mg\ 14}$
Г. Карадук	300-303	1500	$\frac{407,0}{44,3}$	$\frac{303,6}{24,3}$	$\frac{456,6}{29,4}$	$\frac{485,3}{81,1}$	$\frac{50,1}{9,6}$	$\frac{28,6}{9,0}$	4,8	$M_{1,5}$ $\frac{Cl\ 44\ HCO_3\ 29\ SO_2\ 24}{Na\ 81}$
Сел. Вознесения, Кара-сувьянский р-н	287-300	3000	$\frac{1349,8}{73,7}$	$\frac{288,7}{9,2}$	$\frac{536,8}{17,0}$	$\frac{844,6}{79,5}$	$\frac{105,7}{10,2}$	$\frac{64,2}{10,2}$	10,5	$M_{3,0}$ $\frac{Cl\ 47\ HCO_3\ 17}{Na\ 80}$
Сел. Решети, Довленский р-н	207-213	1000	$\frac{218,1}{36,3}$	$\frac{192,5}{23,7}$	$\frac{411,7}{40,0}$	$\frac{216,6}{55,7}$	$\frac{64,7}{19,1}$	$\frac{51,7}{25,2}$	7,4	$M_{1,0}$ $\frac{HCO_3\ 40\ Cl\ 36\ SO_2\ 24}{Na\ 56\ Mg\ 25}$

Температура обд.

Сел. Армавиское	127-131	2424	$\frac{814,32}{41,65}$	$\frac{663,18}{39,64}$	$\frac{739,6}{18,68}$	$\frac{606,28}{75,76}$	$\frac{76,55}{11,0}$	$\frac{56,06}{13,24}$	8,4	$M_{2,4}$ $\frac{Cl\ 42\ SO_2\ 39\ HCO_3\ 19}{Na\ 75\ Mg\ 13\ Ca\ 11}$
Дер. Окумена	141-145	7149	$\frac{2343,6}{55,8}$	$\frac{2190,29}{38,46}$	$\frac{414,8}{5,74}$	$\frac{1714,19}{67,92}$	$\frac{838,38}{5,56}$	$\frac{295,49}{20,5}$	43,93	$M_{7,1}$ $\frac{Cl\ 56\ SO_2\ 36\ HCO_3\ 6}{Na\ 63\ Mg\ 20\ Ca\ 7}$

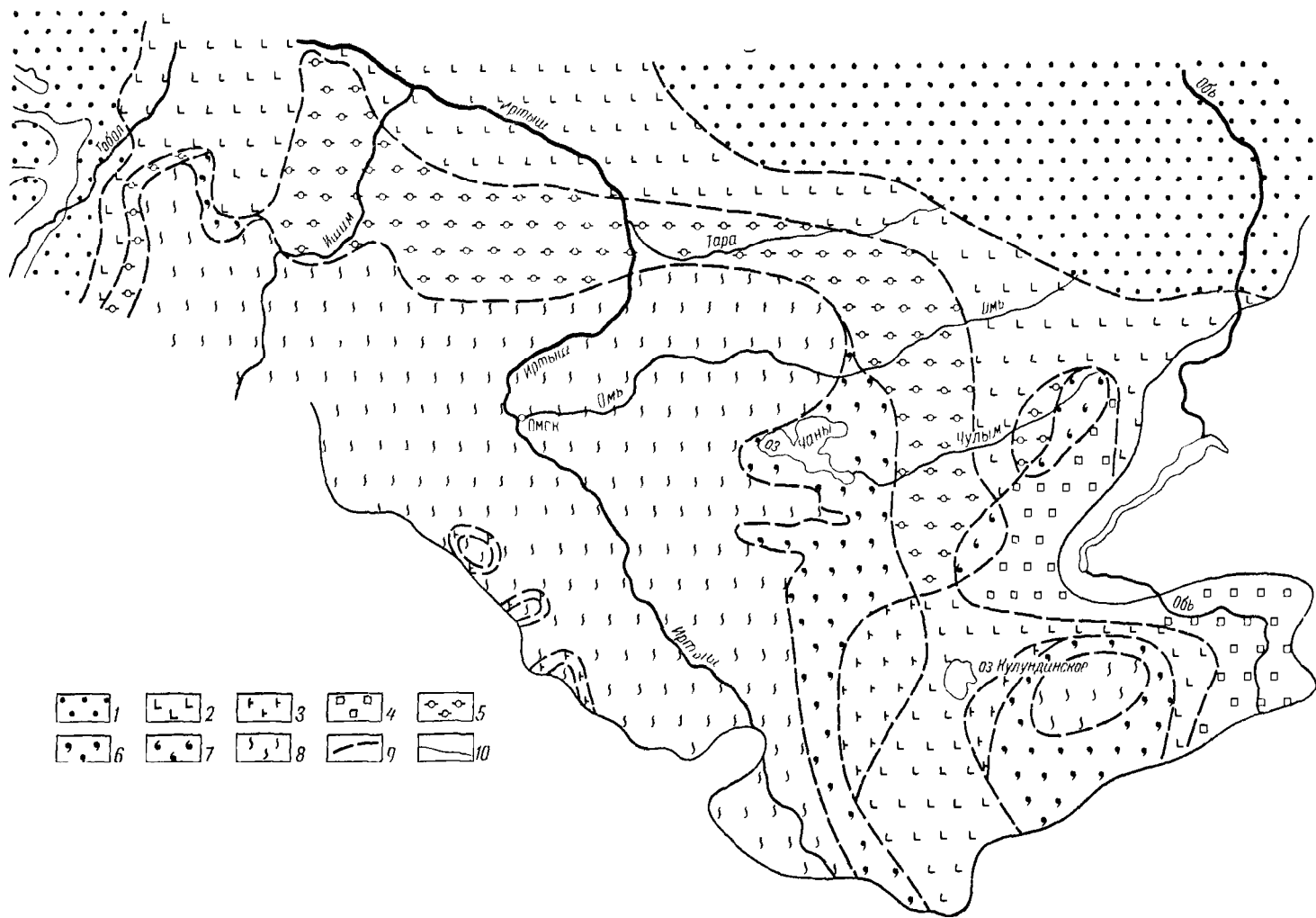


Рис. 20. Схематическая гидрохимическая карта нижне-среднеолигоценовых отложений южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна (составили Е. В. Михайлова, Ю. К. Смоленцев, В. А. Мингалева; использована классификация подземных вод О. А. Алекина)

Минерализация и состав подземных вод: 1 — до 1 г/л, гидрокарбонатные кальциевые I и III типов, 2 — до 1 г/л, гидрокарбонатные натриевые I типа, 3 — до 1 г/л, хлоридные натриевые I и II типов, 4 — до 1 г/л, пестрые по составу, 5 — 1–3 г/л, гидрокарбонатные натриевые I типа 6 — 1–3 г/л, хлоридные натриевые I и II типов, 7 — 1–3 г/л пестрые по составу, 8 — 3–10 г/л, хлоридные натриевые I и II типов, 9 — границы между водами с различной минерализацией и составом, 10 — граница распространения водовмещающих отложений

ность их ресурсов. Формирование химического состава и ресурсов подземных вод антропоген-олигоценых отложений тесно связано с зональным изменением современных физико-географических условий, влиянием геологических факторов и направленностью процессов выветривания.

Анализ воздействия на формирование подземных вод верхнего комплекса различных природных факторов позволил Ю. К. Смоленцеву, используя идеи Г. Н. Каменского и И. К. Зайцева, предложить новую схему их гидрогеологического районирования и зональности (см. прилож. 1).

В северной части Западно-Сибирской низменности в области многолетней устойчивой мерзлоты ресурсы жидких подземных вод ограничены. Подземные воды комплекса на значительной площади находятся в твердой фазе. Жидкие подземные воды встречаются на участках меж- и надмерзлотных таликов под залесенными долинами рек и озерными котловинами, между верхним и нижним слоями многолетнемерзлых пород. Широко развиты сезоннопромерзающие воды типа «верховодки». В условиях весьма избыточного и избыточного увлажнения и при малой мощности водосодержащего деятельного слоя эти воды заболачивают обширные пространства севера низменности.

В условиях многолетней мерзлоты выветривание горных пород связано главным образом с механическим их разрушением. Процессы выщелачивания пород ослаблены благодаря низкой температуре и короткому периоду оттаивания, что приводит к формированию ультрапресных и пресных гидрокарбонатных кальциевых, реже магниевых и натриевых подземных вод, обогащенных органическими соединениями, кремнеземом и железом. По побережью Карского моря и его заливов встречаются высокоминерализованные грунтовые и межмерзлотные воды морского типа.

Южнее, в гумидной же зоне, в области отсутствия многолетней мерзлоты, в поясе весьма избыточного и избыточного увлажнения ресурсы подземных вод довольно значительны. Равнинный характер рельефа, существенно глинистый состав верхних горизонтов разреза, неглубокое залегание подземных вод, избыток влаги и ряд других факторов приводят к широкому развитию процессов заболачивания обширных междуречных пространств.

В подзолистой (лесной) зоне под влиянием избыточного увлажнения идет интенсивное разложение растительных остатков и образование органических веществ кислотного характера. Это ведет к энергичному выветриванию минеральной части отложений. Нисходящие потоки воды выщелачивают все легкорастворимые соли, а также и труднорастворимые карбонаты кальция, окислы железа и алюминия. Все это приводит к формированию пресных преимущественно гидрокарбонатных кальциевых, реже магниевых и натриевых подземных вод, значительно обогащенных гумусом и закисным железом.

В переходном поясе от гумидной к аридной зоне в условиях неустойчивого увлажнения и особенно в аридной зоне с недостаточным и весьма недостаточным увлажне-

нием условия для формирования подземного стока весьма неблагоприятны. Ресурсы подземных вод, особенно пресных, здесь ограничены. Формирование химического состава подземных вод антропоген-олигоценых отложений в этой части низменности идет в условиях широкого развития процессов континентального засоления. В целом в этом поясе минерализация подземных вод очень пестра, причем распределение пресных и соленых вод подчиняется определенным закономерностям в зависимости от форм рельефа поверхности, состава грунтов и почв.

В аридной зоне пресные воды обычно встречаются лишь в долинах рек, под лесными массивами, а также на западе и востоке вблизи окаймляющих низменность предгорий. Широким развитием здесь пользуются солоноватые и соленые воды, реже рассолы, в составе которых преобладают хлориды и сульфаты натрия. Появление в водах сульфат-иона связано с процессами выщелачивания гипса из загипсованных и засоленных неогеновых глин.

Гидрохимическая зональность напорных вод комплекса в южной части низменности тесно связана с его гидродинамическими условиями, обусловленными целым рядом факторов (положением областей питания и дренажа, литологическим составом пород, глубиной их залегания и т. д.).

В предгорьях водоносные горизонты комплекса, имея преимущественно песчаный состав и небольшие глубины залегания, находятся в зоне интенсивного водообмена. Породы здесь хорошо промыты и в них формируются пресные воды гидрокарбонатного класса кальциевой и натриевой групп. По мере погружения водоносных горизонтов комплекса и увеличения мощности перекрывающих глинистых пород интенсивность водообмена затухает и здесь формируются солоноватые воды пестрого солевого состава с преобладанием сульфатов и хлоридов натрия. Эти воды имеют наибольшее развитие.

В наиболее погруженных частях комплекса (Иртышский бассейн) подземные воды находятся в зоне слегка затрудненного водообмена, здесь развиты соленые воды хлоридного класса натриевой группы.

Помимо инфильтрации атмосферных осадков водоносные горизонты комплекса получают питание и в предгорьях за счет стока вод в низменность. Это подтверждается изменением пьезометрических уровней. Наиболее высокие отметки уровней во всех горизонтах первого комплекса прослеживаются у склонов горных сооружений, снижение их идет в сторону погружения водоупорного ложа комплекса и одновременно к речным долинам, крупным озерным котловинам, которые, как уже отмечалось выше, являются основными областями разгрузки.

Эти закономерности (см. рис. 7, 8, 9, 10), а также особенности химического состава и минерализации подземных вод (см. рис. 13, 20) хорошо видны и на картах олигоценых водоносных горизонтов, составленных в 1959 г. В. М. Сугробовым для южной части артезианского бассейна (Гармонов [и др.], 1961).

ВТОРОЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

В этот комплекс объединяются отложения кузнецовской, березовской, ганькинской, талицкой, люлинворской и чеганской свит турон-олигоценного возраста. На большей части территории отложения комплекса представлены морскими и прибрежно-морскими фациями, и лишь к востоку от района г. Колпашево в разрезе появляются континенталь-

ные фации. Отложения представлены преимущественно глинистыми породами, общая доля которых в разрезе составляет 70—90%. Они занимают более $\frac{3}{4}$ всей площади бассейна. Мощность пород от 650—800 м в центральных частях низменности уменьшается к ее краевым частям до 70—100 м в Приуралье и до 100—200 м на юге и востоке низменности. В гидродинамическом отношении комплекс является региональным водоупором, изолирующим нижележащие водоносные породы от влияния поверхностных факторов на большей части площади бассейна.

В прибортовых районах бассейна глинистые отложения обогащены песчано-алевритовым материалом, который в отдельных районах часто преобладает в разрезе (южное Приуралье, Чулымо-Енисейский район). Площади распространения песчаных пород невелики. В основном эти отложения развиты вдоль горного обрамления полосой, ширина которой составляет 50—250 км, и лишь на востоке она увеличивается до 1000—1200 км (рис. 21). Пески, песчаники, а также трещиноватые опоки и мергели повсеместно содержат различные по составу подземные воды.

В настоящее время наиболее изучены воды эоценовых и верхнемеловых отложений. Отдельные данные о водах нижнеолигоценовых пород на востоке бассейна учтены выше при описании водоносности олигоцена, так как здесь олигоценовые отложения представляют собой единый водоносный горизонт.

Отложения эоценового возраста (люлинворская и ее аналог — куковская свиты) широко развиты в низменности. Они выходят на поверхность вблизи Урала в бассейнах рек Сев. Сосьвы, Туры, Уя, на возвышенности Люлин-Вор, склонах Казахского нагорья и других местах. Мощность отложений увеличивается от краевых частей к центру бассейна от нескольких метров до 164—250 м (скважины Покурская, Уватская, Ханты-Мансийская).

На большей площади своего развития отложения эоцена представлены практически водоупорными опокovidными глинами с редкими изолированными и маломощными прослоями песчано-алевролитового материала, водоносность которых не изучена. В краевых частях породы представлены водоносными алевролитами, песками, песчаниками, трещиноватыми опоками. Глины встречаются здесь в подчиненном количестве.

Водоносные породы залегают в основном на проницаемых отложениях верхнего мела, а вблизи горного обрамления — и на породах фундамента. Подземные воды эоценовых и нижележащих отложений на многих участках тесно взаимосвязаны.

Некоторые данные о водах эоценовых отложений приводятся в табл. 17.

На северо-западе, в Березовском районе, эоценовые отложения опробованы единичными скважинами на глубинах 80—100 м. Воды здесь самоизливающиеся, от пресных до слабосоленоватых, с минерализацией 0,7—1,5 г/л. Пресные воды имеют гидрокарбонатный натриевый состав, солоноватые — хлоридный натриевый (I тип). Характерно присутствие йода до 2 мг/л, брома до 6 мг/л. Увеличение минерализации отмечается в юго-восточном направлении по мере погружения пород и появления перекрывающих чеганских глин.

В междуречье Обь — Пур, на склоне сопки Парны-Седе зафиксирован источник из трещиноватых опок эоцена. По составу вода источника сульфатная натриевая II типа, с минерализацией около 0,7 г/л, содержащая йода 5 мг/л, брома 2 мг/л. Приурочен источник к повышенной части Самбургской структуры. Источники из эоценовых отложений встречаются также на возвышенности Люлин-Вор. Вода пресная, преимущественно гидрокарбонатная натриевая I и II типов.

В Среднем Приуралье и Северном Тургае водоносные отложения эоцена изучены наиболее полно. Они развиты вдоль восточного склона Урала. Ширина изученной полосы составляет 60—100 км в районе

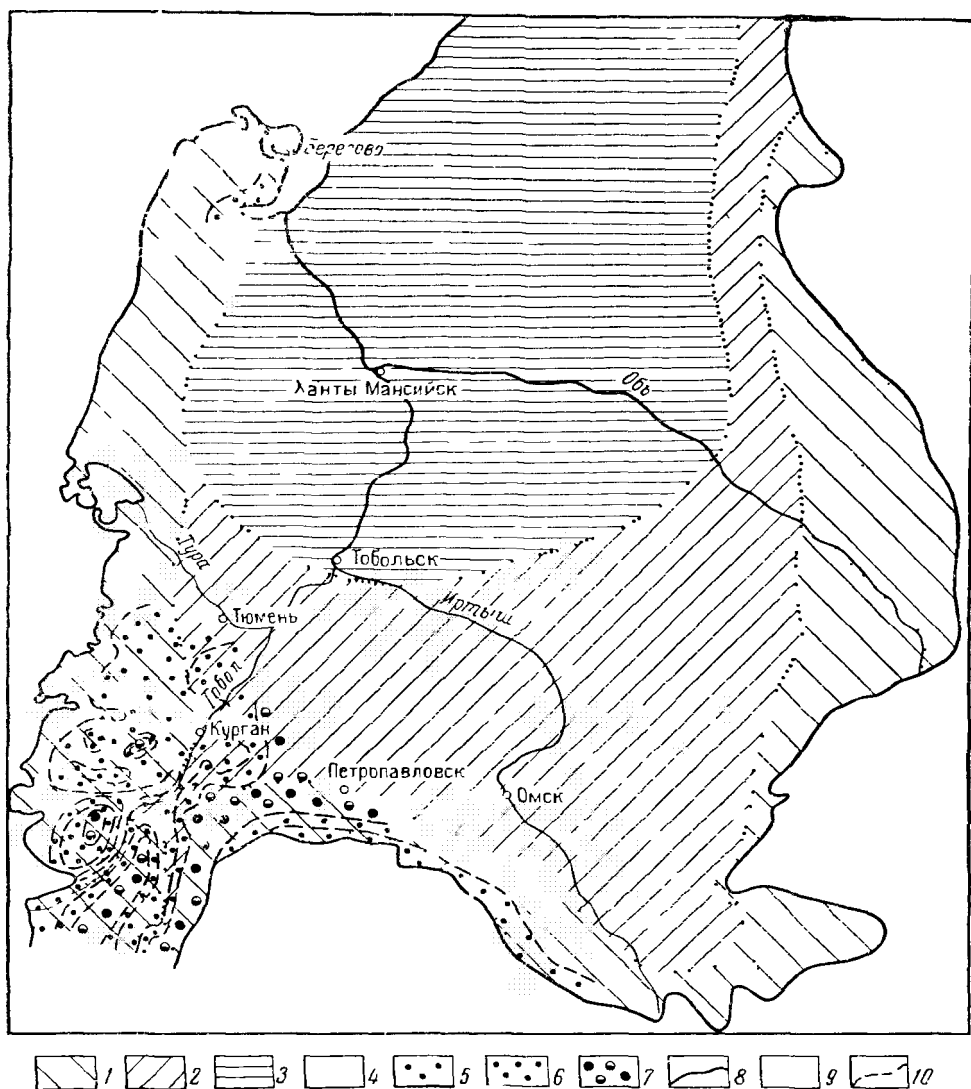


Рис 21 Схематическая гидрогеологическая карта отложений эоцена Западно-Сибирского артезианского бассейна (составила Л. Г. Учителева)

1 — площадь распространения преимущественно водоносных песчано алевритовых пород, трещиноватых опок и диатомитов, 2 — площадь распространения преимущественно неводоносных глин опоквидных глин, опок с отдельными водоносными прослоями и линзами 3 — площадь распространения преимущественно глинистых и опоквидных неводоносных отложений 4 — минерализация и состав подземных вод 4 — до 1 г/л, преимущественно гидрокарбонатные натриевые и кальциевые I типа 5 — от 1 до 3 г/л преимущественно пестрого солевого состава 6 — от 3 до 5 г/л преимущественно пестрого солевого состава, 7 — от 5 до 10 г/л и выше, преимущественно хлоридные и сульфатные натриевые II и III типов, 8 — граница распространения эоценовых отложений 9 — границы площадей с различным литологическим составом пород, 10 — граница между водами разными по степени минерализации и составу

г. Ивделя, увеличиваясь к югу до 300—400 км. Породы лежат на фундаменте или верхнемеловых обводненных осадках. Глубина залегания отложений изменяется от 0 до 100 м. Мощность их колеблется от нес-

кольких метров вблизи Урала и в долинах рек до 40—80 м на междуречьях. Вблизи Урала верхняя часть водоносных эоценовых отложений лежит выше эрозионного вреза рек, что обуславливает их интенсивный дренаж. Водообильность пород тесно связана с их литологическим составом, трещиноватостью и изменяется по площади и разрезу. Наибо-

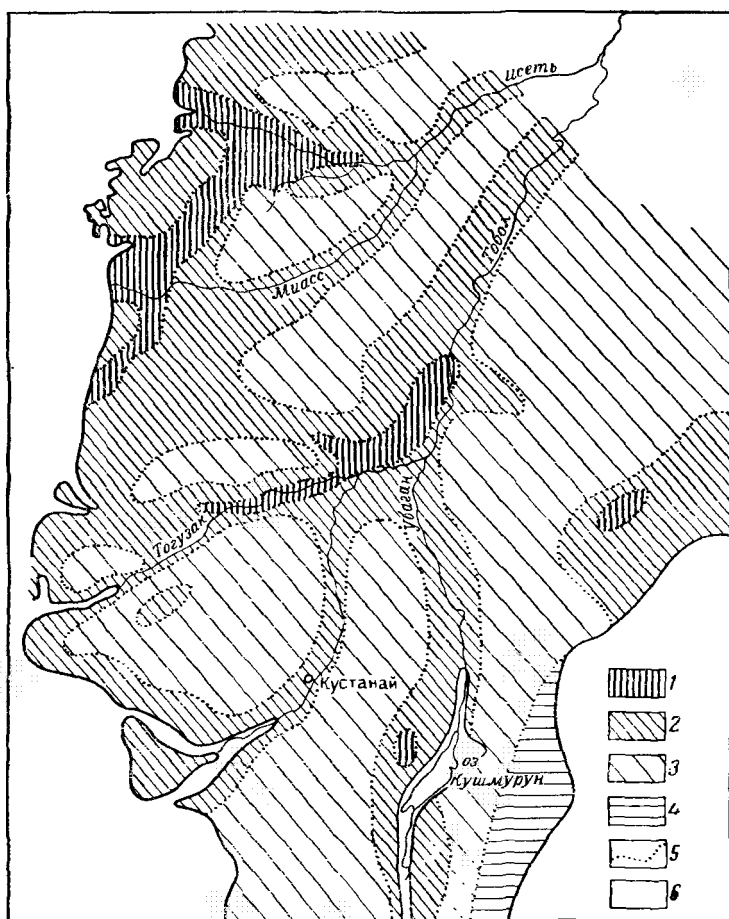


Рис. 22. Схематическая карта водообильности эоценовых отложений юго-западной части Западно-Сибирского артезианского бассейна (составили Г. И. Пустовалова и Л. Г. Учителева)

Преобладающие удельные дебиты скважин, л/сек·м: 1—>1; 2—0,1—1; 3—0,01—0,1; 4—<0,01; 5—граница между отложениями с разной водообильностью; 6—граница распространения водовмещающих отложений

лее водоносны опоки, песчаники и пески в пределах речных долин и на участках тектонических нарушений вблизи Урала. Удельные дебиты скважин здесь составляют в среднем 0,2—1,0 л/сек·м, местами достигают 3—5 л/сек·м. На междуречьях удельные дебиты скважин из тех же пород снижаются до 0,02 л/сек·м, изредка увеличиваясь до 1—2 л/сек·м. К востоку, по мере увеличения глинистости пород, их водообильность снижается, удельные дебиты скважин на правобережье р. Тобол составляют тысячные доли литра в секунду на метр (рис. 22).

Воды преимущественно напорные, статические уровни на водоразделах устанавливаются на глубинах 10—50 м, в долинах рек отмечается самоизлив. Снижение уровней прослеживается от горного обрамления

Таблица 17

Некоторые данные о подземных водах эоценовых отложений

Местоположение скважин	Интервал опробования, м	Статический уровень, м	Дебит, л/сек	Удельный дебит, л/сек м.	Формула химического состава*	Тип воды по Аликсипу
		Абс. отм. уровня, м	Понижение, м			
Березовский район						
Профиль Игрим — Сартынья, скв. 65 К	80—100		Самоизлив	—	$M_{1,5} \frac{Cl\ 72\ HCO_3\ 27\ SO_4\ 1}{Na\ 84\ Mg\ 9\ Ca\ 7} J0,7\ Br5$	Cl_I^{Na}
Профиль Сартынья — Ломбовож, скв. 76-К	80—100		Самоизлив	—	$M_{0,7} \frac{HCO_3\ 50\ Cl\ 49\ SO_4\ 1}{Na\ 90\ Ca\ 5\ Mg\ 5} J2\ Br6$	Cl_I^{Na}
Среднее Приуралье						
Шахта «Полуночный Рудник», Ив- дельский р-н	25—40	$\frac{-2}{3}$	$\frac{8-13}{38}$	0,2—0,3	$M_{0,4} \frac{HCO_3\ 90\ Cl\ 17\ SO_4\ 3}{Ca\ 69\ Mg\ 16\ Na\ 15}$	Cl_I^{Ca}
Сел. Ерзовка, Туринский р-н	65—72	$\frac{7}{-}$	$\frac{1,1}{2,3}$	0,5	$M_{0,2} \frac{Cl\ 92\ HCO_3\ 8}{Na\ 64\ Ca\ 21\ Mg\ 15}$	Cl_{III}^{Na}
Сел. Пульниково, Пышминский р-н	66—74	$\frac{3}{-}$	$\frac{3,3}{-}$	—	$M_{1,4} \frac{SO_4\ 80\ HCO_3\ 19\ Cl\ 1}{Na\ 79\ Ca\ 14\ Mg\ 7}$	S_{II}^{Na}
Южное Приуралье и Северный Тургай						
Сел. Хуторка, Курганская обл	31—80	$\frac{4,6}{210}$	$\frac{3,0}{7,4}$	0,4	$M_{0,8} \frac{HCO_3\ 49\ Cl\ 33\ SO_4\ 18}{Na\ 66\ Ca\ 21\ Mg\ 13}$	Cl_I^{Na}
Сел. Шувалово, Челябинская обл	42—57	$\frac{12,3}{179}$	$\frac{2}{2}$	1,0	$M_{0,4} \frac{HCO_3\ 64\ SO_4\ 25\ Cl\ 11}{Ca\ 41\ Na\ 32\ Mg\ 27}$	Cl_{II}^{Ca}

Сел. Федоровка, Костанайская обл.	112—120	$\frac{13,5}{244}$	$\frac{0,6}{31,3}$	0,018	$M_{11,1} \frac{Cl\ 80\ SO_4\ 17\ HCO_3\ 3}{Na\ 55\ Ca\ 25\ Mg\ 20}$	$Cl_{11,1}^{Na}$
Сел. Симаньевка, Кустанайская обл.	38—61	—	$\frac{0,5}{28}$	0,02	$M_{7,1} \frac{SO_4\ 62\ Cl\ 27\ HCO_3\ 11}{Na\ 58\ Mg\ 23\ Ca\ 19}$	S_{11}^{Na}

Прикаспийский р-н

Сел. Новоручка	60—80	$\frac{3,4}{141}$	$\frac{4,5}{3,1}$	1,45	$M_{0,8} \frac{Cl\ 56\ SO_4\ 25\ HCO_3\ 19}{Na\ 44\ Ca\ 29\ Mg\ 24}$	$Cl_{11,1}^{Na}$
На зап. берегу оз. Камангуз	—	$\frac{+1,0}{-}$	$\frac{2}{10}$	0,2	$M_{1,6} \frac{Cl\ 61\ SO_4\ 24\ HCO_3\ 15}{Na\ 70\ Ca\ 17\ Mg\ 13}$	$Cl_{11,1}^{Na}$

Район г. Токмак

Дер. Новоказанка, Шегарский р-н	200,5—217	$\frac{-10,65}{90}$	$\frac{2,24}{22,4}$	0,13	$M_{0,33} \frac{HCO_3\ 97\ Cl\ 3}{Ca\ 71\ Mg\ 24\ Na\ 5}$	Cl_1^{Ca}
Дер. Базанакто, Шегарский р-н	186—197	$\frac{+13,3}{84,3}$	$\frac{2,0}{4,0}$	0,5	$M_{0,88} \frac{Cl\ 74\ HCO_3\ 20\ SO_4\ 6}{Na\ 56\ Ca\ 25\ Mg\ 18}$	$Cl_{11,1}^{Na}$
Подземные воды хоз. устьев «Водник», Токмакский р-н	223—234	$\frac{-28,0}{77,0}$	$\frac{2,5}{24,1}$	0,1	$M_{0,17} \frac{HCO_3\ 64\ Cl\ 35\ SO_4\ 1}{Na\ 84\ Ca\ 12\ Mg\ 4}$	Cl_1^{Na}

Междуречье Обь—Пур

Источники подземных вод на озере Париль-Сеге	—	—	—	—	$M_{0,7} \frac{SO_4\ 91\ Cl\ 7\ HCO_3\ 2}{Na\ 49\ Ca\ 29\ Mg\ 29}$	S_{11}^{Na}

* Под и oltre даны в микрограммах на литр

Урала и Казахского Нагорья к долинам рек Тобол, Убаган, а также от междуречий к более мелким речным долинам (Уй, Миасс, Теча и др.). Увеличение минерализации вод горизонта происходит с запада на восток, с севера на юг, а также с глубиной его залегания. Пресные воды преимущественно гидрокарбонатного натриевого состава I типа развиты полосой вдоль Урала и по долинам рек Теча, Миасс и др.

Здесь же встречаются также хлоридные натриевые воды III типа и гидрокарбонатные кальциевые и магниевые II типа. Ширина зоны пресных вод уменьшается в южном направлении. Восточнее, на большей части левобережья рек Тобол, Убаган развиты слабосолоноватые воды с минерализацией до 3 г/л смешанного солевого состава. Это гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные натриевые воды преимущественно I и II типов. В воде повсеместно присутствуют сульфаты, количество которых увеличивается в южном направлении. В центральных частях некоторых междуречий часто встречаются воды с минерализацией до 5—10 г/л, состав их хлоридный натриевый III типа и сульфатный натриевый II типа. Эти же воды развиты и на правобережье рек Тобол, Убаган. Здесь встречаются и более минерализованные воды (свыше 10 г/л) хлоридного натриевого состава II и III типов.

Для пресных и слабосолоноватых вод характерно наличие железа в количествах, часто превышающих бальнеологические нормы.

В водах эоценовых отложений растворены азотные газы воздушного происхождения, повсеместно присутствует углекислый газ (7—15%). В Среднем Приуралье на отдельных участках встречается сероводород в количествах до 5—12 мг/л (источники у сел. Обухово и другие пункты).

Вдоль склонов Казахского нагорья эоценовые отложения представлены переслаиванием глинистых опок и песков, которые на небольшом удалении от обрамления переходят в практически неводоносные преимущественно глинистые образования (см. рис. 21). Иногда пески обладают значительной обводненностью. Так, западнее ст. Киялы между городами Кокчетавом и Петропавловском воды эоцена эксплуатируются рядом скважин, дебит которых составляет 1—16 л/сек. Здесь распространены слабосолоноватые воды с минерализацией 1—3 г/л, хлоридного натриевого состава II типа, реже гидрокарбонатного натриевого II типа.

К северу от ст. Киялы минерализация воды возрастает (до 5—6 г/л), состав вод становится хлоридным натриевым III типа. В районе оз. Кызыл-Как, у северо-восточного склона Казахского нагорья, воды описываемой толщи вскрыты одной скважиной, дебит которой достигал 1 л/сек. Минерализация воды 3 г/л, состав хлоридный натриевый II типа.

Далее, на восток, вдоль склонов Алтая и Салаира в Алтайском крае и Чулымо-Енисейской впадине в отложениях эоцена, судя по литологическому составу и мощности пород, должны быть заключены значительные ресурсы подземных пресных вод.

Северо-западнее Томского выступа палеозойского фундамента водоносные эоценовые отложения люлинворской свиты и ее фациального аналога кусковской свиты вскрыты и опробованы рядом скважин (см. табл. 17, рис. 18, 19). Водовмещающие отложения мощностью до 26—40 м представлены разнородными песками, иногда с линзами и прослоями мелкой гальки и гравия, глини и алевроитов. Глубина залегания водовмещающих пород изменяется с удалением от палеозойского обрамления бассейна от 6 до 220 м.

Подземные воды на большей части территории напорные. Напор вод с погружением кровли водоносных отложений увеличивается от 0—20 до 200—260 м. Безнапорные воды отмечены на отдельных участках

у Томского выступа палеозойского фундамента. Пьезометрическая поверхность напорных и зеркало безнапорных вод, располагающиеся на глубине от 1 до 30 м, наклонены к долинам рек Оби и Томи, интенсивно дренирующим водоносные отложения. В долине р. Оби, как видно из рис. 18, пьезометрические уровни устанавливаются выше поверхности земли до +13 м, обуславливая самоизлив вод. Водообильность отложений возрастает с удалением от палеозойского обрамления. Дебиты скважин изменяются от 0,0025 до 3 л/сек при понижениях уровня на 4—30 м, удельные дебиты составляют 0,0002—0,5 л/сек·м. Воды пресные с минерализацией 0,1—0,8 г/л, гидрокарбонатные кальциевые и натриевые I, II и III типов, а также хлоридные натриевые III типа. Температура воды на устье скважин 5—9°C.

Верхнемеловые (турон-датские) отложения на большей площади бассейна также представлены глинистыми, практически неводоносными породами (талицкая, ганькинская, березовская, кузнецовская свиты). Мощность их увеличивается к центру бассейна до 400—600 м. Вдоль горно-складчатого обрамления полосой разной ширины развиты песчано-алевролитовые водоносные верхнемеловые породы. Как видно на гидрогеологической карте верхнемеловых отложений (рис. 23), на одних участках бассейна песчано-алевролитовые разности преобладают в разрезе (Чулымо-Енисейский район, Сев. Тургай), на других — развиты в виде отдельных прослоев (южная часть бассейна). Подземные воды отложений наиболее изучены на юге бассейна (Северный Тургай, Прииртышье, Чулымо-Енисейский район).

В Чулымо-Енисейском районе верхнемеловые отложения представлены преимущественно песками, песчаниками и галечниками. Они залегают непосредственно на водоносных отложениях сеноман-апта и более древних осадках, образуя с ними единый водоносный комплекс.

Породы перекрыты проницаемыми, в основном четвертичными отложениями, что обуславливает интенсивную инфильтрацию атмосферных осадков.

Водоносность отложений изучена в краевых частях их распространения. Некоторые данные об этих водах приводятся ниже (табл. 18).

Статические уровни залегают на глубинах от 3 до 30 м и глубже, в долинах рек часто отмечается самоизлив. Снижение абсолютных отметок пьезометрической поверхности вод наблюдается от водоразделов к долинам рек, интенсивно дренирующим водоносные отложения верхнего мела.

Удельные дебиты скважин составляют 0,1—1,8 л/сек·м, иногда выше. По долинам рек выходят многочисленные источники с дебитами преимущественно не более 0,1 л/сек. Источник у сел. Георгиевка и некоторые другие имеют дебиты до 3—5 л/сек. Минерализация вод не превышает 0,5—0,8 г/л, состав их гидрокарбонатный кальциевый I типа, реже встречаются гидрокарбонатные натриевые I типа и магниевые II типа.

В юго-восточной части Томской области межпластовые воды турон-датских отложений вскрыты и опробованы рядом скважин (см. рис. 18, 19, табл. 19). Водоносными являются тонко-среднезернистые преимущественно каолинизированные пески, слабосцементированные песчаники, алевролиты и оолитовые железные руды, залегающие на глубине до 170—270 м и более.

Водоносные отложения переслаиваются с довольно мощными, выдержанными по простиранию пластами глин, количество последних и их мощности увеличиваются в северо-западном направлении. Перекрыты верхнемеловые осадки песчано-глинистыми отложениями эоценового и более молодого возраста. Воды турон-датских отложений высоконапор-

ные. В долинах рек Оби, Бакчара и других пьезометрические уровни устанавливаются на высоте до 4—6 м над поверхностью земли, обуславливая самоизливы скважин. На высоких террасах и водораздельных плато уровни лежат на глубинах 1—34 м. Пьезометрическая поверхность подземных вод, наклонена к долинам рек Оби, Томи и Чулыма,

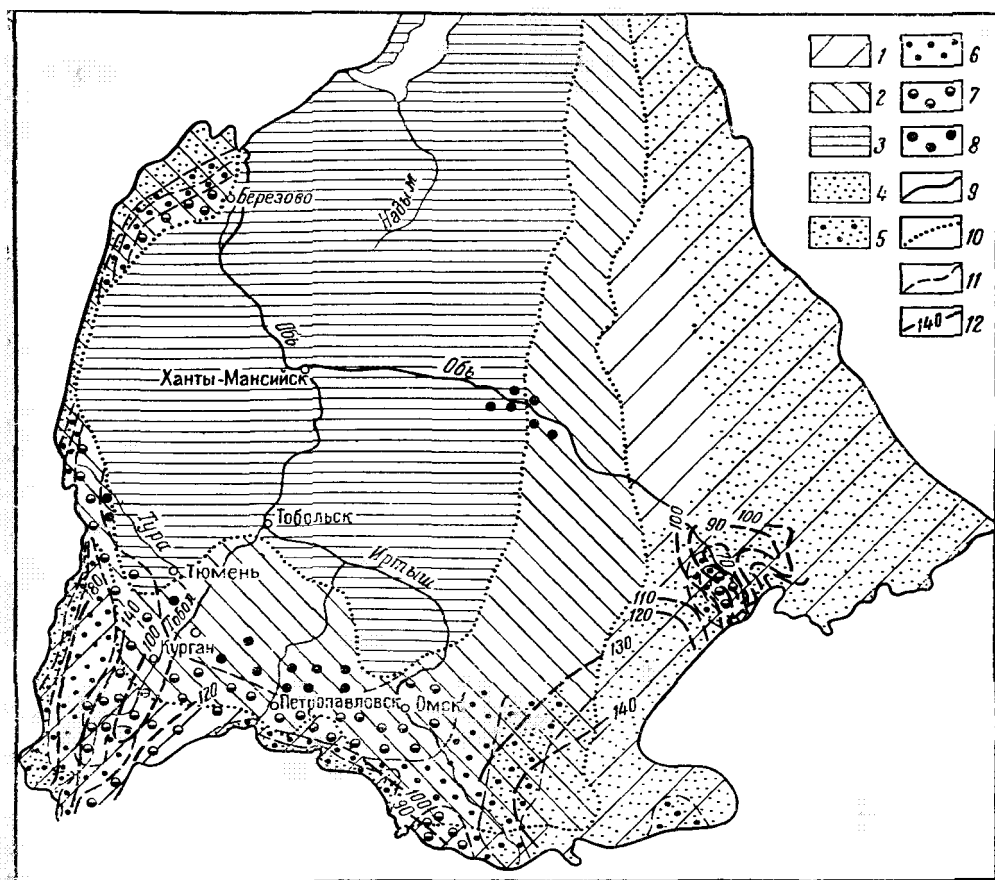


Рис. 23. Схематическая гидрогеологическая карта верхнемеловых (турон-датских) отложений Западно-Сибирского артезианского бассейна (составили Л. Г. Учителева и Ю. К. Смоленцев)

1 — площадь распространения преимущественно водоносных песчано-алевролитовых пород; 2 — площадь распространения преимущественно неводоносных глинистых пород с отдельными водоносными горизонтами и линзами песков и песчаников; 3 — площадь распространения практически неводоносных глинистых отложений. Минерализация и состав подземных вод: 4 — до 1 г/л, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и натриевые I типа; 5 — от 1 до 3 г/л, преимущественно простого солевого состава; 6 — от 3 до 5 г/л, преимущественно хлоридные и сульфатные натриевые II и III типов; 7 — от 5 до 10 г/л, преимущественно хлоридные натриевые III, реже II типов; 8 — выше 10 г/л, хлоридные натриевые III типа; 9 — граница распространения турон-датских отложений; 10 — граница площадей с различным литологическим составом пород; 11 — граница между водами разными по степени минерализации и составу; 12 — пьезоизогипсы, их абсолютная отметка, м (на восток-юго-востоке, в зоне разгрузки подземных вод в долинах рек Оби, Томи и Чулыма, минерализация и химический состав их показаны по подошве турон-датских отложений)

дренирующим водоносный комплекс (см. рис. 23). В этом направлении абсолютные отметки пьезометрической поверхности снижаются с 108 до 67 м. Напор вод составляет 114—450 м и увеличивается с глубиной и удалением от палеозойского обрамления бассейна. Дебиты скважин изменяются от 0,03 до 7,6 л/сек при понижениях уровня на 2—53 м, удельные дебиты составляют 0,0007—0,85 л/сек·м. Режим уровней и температуры вод верхнемеловых отложений отличается значительным по-

Таблица 18

Некоторые данные о подземных водах
верхнемеловых отложений Чулымо-Енисейской впадины

Местоположение скважин	Интервал опробования, м	Статический уровень, м	Дебит, л/сек Пони- жение, м	Удельный дебит, л/сек. м	Формула химического состава	Тип воды, по Алейкину
Пос. Святославка, Иж- морский р-н	18—27	11,3	$\frac{1,3}{0,7}$	1,8	$M_{0,3} \frac{HCO_3 96 \text{ Cl } 3 \text{ SO}_4 1}{Ca 67 \text{ Mg } 22 \text{ Na } 11}$	C_1^{Ca}
Сел. Островное, Ижмор- ский р-н	19—76	10	$\frac{0,3}{1,0}$	0,3	$M_{0,4} \frac{HCO_3 97 \text{ SO}_4 2 \text{ Cl } 1}{Ca 63 \text{ Mg } 22 \text{ Na } 15}$	C_1^{Ca}
Сел. Ольговка, Ижмор- ский р-н	30—34	11,8	$\frac{1,6}{75}$	0,22	$M_{0,3} \frac{HCO_3 98 \text{ Cl } 2}{Ca 61 \text{ Mg } 36 \text{ Na } 3}$	C_1^{Ca}
Сел. Усть-Кемчуг, Бирн- люсский р-н	5—40	5,1	$\frac{3,5}{—}$	—	$M_{0,2} \frac{HCO_3 98 \text{ SO}_4 1 \text{ Cl } 1}{Mg 88 \text{ Ca } 12}$	C_{III}^{Mg}
Сел. Черемшанка, Боль- шеулуйский р-н	41—55	15	$\frac{1,0}{—}$	—	$M_{0,3} \frac{HCO_3 96 \text{ SO}_4 4}{Ca 68 \text{ Mg } 25 \text{ Na } 7}$	C_1^{Ca}
Сел. Мал. Песчанка, Ижморский р-н	50—54	50	$\frac{2,2}{2}$	1,1	$M_{0,2} \frac{HCO_3 95 \text{ SO}_4 4 \text{ Cl } 1}{Na 68 \text{ Mg } 19 \text{ Ca } 13}$	C_1^{Na}
Сел. Раевка	63—66	+0,8	$\frac{0,8}{2}$	0,4	$M_{0,4} \frac{HCO_3 89 \text{ Cl } 10 \text{ SO}_4 1}{Na 58 \text{ Ca } 36 \text{ Mg } 6}$	C_1^{Na}

стоянством. За период наблюдений с 11/IV по 2/XI 1958 г. по двум скважинам (А. А. Бабин и др.) зафиксировано лишь незначительное колебание уровней в пределах 2—7 см.

В отложениях второго комплекса в рассматриваемой части бассейна четко прослеживается гидрохимическая аномалия. Химический состав вод изменяется сверху вниз и в плане, со всех сторон к устью р. Томи, от пресных гидрокарбонатных натриевых и кальциевых I типа до солоноватых и соленых с минерализацией 4,6—8,2 г/л, хлоридных натриевых III типа.

Нарастание минерализации и изменение химического состава вод происходит на весьма небольших расстояниях (см. рис. 18, 19), причем нижняя граница пресных вод в северо-западном направлении с удалением от палеозойского обрамления резко поднимается вверх по разрезу из нижнемеловых отложений покурской (кийской) свиты в отложения верхнего мела — эоцена.

Появление солоноватых и соленых вод в отложениях верхнего мела в месте слияния двух мощных дрен — рек Оби и Томи можно объяснить подтоком вод из нижележащих нижнемеловых отложений, разгружающихся на этом участке. Температура воды на устье скважин 4—8°С.

На юге низменности, в Прииртышье в основании глинистой славгородской свиты выделяется преимущественно песчаная пачка пород (ипатовская свита), с которой связан выдержанный на значительной площади водоносный горизонт. От нижележащих водоносных сеноман-аптских отложений горизонт на большей площади его развития отделен глинами кузнецовской свиты. Мощность горизонта от 5—15 м (в районе г. Петропавловска) возрастает на восток и юго-восток до 90—100 м (г. Барабинск). На севере, в районе г. Тары, пески ипатовской пачки замещаются глинами. Западнее г. Петропавловск, в северном

Таблица 19

**Некоторые данные о подземных водах турон-датских отложений
юго-восточной части Томской области**

Местоположение скважины	Интервал опробования, м	Статический уровень, м Абс. отм. уровня, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Удельный дебит, л/сек м	Формула химического состава	Тип воды, по Алену
Дер. Петрово	115—123,5	$\frac{8,6}{81,4}$	$\frac{2,2}{20,6}$	0,11	$M_{0,39} \frac{HCO_3 92 Cl 8}{Ca 55 Na 26 Mg 19}$	C_1^{Ca}
Близ г. Асино	118—152	$\frac{5,2}{109,8}$	$\frac{7,6}{9,6}$	0,8	$M_{0,30} \frac{HCO_3 95 Cl 4 SO_4 1}{Ca 45 Mg 32 Na 23}$	C_1^{Ca}
Сел. Бакчар, Бакчарский р-н	249—260	$\frac{+4,06}{104,47}$	$\frac{0,45}{2,23}$	0,2	$M_{0,7} \frac{HCO_3 86 Cl 12 SO_4 2}{Na 87 Ca 8 Mg 5}$	C_1^{Na}
Сел. Захаровка	241—250	$\frac{-1,4}{108,6}$	$\frac{5,0}{20,1}$	0,25	$M_{0,9} \frac{HCO_3 73 Cl 27}{Na 97 Mg 2 Ca 1}$	C_1^{Na}
Участок Приеловский	224—261	$\frac{-10,2}{106,8}$	$\frac{0,037}{52,8}$	0,0007	$M_{1,1} \frac{HCO_3 70 Cl 18 SO_4 12}{Na 76 Ca 13 Mg 11}$	C_1^{Na}
Дер. Солонцы, Шегарский р-н	232—254	$\frac{-12,0}{90,0}$	$\frac{3,15}{28,0}$	0,11	$M_{4,6} \frac{Cl 97 HCO_3 3}{Na 72 Ca 15 Mg 13}$	Cl_{III}^{Na}
Дер. Базановка, Шегарский р-н	204—228	$\frac{+3,7}{74,7}$	$\frac{1,71}{2,0}$	0,85	$M_{0,37} \frac{HCO_3 98}{Ca 61 Mg 33}$	C_1^{Ca}
Подсобное хозяйство „Водник“, Томский р-н	303—315	$\frac{-29,0}{76,0}$	$\frac{3,0}{23,0}$	0,13	$M_{0,5} \frac{Cl 53 HCO_3 46 SO_4 1}{Na 77 Mg 12 Ca 11}$	Cl_I^{Na}
Дер. Нагорный Иштаи, Томский р-н	211—235	$\frac{-31,0}{67,0}$	$\frac{0,5}{36,0}$	0,01	$M_{0,35} \frac{HCO_3 95}{Ca 55 Mg 29 Na 16}$	C_1^{Ca}
Дер. Новоказанка, Шегарский р-н	245—258	$\frac{-10,85}{101,15}$	$\frac{1,35}{18,2}$	0,07	$M_{1,0} \frac{HCO_3 69 Cl 31}{Na 83 Ca 9 Mg 8}$	C_1^{Na}
То же	426—451	$\frac{-22,2}{90,0}$	$\frac{5,0}{12,2}$	0,4	$M_{8,2} \frac{Cl 99 HCO_3 1}{Na 74 Ca 14 Mg 12}$	Cl_{III}^{Na}
Близ пос. Золотушка	250—259	$\frac{+5,8}{75,8}$	$\frac{0,4}{2,0}$	0,2	$M_{0,4} \frac{HCO_3 99}{Na 89}$	C_1^{Na}

Тургае, ипатовская пачка не выделяется, здесь водоносными являются все верхнемеловые отложения от сеномана до маастрихта включительно.

В районе оз. Кучук горизонт не отделен водоупором от нижележащего апт-сеноманского комплекса и от вышележащих песчано-алевролитовых пород. В наиболее приподнятой части Томско-Каменского выступа горизонт лежит на породах фундамента, что позволяет предполагать здесь наличие подтока слабоминерализованных вод по зонам разломов.

Глубина залегания горизонта увеличивается к центральной части Омской впадины. На Вагай-Ишимском и Томско-Каменском выступах фундамента этот горизонт вскрывается на глубинах 420—550 м, у Омска на 948 м.

Данные о подземных водах горизонта приводятся в табл. 20. Воды напорные, статические уровни в Петропавловском районе лежат ниже

поверхности земли (абс отм 100—137 м) На правобережье р. Иртыш воды часто самоизливаются, уровни устанавливаются на высоте +0,5—25 м над устьем скважин (абс отм 138—144 м) Общее снижение уровней идет от горного юго-восточного обрамления на северо-запад и юго-запад

Наиболее низкое положение уровней отмечается в районе крупных озер у склонов Казахского нагорья, где происходит их частичная разгрузка (см рис 23)

Дебиты скважин от долей литра в секунду при понижении 40—120 м изменяются до 10—15 л/сек при понижении 10—40 м Дебит при самоизливе достигает 15 л/сек Удельные дебиты изменяются от 0,001 до 0,3 л/сек·м При этом их минимальные значения отмечаются в Петропавловском районе, максимальные — на правобережье р. Иртыш Солевой состав и минерализация вод изменяются с юго-востока на северо-запад и запад Пресные гидрокарбонатные натриевые воды I типа с минерализацией до 1 г/л вскрыты скважинами на ст Кулунде, в г. Славгороде, ст. Ипатово и др. С погружением горизонта на северо-запад и север минерализация возрастает до 1,4 г/л в Барабинске и 6,7 г/л в г. Омске, состав вод становится хлоридным натриевым I типа У склонов Казахского нагорья минерализация воды составляет 5—6 г/л, а в Петропавловском районе возрастает до 10—12 г/л Состав воды хлоридный натриевый I и III типов Для пресных вод характерны растворенные газы азотного состава

В Петропавловском районе развиты азотно-метановые газы с содержанием метана до 80% и упругостью 15—26 атм Температура вод на глубине залегания пласта в пределах Томско-Каменского и Вагай-Ишимского поднятий колеблется от 17—22 до 28—30° с увеличением глубин залегания водоносных пород

Водоносные отложения маастрихт-сантонского возраста в северной части Тургайского прогиба, совместно с сеноманскими породами составляют единый верхнемеловой водоносный комплекс (табл. 21) На территории между 53—52° с ш. отложения комплекса преимущественно песчано-алевролитовые, несколько севернее широты г. Кустаная они начинают переслаиваться с глинами, содержание которых севернее р. Уй составляет 80—90% общей мощности мелового разреза. Мощность отложений от 10—20 м у бортов Тургайского прогиба увеличивается в его центральной части до 60—80 м, возрастая в то же время в северном направлении от 50—60 м (Кустанайский вал) до 100—170 м (севернее г. Кустаная)

Меловые отложения выходят на поверхность по долинам рек Тура, Миасс, Тобол, Тогузак вблизи склонов Урала, а на остальной территории вскрываются на глубинах от 40—60 м вблизи речных долин до 100—200 м на водоразделах Статические уровни в долинах рек устанавливаются выше устья скважин, а на водоразделах — вблизи предгорий Урала постепенно снижаются к северо-востоку и к долинам рек

Наиболее низкие абсолютные отметки уровней (до 90—100 м) прослеживаются в Убаганской древней долине, к которой они снижаются от Казахского нагорья Общий характер изменения пьезометрических уровней свидетельствует о направлении движения вод от горных обрамлений к древней Убаганской долине, где происходит разгрузка подземных вод комплекса Частичная его разгрузка идет также по долинам более мелких рек вблизи Урала Дебиты скважин изменяются от долей литра в секунду до 3 л/сек при понижениях 2—60 м Удельные дебиты скважин, вскрывших крупнозернистые пески, составляют 0,05—0,6 л/сек·м, иногда до 1 л/сек·м (Усть-Уйский район, г. Кустанай и др.) Удельный дебит из более мелкозернистых разностей обычно менее

Таблица 20

Некоторые данные о подземных водах иппатской ситы в Припутье

Наименование скважин	Интервал свербования, м	Статис- тический уровень, м	Дебит, л/сек	Удельный дебит, л/сек-м	Темпе- ратура на гур- болей, °C	Формула химического состава	Микрохими- ческий анализ		Состав газа	Дип- ломы, по Ада- хину
							↓	Br		
Яковлевская I-P	530-535	$\frac{7,5}{130}$	$\frac{0,7}{127}$	0,005	22	$\frac{M_{98} \text{ Cl } 98 \text{ HCO}_3 \text{ 2}}{Na \text{ 88 Ca } 7 \text{ Mg } 5}$	4	32	$CH_4 \text{ 49 N } 47 \text{ CO}_2 \text{ 4}$	Cl_{III}^{Na}
Ожская I-P	952-959	-	-	-	-	$\frac{M_{97} \text{ Cl } 96 \text{ HCO}_3 \text{ 4}}{Na \text{ 97 Ca } 2 \text{ Mg } 1}$	0,02	0,2	-	Cl_I^{Na}
Кубанская	417-425	$\frac{13,1}{143,5}$	$\frac{1,5}{21}$	0,07	28	$\frac{M_{14} \text{ Cl } 46 \text{ SO}_4 \text{ 28 HCO}_3 \text{ 26}}{Na \text{ 90 Mg } 5 \text{ Ca } 5}$	-	-	$N \text{ 99 CO}_2 \text{ 2}$	Cl_I^{Na}
Евгеньская	240-248	$\frac{18}{97}$	$\frac{1,04}{11,1}$	0,09	-	$\frac{M_{30} \text{ Cl } 56 \text{ HCO}_3 \text{ 26 SO}_4 \text{ 18}}{Na \text{ 83 Ca } 5 \text{ Mg } 2}$	-	-	$N \text{ 84 CO}_2 \text{ 16}$	Cl_I^{Na}
Чигаринская	472-487	$\frac{+0,7}{142,6}$	$\frac{2,7}{20}$	0,13	23	$\frac{M_{95} \text{ HCO}_3 \text{ 63 SO}_4 \text{ 20 Cl } 17}{Na \text{ 59 Mg } 36 \text{ Ca } 5}$	-	-	$N \text{ 99 CO}_2 \text{ 5 CH}_4 \text{ 2}$	Cl_I^{Na}
Покровская	670-710	$\frac{+36}{-}$	$\frac{2,3}{18}$	0,13	34	$\frac{M_{117} \text{ HCO}_3 \text{ 39 Cl } 33 \text{ SO}_4 \text{ 28}}{Na \text{ 93 Mg } 6 \text{ Ca } 1}$	-	-	$N \text{ 99}$	Cl_I^{Na}
Рублевская	158-166	$\frac{6,5}{-}$	$\frac{0,3}{14,3}$	0,02	-	$\frac{M_{91} \text{ Cl } 97 \text{ SO}_4 \text{ 2 HCO}_3 \text{ 1}}{Na \text{ 73 Ca } 14 \text{ Mg } 13}$	-	-	-	Cl_{III}^{Na}
Хмельницкая	460-500	$\frac{0,6}{144}$	$\frac{4,1}{14}$	0,28	-	$\frac{M_{94} \text{ HCO}_3 \text{ 63 Cl } 22 \text{ SO}_4 \text{ 15}}{Na \text{ 89 Mg } 6 \text{ Ca } 6}$	-	-	$N \text{ 97 CO}_2 \text{ 3}$	Cl_I^{Na}

Таблица 21

Некоторые данные о подземных водах верхнелесных отложений Северного Туруна

Местоположение скважин	Глубина отражения, м	Статический уровень, м Абс. отн. уровня, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Удельный дебит, л/сек, м	Формула химического состава	Тип воды, по А.И.Вену
Пос. Андреевский	41—132	$\frac{8,7}{196}$	$\frac{0,02}{14}$	0,36	$M_{9,0} \frac{Cl\ 55\ SO_4\ 21\ HCO_3\ 4}{Na\ 72\ Mg\ 20\ Ca\ 8}$	Cl_{II}^{Na}
Пос. Знаменец	106—121	$\frac{32}{122}$	$\frac{0,4}{15}$	0,025	$M_{6,0} \frac{Cl\ 51\ SO_4\ 43\ HCO_3\ 6}{Na\ 62\ Mg\ 23\ Ca\ 15}$	Cl_{II}^{Na}
Пос. Федоровка	82—92	$\frac{16,4}{-}$	$\frac{0,04}{34}$	0,001	$M_{1,3} \frac{Cl\ 75\ SO_4\ 21\ HCO_3\ 4}{Na\ 66\ Mg\ 20\ Ca\ 15}$	Cl_{III}^{Na}
Пос. Ражский	256—293	-	-	-	$M_{13,6} \frac{Cl\ 81\ SO_4\ 17\ HCO_3\ 2}{Na\ 49\ Mg\ 30\ Ca\ 21}$	Cl_{III}^{Mg}
Пос. Веселый Хут	35,1	-	-	-	$M_{9,4} \frac{HCO_3\ 73\ Cl\ 18\ SO_4\ 8}{Mg\ 67\ Ca\ 27\ Na\ 6}$	Cl_{III}^{Mg}
Пос. Есенинские	49,8	-	-	-	$M_{0,7} \frac{Cl\ 48\ HCO_3\ 43\ SO_4\ 9}{Mg\ 44\ Na\ 43\ Ca\ 13}$	Cl_{III}^{Mg}
Пос. Вилоры	15	-	-	-	$M_{0,4} \frac{HCO_3\ 86\ SO_4\ 28\ Cl\ 6}{Ca\ 48\ Mg\ 26\ Na\ 25}$	Cl_{II}^{Ca}
Пос. Волковские	115—128	-	-	-	$M_{5,5} \frac{Cl\ 66\ SO_4\ 30\ HCO_3\ 4}{Na\ 68\ Ca\ 16\ Mg\ 16}$	Cl_{II}^{Na}
Пос. Усть-Уиский	204	-	-	-	$M_{0,1} \frac{Cl\ 83\ SO_4\ 15\ HCO_3\ 2}{Na\ 71\ Ca\ 15\ Mg\ 14}$	Cl_{III}^{Na}
Пос. Вязовка	110	-	-	-	$M_{6,0} \frac{Cl\ 87\ SO_4\ 10\ HCO_3\ 3}{Na\ 70\ Ca\ 21\ Mg\ 6}$	Cl_{III}^{Na}

Некоторые данные о подземных водах верховых отложений Среднего Приуралья

Местоположение скважин	Интервал пробования, м	Среднестатистический уровень, м Дат. отч. уровня, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Формула химического состава	Макрокатионы, мг/л		Состав ионов, по А.М.Вену
					С	В	
Катанская депрессия	11-60	$\frac{(+2)-(+8)}{-}$	$\frac{\text{до } 7,6}{2-9}$	$M_{Na3} \frac{Cl 92 SO_4 8}{Na 70 Mg 16 Ca 4}$	-	-	$\begin{matrix} Na \\ Cl IV \end{matrix}$
Сосновинская депрессия	70-250	90-21,5	$\frac{5-20}{\text{Самостоятв.}}$	$M_{Mg1} \frac{HCO_3 80 SO_4 11 Cl 7}{Na 48 Ca 33 Mg 25}$	-	-	$\begin{matrix} Na \\ Cl I \end{matrix}$
Камышловская депрес- сия	35-113	-	$\frac{0,1-40}{\text{Самостоятв.}}$	$M_{Na3} \frac{HCO_3 61 SO_4 80 Cl 9}{Na 62 Mg 20 Ca 18}$	-	-	$\begin{matrix} Na \\ Cl I \end{matrix}$
Чернышловская депрес- сия	21-100	-	$\frac{0,2-17}{\text{Самостоятв.}}$	$M_{Na4} \frac{HCO_3 43 SO_4 41 Cl 16}{Na 37 Ca 37 Mg 26}$	-	-	$\begin{matrix} Na \\ Cl II \end{matrix}$
Пос. Новоселово, Мир- невский р-н	120-170	$\frac{20}{99}$	$\frac{10}{-}$	$M_{Na9} \frac{Cl 98 HCO_3 2}{Na 78 Ca 11 Mg 11}$	5	25	$\begin{matrix} Na \\ Cl III \end{matrix}$
Пос. Струнино, Савер- дновская обл.	141-178	$\frac{15}{85}$	$\frac{10}{-}$	$M_{Na9} \frac{Cl 98 HCO_3 4}{Na 87 Ca 7 Mg 4} \frac{CH_4 94 N_2 5}{-}$	3	50	$\begin{matrix} Na \\ Cl III \end{matrix}$
г. Курган	-	-	-	$M_{Na71} \frac{Cl 53 HCO_3 34}{Na 42 Mg 25 Ca 22}$	-	-	$\begin{matrix} Na \\ Cl II \end{matrix}$

Пос. Сосьва, Федоровский р-н	107-187	$\frac{1,2}{69}$	$\frac{7,5}{-}$	$M_{9,1} \frac{Cl 96 HCO_3 4}{Na 89 Ca 5 Mg 5}$	5	30	Cl_{III}^{Na}
Пос. Иваницево, Свердловская обл.	260-290	$\frac{15}{93}$	$\frac{8}{-}$	$M_{9,3} \frac{Cl 98 HCO_3 2}{Na 83 Ca 8 Mg 9}$	4	20	Cl_{III}^{Na}

Таблица 23

Некоторые данные о подземных водах верхнемеловых отложений Березовского р-на

Наименование скважины	Интервал опробования, м	Статический уровень, м	Формула химического состава	Микрокомпоненты, мг/л		Состав газа	Тип воды, по Алейкину
				Ж	Вг		
Тутлеймская 1-В	270-340	+3,1	$M_{8,7} \frac{Cl 97 HCO_3 3}{Na 87 Ca 7 Mg 6}$	2	26	$CH_4 94 N_2 5 TV 0,2$	Cl_{III}^{Na}
Тутлеймская 47	250-350	+15	$M_{7,7} \frac{Cl 98 HCO_3 2}{Na 82 Ca 10 Mg 8}$	-	-	$CH_4 95 N_2 4 CO_2 1$	Cl_{III}^{Na}
Профиль Игрим — Сар- тыньна, скв. 65-К	300-380	+17	$M_{11,6} \frac{Cl 99 HCO_3 1}{Na 87 Ca 8 Mg 5}$	-	-	-	Cl_{III}^{Na}
Профиль Игрим — Лом- бовск, скв. 76-К	300-320	+16	$M_{9,4} \frac{Cl 97 HCO_3 2}{Na 88 Ca 7 Mg 5}$	-	-	-	Cl_{III}^{Na}

0,01 л/сек·м. Пресные воды пестрого, чаще гидрокарбонатного натриевого состава I типа имеют ограниченное распространение и встречаются вблизи Урала и по долинам рек (см. рис. 23). На остальной территории развиты преимущественно солоноватые воды с минерализацией 1—10 г/л. Состав их с увеличением минерализации постепенно из гидрокарбонатного преобразуется в хлоридный натриевый II и III типов. Характерно увеличение сульфатов в составе воды в южном направлении. Воды с минерализацией выше 10 г/л вскрыты в отдельных участках на правобережье р. Убаган, состав их хлоридный натриевый III типа. Состав растворенных газов азотный, в отдельных случаях (сел. Введенка) отмечается примесь углекислого газа до 33%. Температура вод 7—23°С.

В среднем Приуралье отложения кампан-маастрихта, образуя с нижежащими сеноманскими и более древними осадками единый водоносный комплекс, узкой полосой развиты вдоль склона Урала. Непосредственно вблизи Урала, от г. Камышлова до г. Ивделя и севернее прослеживаются отдельные тектонические депрессии, заполненные водоносными верхнемеловыми и третичными осадками. Меловые отложения залегают здесь на глубинах от нескольких метров до 200—300 м. Большинство скважин самоизливает, уровни устанавливаются на высоте до +10 м над поверхностью земли, реже на 20—15 м ниже поверхности. Дебиты самоизлива от 1—2 до 20 л/сек. Воды в бассейнах пресные, с минерализацией 0,3—0,8 г/л, реже до 1 г/л, гидрокарбонатные натриевые (табл. 22).

Восточнее депрессий прослеживается зона отдельных валообразных антиклинальных поднятий. Ширина зоны 15—40 км, глубина залегания осадков 35—200 м, местами (по долинам рек) они выходят на поверхность. Здесь вскрыты напорные, часто самоизливающиеся воды. Минерализация их составляет от 0,5—1 до 3 г/л, состав изменяется от гидрокарбонатных кальциевых II типа и натриевых I типа до преимущественно хлоридных натриевых I типа.

Далее на восток верхнемеловые осадки постепенно погружаются, их мощность увеличивается, состав становится преимущественно глинистым. Здесь отдельными скважинами вскрываются сильносоленоватые хлоридно-натриевые воды III типа с минерализацией 8—10 г/л, отмечается наличие йода до 5 мг/л, брома до 30 мг/л (см. табл. 22). Состав растворенных газов метановый.

На северо-западе, в Березовском районе, рядом скважин в коньяк-сантонских отложениях на глубинах 250—300 м вскрыты самоизливающиеся сильносоленоватые воды хлоридно-натриевого состава III типа с содержанием йода до 2 мг/л, брома до 29 мг/л (табл. 23). Состав растворенных газов метановый.

Ближе к горному обрамлению в г. Салехарде вскрыты гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 1,1 г/л.

НИЖНИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАЖ

ТРЕТИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Третий гидрогеологический комплекс, охватывающий отложения сеномана, альба и апта, включает в себя уватскую, ханты-мансийскую, викуловскую и покурскую свиты и их аналоги в прибортовых частях бассейна, а также глинистую кошайскую пачку (табл. 24, рис. 24).

В западной части низменности в комплексе отчетливо выделяются два водоносных горизонта: уватский, включающий в себя уватскую и верхнюю песчаную часть ханты-мансийской свиты, и викуловский водо-

упорных пластов, даже в пределах сравнительно небольших площадей. В результате, в центральной, южной и восточной частях бассейна имеется возможность перетока флюидов в пределах комплекса. В Чулымо-Енисейском районе комплекс имеет свободную гидравлическую связь и с вышележащими отложениями, представленными песчаными фациями.

Отсутствие на значительной территории бассейна выдержанных водоупоров между апт-альб-сеноманским и нижележащим неокомским комплексами указывает на тесную гидравлическую связь между ними. При описании водоносности третьего комплекса покурская свита условно делится на две части, верхняя из которых описывается совместно с уватским, нижняя — с викуловским горизонтами.

Кровля уватского водоносного горизонта располагается на абсолютных отметках 200—400 м в Приуральской части низменности, опускаясь до 1000 м и более в ее центральных, наиболее погруженных участках. В Тарском Прииртышье она залегает на отметках 700—900 м, поднимаясь в Приенисейском районе снова до отметок 200—400 м. Максимальная мощность уватского водоносного горизонта достигает здесь 340 м. Мощность викуловского водоносного горизонта не превышает 200 м, мощность покурской свиты, объединяющей оба горизонта, достигает 1000 м.

Увеличение мощности проницаемых разностей до 200—300 м отмечается вблизи обрамления во внешнем тектоническом поясе. Во внутренней части бассейна наблюдается максимальная суммарная мощность песчаников — до 550 м, причем она контролируется структурным фактором — максимумы мощностей приурочены к крупным отрицательным структурам. Следует отметить, что в районе распространения уватской свиты, представленной почти исключительно рыхлыми алевритами, в подсчет водонасыщенной части включена ее полная мощность.

Песчаники третьего гидрогеологического комплекса характеризуются высокой проницаемостью и большой емкостью. Величина открытой пористости 12—42%. Проницаемость изменяется от 30—60 до 12 000 мд. По площади распространения комплекса отмечается ухудшение коллекторских свойств пород в западной и центральной частях низменности (Березово, Ханты-Мансийск, Уват, Тюмень, Покур), где проницаемость коллекторов составляет 100—500 мд. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают песчаники в юго-восточной части бассейна, восточнее Нового Васюгана, где они характеризуются преобладающими значениями проницаемости 1300—4500 мд, а отдельные значения достигают 8500—11 300 мд.

Третий гидрогеологический комплекс характеризуется сходными гидродинамическими условиями его водоносных горизонтов, в частности значениями удельных дебитов, отметок пьезометрических уровней и характером их изменения. Воды комплекса высоконапорные, почти по всем скважинам, вскрывшим их, наблюдается самоизлив, избыточное давление на устье составляет 1—7 атм (табл. 25).

Прежде чем перейти к гидродинамической характеристике комплекса, необходимо сделать следующее замечание. Везде в работе приводятся фактически замеренные дебиты, полученные при испытании скважин. Так как интервалы перфорации редко превышают десять метров, а мощность водоносных пород комплекса измеряется многими десятками метров, то естественно, что при более полном вскрытии водоносных отложений, скважины могут дать значительно больше воды. Однако оценка возможного дебита скважин очень затруднительна, так как включает большое количество условностей, которые приходится использовать при таких расчетах. Так, например, мы ни по одной из скважин не знаем, как изменяется проницаемость пород за пределами опро-

Таблица 25

**Гидрогеологическая характеристика
отложений третьего гидрогеологического комплекса**

Разведочная площадь	Номер скважины	Интервал перфорации, м	Абс. отн. статического уровня, м	Макс. малый дебит, м ³ /сутки	Удельный дебит, л/сек·м	Понижение, м	Температура на глубине интервала, °С
Елогуйская	1-Р	570—585	46,0	123,0	0,47	3	10,7
Пудинская	1-Р	664—672	114,3	496	0,29	20	27,3
Ипатовская	1-Р	520—530	139	354	0,17	24	нд
Большереченская	1-Р	1046—1241	109	121,7	0,070	20	56
Малиновская	1-Р	956—977	70,4	21,0	0,0054	45	39,5
Туринская	1-Р	465—477	127	20,7	0,005	46	30,5
Назаровская	3-ПР	600—605	107	8,64	0,007	14,7	35
Челноковская	6-Р	1130—1140	106	53,1	0,016	31	47,5
Мегионская	543	949—1329	—	800,0	—	—	53,0
Усть-Балыкская	519	998—1050	—	3310,2	4,91	7,8	37,0
Березовская	3-Р	813—826	44	425	0,0125	50	32,2
Западно-Сургутская	4-Р	1186—1398	—	670,0	—	—	33,0

бованного участка, нам не известна с необходимой для расчетов точностью структура комплекса и пр. Ошибки в определении возможных дебитов, вызванные этими причинами, получаются настолько большими, что ценность такого рода расчетов крайне сомнительна.

Что касается статических уровней скважин, то они также приводятся без пересчета на стандартные условия. Такой пересчет требует введения ряда условностей, что значительно снижает его ценность. Проведенные нами пересчеты по большому количеству скважин показали, что в подавляющем большинстве случаев пересчитанные уровни очень мало отличаются от фактически замеренных (расхождение, как правило, не превышает возможных ошибок замера). Это понятно, если учесть, что минерализация вод бассейна сравнительно невелика и небольшое увеличение объемного веса воды за этот счет компенсируется снижением объемного веса за счет повышения температуры и концентрации растворенного газа.

Дебиты скважин уватского водоносного горизонта в западной части низменности изменяются от 200—2860 (Луговская, Мальцевская, Челноковская, Викуловская площади) до 20—86 м³/сутки (Покровская площадь, Ханты-Мансийская опорная скважина), т. е. уменьшаются в направлении от обрамления к центру бассейна. Удельные дебиты при понижениях 20—70 м составляют 0,003—0,8 л/сек·м, достигая в отдельных случаях 3,5 л/сек·м. Дебиты скважин викуловского водоносного горизонта в западной части низменности по большинству разведочных площадей составляют при самоизливе 40—950 м³/сутки, увеличиваясь иногда до 6900 м³/сутки (Туринская опорная скважина). Удельные дебиты скважин изменяются в широких пределах от 0,0002 до 1,7 л/сек·м. Повышенные удельные дебиты скважин отмечены в Петропавловском районе — 0,1—0,7 л/сек·м, в Лучинкино-Мальцевском районе — 0,5—0,3 л/сек·м, на Челноковской и Малиновской разведочных площадях — 0,02—0,1 л/сек·м. По мере приближения к Ханты-Мансийской впадине удельные дебиты резко снижаются до 0,0004—0,0002 л/сек·м, а понижения составляют уже сотни метров (400—600 м в Ханты-Мансийской опорной скважине). Для Березовского района также характерны крайне низкие удельные дебиты — порядка 0,004—0,012 л/сек·м при понижениях до 75 м.

Для большей части низменности, в пределах распространения апт-альб-сеноманских отложений в фациях покурской свиты общая закономерность изменения водообильности пород аналогична вышеописанной. Большинство скважин, вскрывающих комплекс, самоизливают с суточными дебитами до 1000—3800 м³, чаще 50—400 м³/сутки. Самоизлив отсутствует лишь по скважинам, расположенным близ Казахского нагорья в Петропавловском районе и Павлодарском Прииртышье, в отдельных скважинах центральной части и на крайнем северо-востоке низменности. В целом водообильность покурской толщи уменьшается как вниз по разрезу, так и от обрамления к центральным частям низменности. Удельные дебиты по Барабинской, Тымской, Тебисской, Большереченским, Колпашевским и другим скважинам при понижении до 40 м составляют в среднем 0,17—1,30 л/сек·м, изредка повышаясь до 7,2 л/сек·м.

Пьезометрические уровни для разных горизонтов третьего гидрогеологического комплекса в пределах одной площади устанавливаются на отметках, близких по своим значениям, что отмечается как для различных интервалов покурской свиты, так и для уватского и викуловского горизонтов. В связи с этим характеристика положения пьезометрической поверхности по площади артезианского бассейна дается в целом для всего гидрогеологического комплекса (рис. 25). Наибольшие отметки пьезометрических уровней в западной части бассейна 140—130 м отмечаются по скважинам Лучинкинской, Мальцевской, Луговской и Заводоуковской площадей. Севернее, по скважинам Гришинской площади и Туринской опорной скважине отметки уровней составляют 130—120 м. Понижение пьезометрической поверхности наблюдается здесь в северо-восточном направлении с уклоном 0,15—0,20 м/км, и отметки уровней в центральных частях бассейна составляют уже 80—70 м. По единичным замерам в скважинах Березовской площади пьезометрические уровни для викуловского горизонта находятся на отметках 43—47 м, а в Азово-Мужинской скважине (1-Р) около 6,0 м. Максимальные значения абсолютных отметок для южной части низменности отмечаются в восточной части Кулундинской степи (150—140 м). В западном и северном направлениях они снижаются до 100—90 м вблизи Казахского мелкосопочника (район озер Теке, Кызылкак, Жалаулы и др.) и в Тарском Прииртышье.

В Чулымо-Енисейском районе пьезометрические уровни устанавливаются предположительно также на отметках порядка 150 м, о чем можно судить по данным замера уровней в Чулымской скважине, вскрывшей нижележащий водоносный комплекс. На юго-западе Чулымской впадины пьезометрические уровни выше 130 м не встречены, а в долине р. Чулыма они снижаются до 106 м и меньше. Снижение уровней прослеживается в северо-западном направлении к центральным частям бассейна: на Нарымской площади до 103 м, в Тымской опорной скважине до 90 м, в Ларьякской до 60—70 м. В Приенисейской части бассейна пьезометрические уровни имеют абсолютные отметки, изменяющиеся от 40 до 110 м.

Средний уклон пьезометрической поверхности для восточной и южной частей низменности составляет 0,20 м/км, повышаясь ближе к бортовым частям бассейна до 0,30—0,35 м/км и более.

Питание вод апт-альб-сеноманских отложений происходит главным образом в краевых частях бассейна. На крайнем северо-западе и западе это районы, прилегающие к Полярному, Северному и Среднему Уралу. Для Березовского района можно предположить, что движение вод осуществляется в сторону долины р. Оби. В юго-западной части бассейна отмечается значительный подток подземных вод как со стороны

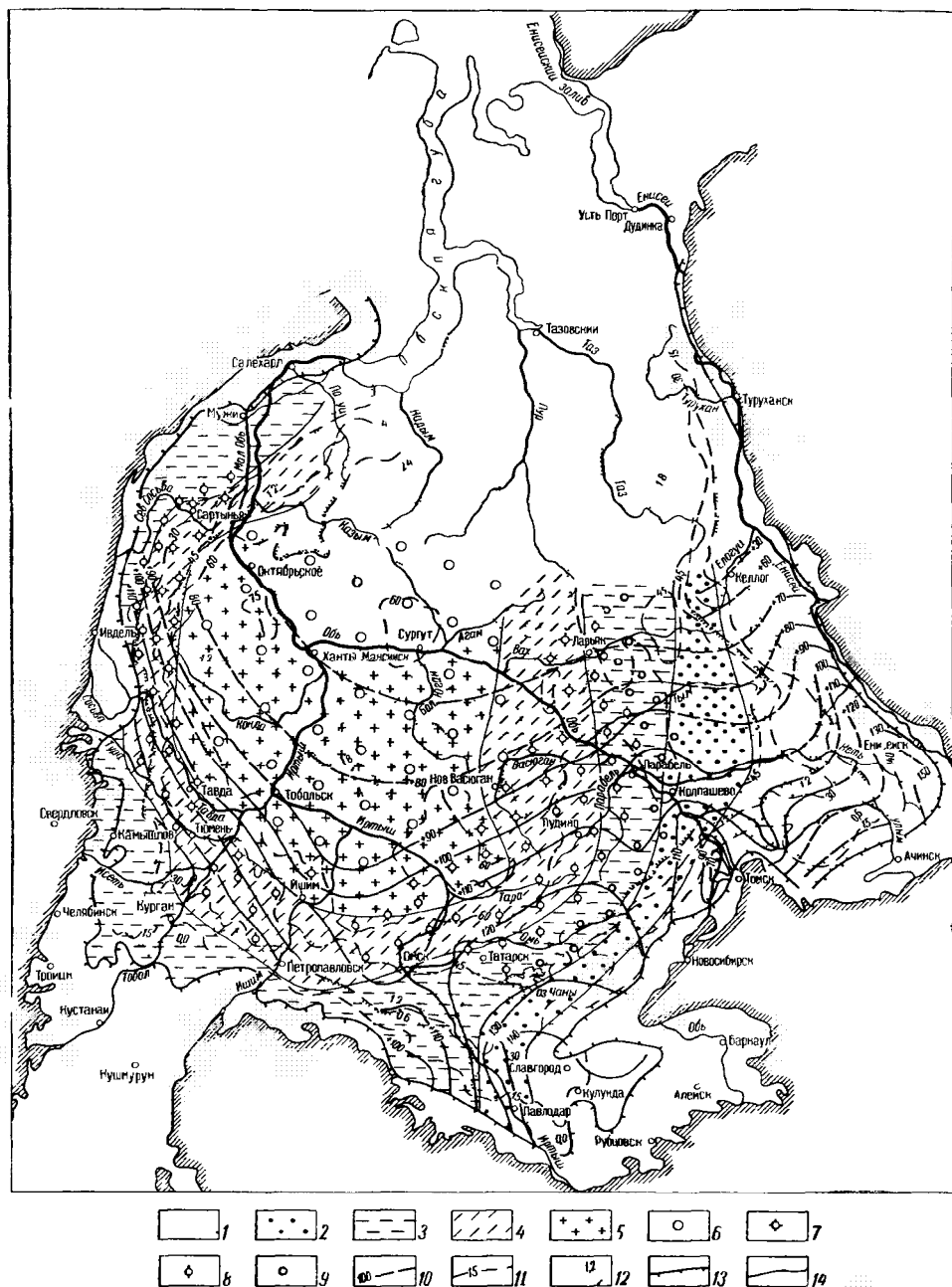


Рис 25 Гидрогеологическая карта Западно-Сибирского артезианского бассейна Третий гидрогеологический комплекс (отложения апт альб сеномана) Составили Г П Богомяков, Ю В Махнев, В В Нелюбин, В А Нуднер, А А Розин, Б П Ставицкий

Гидрохимическая зональность Зоны распространения гидрокарбонатных натриевых I типа и хлоридных натриевых I типа вод с минерализацией в г/л 1—<0,5 2—0,5—30 Зоны распространения преимущественно хлоридных натриевых вод I и III типов с минерализацией г/л 3—1—10 4—5—20 5—20—15

Газовая зональность Газонасыщенность подземных вод л/л 6—>1 7—10—0,5 8—0,5—0,1 9—<0,1

Прочие обозначения 10—гидронзольезы 11—изотермы по поташе комплекса 12—изогипсы подошвы комплекса (абс отн км) 13—границы распространения отложений комплекса 14—границы зон распространения вод различных по солевому составу и минерализации

Среднего Урала, так и из Тургая, и менее существенный подток — из районов, прилегающих к северо-западной оконечности Казахского мелкосопочника. Существующий отсюда сток подземных вод, вероятнее всего, имеет западное направление — к центру Тургайского прогиба; не исключается также и дренаж подземных вод р. Ишимом, русло которой в этой части низменности имеет глубокий врез.

На юге бассейна, в районе Кулундинской и Барабинской степей, основное питание подземных вод осуществляется с Приалтайского плато и отчасти с Салаирского кряжа (Каменский выступ). Поток подземных вод имеет веерообразное направление: на северо-запад (в сторону Татарска — Большеречья) и на запад к глубоким котловинам озер Улькен-Карой, Теке, Кызылкак, Селетытениз, Жалаулы.

Движение подземных вод из перечисленных районов осуществляется к центру артезианского бассейна, о чем свидетельствует характер изменения пьезометрической поверхности комплекса (см. рис. 25). По мере передвижения подземных вод от обрамления к центральному району бассейна скорость их снижается настолько, что позволяет говорить о крайне замедленном характере движения вод на огромной территории, тяготеющей к центру низменности: от Омско-Камышловского района до широтного течения р. Оби.

Некоторые исследователи допускают возможность поступления подземных вод в апт-сеноманский комплекс из нижележащих пород. Это неоднократно отмечалось С. В. Егоровым (1958_а, 1958_б, 1963) и Н. Р. Шаймерденовым (1963). Подобного же мнения придерживаются И. В. Гармонов и др. (1961), Б. Ф. Маврицкий (1962) и другие исследователи.

Северо-западнее Томского выступа близ деревень Кожевниково, Красный Яр, Моряковский затон, устанавливаются пониженные значения абсолютных отметок пьезометрического уровня (108,5—91 м), причем самые низкие из них приурочены к району слияния рек Томи и Оби (80—77 м). Врез долин рек Оби и Томи на этом участке доходит до 100 м, урез воды в реках имеет абсолютные отметки в пределах 60—63 м. На данном участке апт-сеноманские отложения образуют с вышележащими отложениями единый гидродинамически связанный комплекс, о чем свидетельствуют идентичные пьезометрические уровни и химический состав подземных вод в указанных скважинах. Таким образом, такие мощные дрены, как Обь и Томь, обуславливают на значительной территории (см. рис. 25) частичную разгрузку подземных вод комплекса на площади, оконтуриваемой гидроизопьезой 80 м, снятие же напоров подземных вод апт-сеноманского комплекса прослеживается на гораздо большей площади — по контуру гидроизопьезы 110 м.

Подземные воды апт-сеноманского комплекса в Чулымо-Енисейском районе получают основное питание на южном его обрамлении, двигаясь преимущественно в северо-западном направлении к центральной части Западно-Сибирского артезианского бассейна. Следует также отметить значительное дренирующее влияние р. Чулыма в ее нижнем течении, в районе г. Асино. Интересна роль восточного обрамления бассейна в питании подземных вод комплекса в Чулымо-Енисейском районе и севернее. Поверхностный и в некоторой мере подземный сток перехватывается здесь р. Енисей. О дренаже подземных олигоценовых, а следовательно, и нижележащих апт-сеноманских отложений, образующих здесь единый водонасыщенный комплекс, позволяет судить ряд скважин, образующих фактически профиль, проходящий по Кемь-Енисейскому водоразделу в широтном направлении несколько южнее пос. Пировского. Абсолютные отметки пьезометрических уровней олигоценового горизонта падают здесь на расстоянии 60 км с 227 до 100 м и ниже к р. Енисей, урез воды

в котором располагается на отметке 50 м; пьезометрический уклон равен 3,0 м/км для олигоценового горизонта и, по-видимому, несколько меньше для апт-сеноманского комплекса. Дренарующее влияние Енисей оказывает почти на всем своем протяжении, причем оно особенно заметно в нижнем течении реки.

Скорость движения подземных вод апт-сеноманского комплекса в среднем принимается рядом авторов равной 10 см/год. Некоторые исследователи: С. С. Бондаренко, Б. Ф. Маврицкий и др. считают центральные районы Западно-Сибирского артезианского бассейна областью разгрузки подземных вод и в первую очередь для апт-сеноманского комплекса, причем С. С. Бондаренко доказывает подобное явление на основании изменения приведенных уровней. Однако на основании характера изменения пьезометрической поверхности апт-сеноманского гидрогеологического комплекса, а также по другим данным нельзя предполагать, что разгрузка подземных вод осуществляется в центральных районах бассейна, очевидно она осуществляется гораздо севернее, в акватории Карского моря.

В изменении солевого состава подземных вод отложений третьего гидрогеологического комплекса отмечается отчетливая закономерность, наблюдаемая для артезианских бассейнов. Вблизи обрамления развиты

Состав подземных вод отложений

Разведочная площадь	Номер скважины	Интервал перфорации, м	Минерализация, г/л	Содержание компонентов,			
				Na+K	Mg	Ca	Cl
Елогуйская	1-Р	570—585	0,4	101	1	24	21
				4,4	0,1	1,2	0,6
Пудинская	1-Р	664—672	9	3047	51	339	5342
				132,5	4,1	16,9	150,6
Ипатовская	1-Р	520—530	0,6	1873	2	8	46
					0,1	0,4	1,3
Большереченская	1-Р	1046—1241	14,5	5224	70	340	8777
				277,1	5,8	16,9	247,5
Малиновская	1-Р	956—977	17,8	6228	Не опр.	657	10 561
				270,8		32,7	297,8
Туринская	1-Р	465—477	10,9	3862	86	236	6498
				166,0	7,0	11,8	181,2
Назаровская	3-ПР	600—605	15,1	5190	143	413	9129
				205,8	11,7	26,8	257,4
Челноковская	6-Р	1130—1140	10,7	3831	29	275	6318
				166,6	2,4	13,7	178,2
Мегионская	543	979—1329	19,6	6807	146	601	11 935
				296,1	12	30	336,6
Усть-Балыкская	519	998—1050	17,9	6434	117	409	10 882
				306,9	9,6	20,4	306,9
Березовская	3-Р	813—826	12,2	4434	40	262	7345
				192,9	3,3	13	206,4
Западно-Сургутская	4-Р	1186—1398	18,3	6563	131	401	11 163
				285,5	10,8	20	314,8

пресные воды преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава, переходящие в центральных частях бассейна в минерализованные хлоридные натриевые воды. Из-за недостаточного количества точек невозможно проследить все переходы в изменении состава вод, но общая картина в изменении катионно-анионного состава выражается достаточно отчетливо (табл. 26). Для рассматриваемых отложений характерно асимметричное распределение вод различного химического состава и минерализации по площади бассейна (см. рис. 25). В верхних горизонтах комплекса в восточной части бассейна воды гидрокарбонатные натриевые первого типа и хлоридные натриевые первого типа с минерализацией до 4,2 г/л отмечаются на расстоянии до 500 км от обрамления на глубинах до 1530 м (Колпашевская площадь, Ларьякская и Тымская опорные скважины). Вниз по разрезу воды становятся более минерализованными и переходят в хлоридные натриевые третьего типа (Ларьякская опорная скважина). Минерализация вод от обрамления к центру бассейна здесь возрастает от 0,2—0,5 г/л в Касской и Елогуйской скважинах до 0,9—1,8 г/л в Колпашевских скважинах, 2,2—10,3 г/л в Ларьякской опорной скважине и 19,9 г/л в Покурской опорной скважине.

В южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна на территории, примыкающей к Алтае-Саянскому обрамлению, а также

Таблица 26

третьего гидрогеологического комплекса

$\frac{\text{мг/л}}{\text{мг-экв/л}}$		Микрокомпоненты, мг/л		Формула химического состава	r Na r Cl	Cl Br
SO ₄	HCO ₃	J	Br			
$\frac{57}{1,2}$	$\frac{226}{3,7}$	—	—	M _{0,4} $\frac{\text{HCO}_3 65 \text{ Cl} 21 \text{ SO}_4 10 \text{ CO}_3 4}{\text{Na } 77 \text{ Ca } 21 \text{ Mg } 2}$	3,7	—
$\frac{7}{0,1}$	$\frac{171}{2,8}$	8	28	M _{9,0} $\frac{\text{Cl } 98 \text{ HCO}_3 2}{\text{Na } 86 \text{ Ca } 11 \text{ Mg } 3}$	0,88	191
$\frac{85}{1,8}$	$\frac{317}{5,2}$	—	—	M _{0,6} $\frac{\text{HCO}_3 63 \text{ SO}_4 21 \text{ Cl } 16}{\text{Na } 93 \text{ Ca } 5 \text{ Mg } 2}$	5,81	—
$\frac{8}{0,1}$	$\frac{37}{0,6}$	11	33	M _{14,5} $\frac{\text{Cl } 99 \text{ HCO}_3 1}{\text{Na } 91 \text{ Ca } 7 \text{ Mg } 2}$	0,92	234
$\frac{28}{0,6}$	$\frac{314}{5,1}$	14	63	M _{17,8} $\frac{\text{Cl } 98 \text{ HCO}_3 2}{\text{Na } 89 \text{ Ca } 11}$	0,91	168
$\frac{18}{0,3}$	$\frac{205}{3,3}$	10	33	M _{10,9} $\frac{\text{Cl } 98 \text{ HCO}_3 2}{\text{Na } 90 \text{ Ca } 6 \text{ Mg } 4}$	0,91	197
He обн.	$\frac{192}{3,2}$	1,4	44	M _{15,1} $\frac{\text{Cl } 99 \text{ HCO}_3 1}{\text{Na } 87 \text{ Ca } 8 \text{ Mg } 5}$	0,87	206
$\frac{31}{0,6}$	$\frac{238}{3,9}$	9	32	M _{10,7} $\frac{\text{Cl } 98 \text{ HCO}_3 2}{\text{Na } 91 \text{ Ca } 8 \text{ Mg } 1}$	0,94	197
He обн.	$\frac{179}{2,9}$	He опр.	He опр.	M _{19,6} $\frac{\text{Cl } 99 \text{ HCO}_3 1}{\text{Na } 87 \text{ Ca } 9 \text{ Mg } 4}$	0,89	—
He обн.	$\frac{179}{2,9}$	—	—	M _{17,9} $\frac{\text{Cl } 99 \text{ HCO}_3 1}{\text{Na } 90 \text{ Ca } 7 \text{ Mg } 3}$	0,91	—
$\frac{37}{0,7}$	$\frac{129}{2,1}$	12	31	M _{12,2} $\frac{\text{Cl } 99 \text{ HCO}_3 1}{\text{Na } 92 \text{ Ca } 6 \text{ Mg } 2}$	0,94	235
He обн.	$\frac{168}{2,8}$	He опр.	He опр.	M _{18,3} $\frac{\text{Cl } 99 \text{ HCO}_3 1}{\text{Na } 90 \text{ Ca } 7 \text{ Mg } 3}$	0,91	—

в Кулундинской и Барабинской степях воды гидрокарбонатные натриевые первого типа и хлоридные натриевые первого типа отмечаются на расстоянии до 200—250 км от обрамления на глубинах до 1550 м (Татарская 1-Р). Минерализация вод в западном и северном направлениях увеличивается от 0,3—0,8 г/л у Алтайского обрамления до 3—6 г/л в Павлодарском Прииртышье близ Казахского мелкосопочника и севернее транссибирской магистрали (Татарская площадь, Барабинская опорная скважина).

В районах, примыкающих с севера к Казахскому обрамлению и вдоль южного и среднего Урала на расстояниях 50—100 км от обрамления при глубинах залегания комплекса до 420—370 м, воды уже переходят в хлоридные натриевые третьего типа с минерализацией 8—16 г/л.

Только в скважине 1-ПР Собянинской площади на глубинах 710—790 м в отложениях викуловской свиты отмечены воды хлоридные натриевые первого типа с минерализацией 2,2 г/л.

На северо-западе бассейна слабосоленоватые гидрокарбонатные натриевые воды первого типа с минерализацией 1,6 г/л отмечены в Азово-Мужинской скважине 1-Р на глубине 450 м.

Внутренняя часть Западно-Сибирского бассейна характеризуется наличием в пределах третьего гидрогеологического комплекса хлоридных натриевых вод третьего типа с минерализацией до 20 г/л. Исключение составляет Ханты-Мансийская опорная скважина, где в интервале глубин 1834—1926 м в отложениях викуловской свиты получены хлоридные натриевые воды с минерализацией 9,9—10,8 г/л, относящиеся к первому типу. Выше этих горизонтов в интервале 1665—1728 м получены хлоридные воды третьего типа с минерализацией 14,2—14,3 г/л.

Уменьшение минерализации вод в отдельных горизонтах Ханты-Мансийской опорной скважины, по-видимому, является результатом некачественно проведенного испытания, о чем свидетельствует уменьшение в водах таких микрокомпонентов, как J — 5—9 мг/л против 17—19 мг/л и Вг — 32—48 мг/л против 66—76 мг/л.

Таким образом, зональность вод третьего гидрогеологического комплекса по химическому составу выражается в смене типов вод в направлении от обрамления к центральным частям бассейна, от вод гидрокарбонатных натриевых первого типа через хлоридные натриевые первого типа к хлоридным натриевым третьего типа, наиболее широко распространенным на площади бассейна. Зональность подземных вод по минерализации (рис. 26) выражается в нарастании минерализации от обрамления к центральным частям бассейна до 17,8—20,0 г/л. В центральной, наиболее удаленной от современных областей питания, части бассейна отмечается аномальная по минерализации зона подземных вод. Площадь аномальной зоны для отложений третьего гидрогеологического комплекса составляет около 50 тыс. км². Аномалия выражается в уменьшении минерализации подземных вод после достижения определенного максимума (см. рис. 26).

Поскольку выраженность аномального характера в изменении минерализации по третьему гидрогеологическому комплексу недостаточно доказана фактическим материалом и проявляется лишь по небольшому количеству точек, более подробно характер аномалии будет приведен при описании четвертого гидрогеологического комплекса, наиболее обеспеченного фактическим материалом по химическому составу подземных вод.

В гидрокарбонатных натриевых водах первого типа Чулымо-Енисейского района среди анионов преобладает HCO_3^- , содержание которого достигает 65—69 экв %, Cl^- —19—21 экв %, сульфат иона до

57 мг/л. Среди катионов преобладает Na^+ , составляющий 67—87 экв %, Ca^{2+} 13—21 экв %, Mg^{2+} (в отдельных пробах) до 18 экв %. Аналогичное соотношение анионов наблюдается в водах верхней части комп-

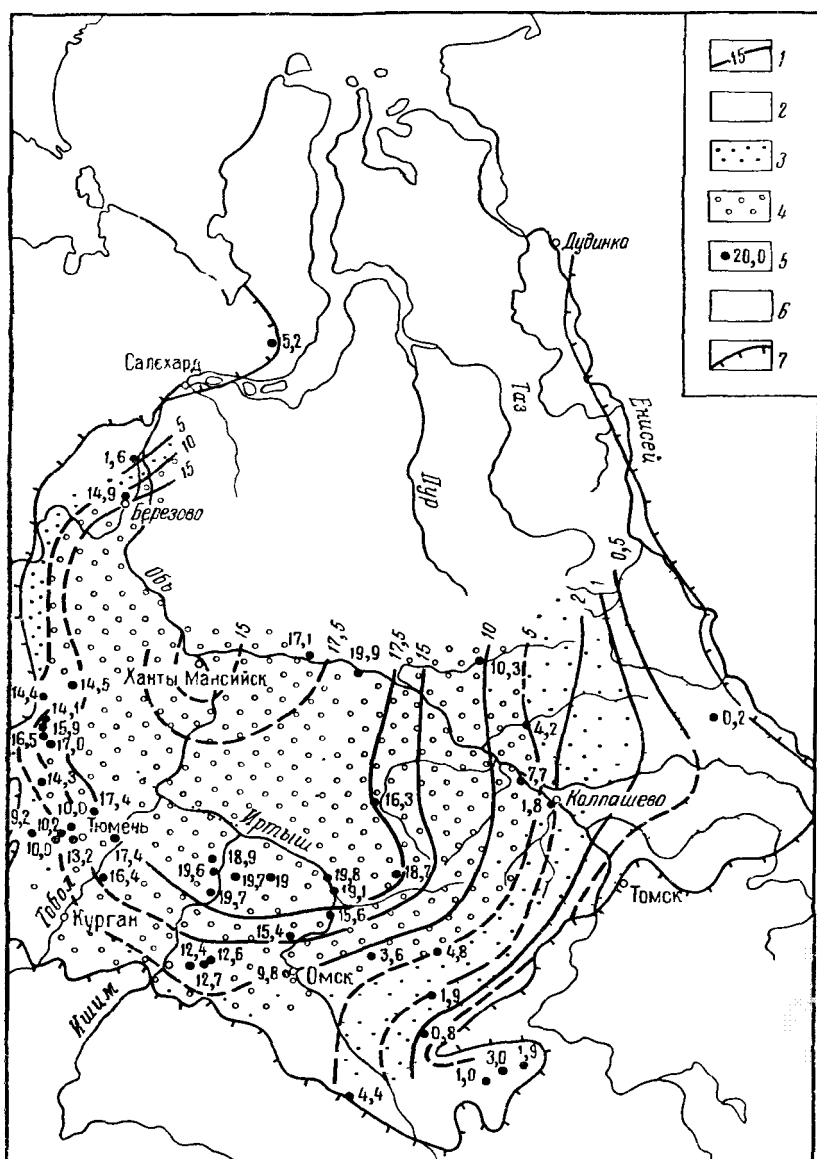


Рис. 26. Изменение минерализации и состав подземных вод аптских отложений (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

1 — изолинии минерализации, г/л (пунктиром показаны предполагаемые изолинии)
 Тип подземных вод, по О. А. Алекину 2 — гидрокарбонатный натриевый I, 3 — хлоридный натриевый I, 4 — хлоридный натриевый III, 5 — скважины, в которых отобраны аптские отложения, 6 — величина минерализации, г/л, 7 — ориентировочная граница «аномального» бассейна, 7 — граница распространения аптских отложений

лекса на Колпашевской площади, но в катионном составе здесь уже резко преобладает Na^+ , содержание которого достигает 98 экв %. Отношение $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ для вод района колеблется от 3,7 до 13,2. Йод и бром в водах отсутствуют.

Гидрокарбонатные натриевые воды первого типа в южных районах (Ипатовские, Славгородские скважины) при несколько большей минерализации (0,6—1,8 г/л) содержат и несколько больше хлор-иона — 21—27 экв % при количестве гидрокарбонат-иона 56—62 экв % и сульфат-иона 94—228 мг/л. В катионном составе преобладает Na^+ — 91—98 экв %. Содержание Ca^{2+} 2—6 экв % и Mg^{2+} 2—7 экв %. Иод и бром отсутствуют. Отношение $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ составляет 3,5—4,5.

В районе Мужинского Урала при величине минерализации 1,6 г/л воды этого же типа имеют содержание Cl^- 35 экв %, а гидрокарбонат-иона 64 экв %, в катионном же составе определен лишь один натрий (100%). Отношение $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ составляет 2,9. Приведенные показатели гидрокарбонатных натриевых вод из разных районов современного питания бассейна качественно характеризуют степень промытости отложений.

Хлоридные натриевые воды первого типа характеризуются содержанием хлор-иона 51—93 экв %, гидрокарбонат-иона 6—39 экв % и сульфат-иона до 40 мг/л, но, как правило, менее 10 мг/л. В катионном составе преобладает Na^+ , составляющий 92—96 экв %. Содержание Ca^{2+} 1—4 экв %. Отношение $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ 1,04—1,9. Иод, как правило, в водах отсутствует или содержится до 1 мг/л, содержание брома колеблется от 0 до 7—8 мг/л. Изменение солевого состава вод в сторону увеличения в них хлоридов натрия и уменьшения гидрокарбонатов происходит с нарастанием минерализации.

Хлоридные натриевые воды третьего типа имеют минерализацию от 8 до 21 г/л. Их солевой состав по площади бассейна также несколько различен, но представлен в основном хлоридами натрия и в меньшей степени — хлоридами кальция. Содержание хлора равно 97—99 экв %. Лишь в отдельных случаях оно снижается до 95 экв %. Содержание гидрокарбонат-иона составляет 1—2 экв %. Сульфаты встречаются в ничтожных количествах. Содержание сульфат-иона, как правило, менее 10 мг/л. В ряде случаев они полностью отсутствуют. Повышенные содержания сульфатов до 12—10 мг/л, редко до 35—40 мг/л отмечены в скважинах Петропавловского района и в отдельных горизонтах Покурской опорной скважины и, возможно, являются результатом некачественного отбора проб. Кальций содержится в количестве 6—13 экв %, магний 1—4 экв %. Увеличение содержания иона кальция происходит по направлению к центральной части бассейна, но в зоне аномальных по минерализации вод их содержание вновь несколько уменьшается (до 5—7 экв %). Изменение в содержании кальция фиксируется и величиной коэффициента $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$, минимальные значения которого (0,86—0,89) отмечаются в зоне максимального содержания Ca^{2+} — на севере Тарского Прииртышья и в среднем Приобье (рис. 27).

Изменение содержания J в водах этого типа характеризуется следующими особенностями. По направлению к центральным частям бассейна со стороны восточного и южного обрамлений его количество увеличивается от 3—5 до 15—19 мг/л. На западе пониженные содержания J до 4—5 мг/л фиксируются только в Тюменском районе, севернее же Туринской опорной скважины повсюду в водах отмечены повышенные (до 14—16 мг/л) его количества. Содержание брома в подземных водах определяется их минерализацией и колеблется от 11 до 70—80 мг/л. Закономерность изменения брома по площади бассейна практически повторяет характер изменения минерализации. В изменении содержания бора в водах третьего комплекса по площади отмечается нечетко выра-

женная закономерность его увеличения по направлению к центру впадины. Содержание нафтеновых кислот определено по ограниченному количеству площадей, поэтому невозможно выявить закономерность

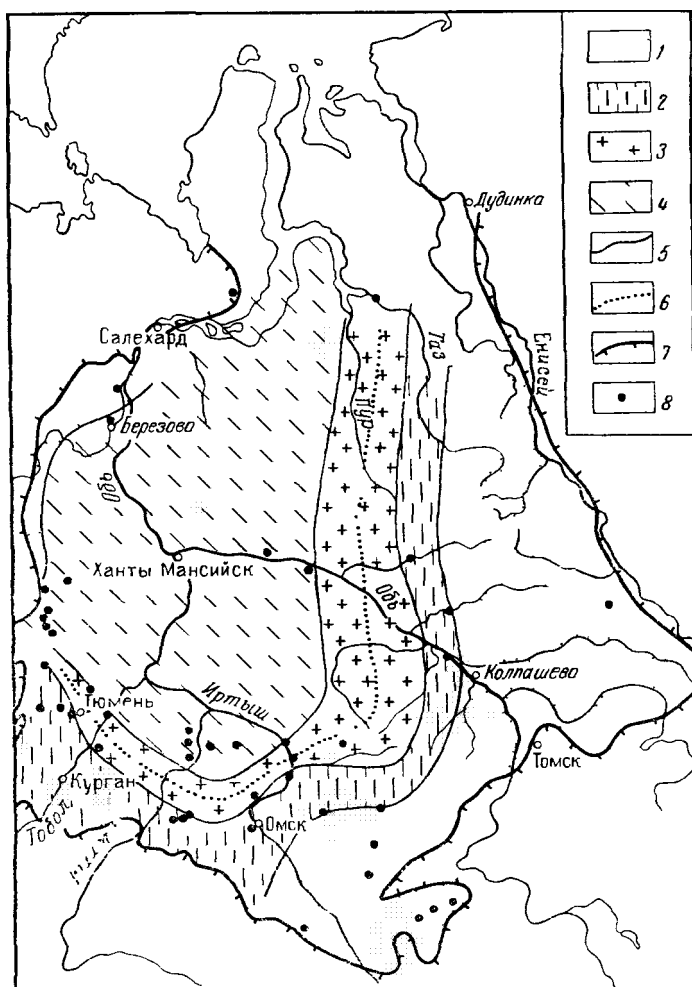


Рис. 27. Изменение натрий-хлорного и хлор-бромного коэффициентов подземных вод апт-альб-сеноманских отложений (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

Зоны распространения подземных вод со значениями величин коэффициентов: $1 - \frac{rNa}{rCl} > 1$ и $\frac{Cl}{Br} = 200-330$ и больше; $2 - \frac{rNa}{rCl} = 0,99-0,87$ и $\frac{Cl}{Br} = 180-350$; $3 - \frac{rNa}{rCl} = 0,87-0,68$ и $\frac{Cl}{Br} = 170-240$; $4 - \frac{rNa}{rCl} = 0,87-0,89$ и $\frac{Cl}{Br} = 120-200$; 5 — границы зоны, 6 — граница внутреннего «аномального» бассейна, 7 — граница распространения апт-альб-сеноманских отложений, 8 — скважины.

в их распределении. В районе Петропавловска, Тюмени и Заводоуковска содержание нафтеновых кислот составляет 0,2—0,3 мг/л (отдельные анализы до 0,8 мг/л). Такого же порядка значения определены еще по ряду площадей, расположенных как вблизи обрамления, так и в центральных частях бассейна (Березовская—0,6 мг/л, Покровская—0,2 мг/л, Михайловская—0,8 мг/л, Большереченская—0,2 мг/л, Мегионская—

0,8 мг/л). Максимальное количество нафтеновых кислот (0,9—1,3 мг/л) зафиксировано в водах Собянинской (1-ПР) скважины.

Состав растворенных газов в водах третьего гидрогеологического комплекса на большей территории его распространения метановый и азотно-метановый (см. рис. 25). Содержание метана составляет 70—97%, чаще 80—97%, азота 3—28%, углекислого газа 0,1—3,0%, тяжелых углеводородов 0,1—0,6%, иногда до 1,0%. Для внутренних частей бассейна характерны метановые газы, распространение которых ограничивается линией Березово-Верезовская площадь — Октябрьская площадь — Барабинская, Колпашевская и Тымская опорные скважины. Ближе к обрамлению от этой линии состав газов азотно-метановый, метаново-азотный и азотный. Район распространения метановых газов в целом совпадает с границей развития хлоридных натриевых вод III типа. Границы зон азотно-метановых и метаново-азотных вод надежно не установлены. Судя по анализам газов из нижележащих отложений, ширина переходной зоны незначительна, и в восточных районах бассейна в водах широко развиты газы азотного состава.

Газонасыщенность подземных вод увеличивается от 0,1—0,2 л/л вблизи обрамления до 1,3 л/л в центре бассейна. Между величиной газонасыщенности и составом растворенных в воде газов отмечается довольно четкая коррелятивная зависимость. При газонасыщенности меньше 0,1—0,2 л/л газы имеют азотный и метаново-азотный состав. Переход к чисто метановым газам с содержанием азота меньше 10% происходит при газонасыщенности 0,4—0,5 л/л.

ЧЕТВЕРТЫЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Четвертый гидрогеологический комплекс включает в себя отложения готерив-барремского и валанжинского ярусов, в составе которых выделяются киялинская, вартовская, леушинская, тарская, куломзинская, алясовская, тутлеймская, илекская и другие свиты (см. рис. 24, табл. 24). Сюда же отнесены преимущественно глинистые отложения верхнеюрского возраста, представленные марьяновской, абалакской, таборинской и тяжинской свитами. Наличие литологически неоднородных толщ в составе четвертого гидрогеологического комплекса как по разрезу, так и по площади Западно-Сибирского артезианского бассейна создает определенную трудность в его расчленении на водоносные и водоупорные толщи и в установлении гидравлической взаимосвязи между отдельными горизонтами внутри комплекса и с выше- и нижележащими комплексами.

В Чулымо-Енисейском районе весь разрез мезозойских отложений сложен преимущественно песчаными отложениями, лишь часть из которых может весьма условно рассматриваться как относительные водоупоры. В результате воды всей толщи гидравлически взаимосвязаны. В южной и восточной частях бассейна выдержанный водоносный горизонт слагают песчаники тарской свиты, а киялинская свита может рассматриваться лишь как относительный водоупор, содержащий значительное количество водонасыщенных прослоев песчаников. В центральных районах Западно-Сибирского артезианского бассейна отложения валанжина существенно глинистые. Хорошими коллекторскими свойствами обладают здесь многочисленные песчаники вартовской свиты. Как и для отложений тарской свиты, для них наблюдается глинизация в западном направлении до полного перехода в глины фроловской свиты. В этом районе четвертый гидрогеологический комплекс надежно отделен от вышележащего комплекса глинами верхневартовской подсвиты, опесчанивание которых отмечается лишь в самых восточных частях

района, где несомненно III и IV комплексы гидравлически взаимосвязаны. В западных районах бассейна на громадной площади развития фроловской свиты водосодержащие отложения совершенно отсутствуют и появляются вновь только в Приуральской части в виде отдельных проницаемых горизонтов в леушинской свите. Опесчанивание леушинской свиты происходит лишь в самых прибортовых частях Западно-Сибирской низменности.

Кровля готерив-барремских отложений залегает на глубинах от 250—300 м по периферии до 1800—2100 м в центральных частях бассейна. Мощность этих пород изменяется от 200—250 м вблизи обрамления и на западе бассейна до 500—640 м в его наиболее погруженных участках. Как отмечалось выше, киялинский горизонт включает в себя разнофациальные осадки, в связи с этим его строение и водоносность различны для разных участков бассейна. В восточной и южной частях, в пределах распространения киялинской свиты, граница которой проходит по линии Александрово — Нов. Васюган — Завьялово — Викулово — Согра — Туринск, встречаются отдельные песчаные пласты мощностью от нескольких метров до 60—75 м. Как правило, они не выдержаны по простирацию. Однако в целом это преимущественно глинистая толща. Песчанистость в ней в среднем составляет 20—30%, и лишь иногда повышается до 60%.

В центральной части низменности, западнее Александровской площади, распространена вартовская свита, существенно отличающаяся по своему строению от киялинской. Здесь верхняя часть свиты мощностью до 100—120 м представлена преимущественно глинами, а средняя мощностью 210—220 м — неравномерным переслаиванием песчаников и алевролитов с невыдержанными по простирацию пластами аргиллитов. Мощность отдельных пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов составляет 2—40 м. В низах средней пачки довольно хорошо по площади всего центрального района прослеживается пласт глин мощностью 28—43 м. В нижней части вартовской свиты, представляющей также чередование проницаемых и водоупорных пластов и пропластков, пласты песчаников прослеживаются уже на значительных расстояниях. Мощность отдельных пластов здесь составляет 2—18 м, а суммарная мощность песчаников 40—70 м, что равно 40—70% от мощности нижней пачки. В западной части бассейна в пределах распространения существенно глинистой леушинской свиты проницаемые горизонты имеют мощность до 30—40 м, разобщены между собой, а также с выше- и нижележащими комплексами.

Киялинский горизонт характеризуется коллекторами высокой и средней проницаемости и большой емкости. Для большей части территории Западно-Сибирского артезианского бассейна открытая пористость песчаников горизонта составляет в среднем 24—27%, а проницаемость 900—1100 мд. Четких закономерностей в распределении песчаников с различными коллекторскими свойствами по площади бассейна не устанавливается, но в прибортовых частях проницаемость отложений, как правило, больше 1000 мд и затем несколько ухудшается в направлении к центральным районам бассейна.

Водообильность отложений киялинской свиты и ее аналогов различная (табл. 27). Расходы скважин при самоизливах изменяются в широких пределах от 500—2854 м³/сутки по разведочным площадям, расположенным в периферической части бассейна (Ипатовская 3-Р, Кузнецовская 1-Р, Мальцевская 4-Р, Ярская 3-Р, Тавдинская 2-Р) до 1—60 м³/сутки по большинству скважин, находящихся в центральных и северо-западных районах бассейна (Пудинская 1-Р, Михайловская 1-Р, Уватские 1-Р, 4-Р, Мегинская 3-Р, Покурская 1-Р, Демин-

Таблица 27

**Гидрогеологическая характеристика
отложений четвертого гидрогеологического комплекса**

Разведочная площадь	Номер скважины,	Интервал перфорации, м	Абс. от статического уровня, м	Максимальный дебит, м ³ /сутки	Удельный дебит, л/сек·м	Понижение, м	Температура на глубине интервала, °С
Луговская	1-Р	1031,5—1038	89	13	0,0047	32	43
Тобольская	5-Р	1804—1806 1814—1817	82	9,6	0,003	36,0	74
Уватская	1-Р	2141—2151	62	48	0,024	21	73
Соснинская	3-Р	2218—2222	—	137	0,001	—	73
Елогуйская	1-ОП	855—870	41	92	0,041	42	19
Азово-Мужинская	2-ПР	809—815	0,8	29,3	0,0124	27,5	Не опр
Мегионская	3-Р	2165—2169	75	21,6	0,0003	790	—
Сургутская	52-Р	2100—2115	—	324	—	—	—
Касская	1-Р	1030—1040	120	37	0,07	7	18
Колпашевская	3-Р	2080—2090	115,5	25,2	0,006	47,5	72
Пудинская	1-Р	2240—2252	103,3	142,7	0,185	9	77,4
Чулымская	1-Р	1266—1271	157,9	122,9	0,065	21	43
Тымская	1-Р	2153—2161	88	19,7	0,021	11	Не опр.
Назинская	2-Р	1898—1904	Не опр	5,6	<0,0001	>648	—
Омская	1-Р	2102—2114	109	380	0,32	14	60
Викуловская	1-Р	1797—1802	104	21	0,012	21	85
Туринская	1-Р	963—965 968—970	124	31,1	0,008	43	57
Березовская	5-Р	1137,5—1139,5	36,5	54,5	0,0028	159,5	44
Усть-Балыкская	64-Р	2115—2117	84,5	193,2	0,0447	50	Не опр

ская 17-Р, Устремские, Березовские и ряд других скважин). Дебиты скважин при откачках в центральных и северо-западных районах обычно не превышают 70—100 м³/сутки.

Удельные дебиты по скважинам, вскрывающим наиболее водообильные пласты в юго-западной части низменности, составляют 0,016—0,45 л/сек·м (Мальцевская 2-Р, 4-Р, Утяшевская, 4-Р, Луговская 1-Р, Тюменская 1-Р, Заводоуковская 1-Р, Кузнецовские 1-Р, 14-ПР, Тавдинская 2-Р, Покровские и др.). Севернее этих площадей, в приобортовой части бассейна удельные дебиты скважин не превышают 0,19 л/сек·м (Зареченская 2-ПР, Ереминская 4-ПР, Гришинские, Сабянинские), а по ряду скважин снижаются до 0,0001 л/сек·м (Эсская 1-ПР и др.).

В Тобольско-Уватском районе удельные дебиты скважин составляют 0,03—0,10 л/сек·м, а северо-западнее, в Березовском районе они значительно ниже 0,0004—0,01 л/сек·м. В южной части низменности удельные дебиты скважин, вскрывающих пласты с повышенной водообильностью, нередко доходят до 0,2—0,3 л/сек·м (Ипатовские, Тебисская, Татарская скважины), большей же частью составляют сотые и тысячные доли литра в секунду на метр (Пихтовская, Межовская и другие площади).

В районе Петропавловска удельные дебиты изменяются от 0,002 до 0,16 л/сек·м, составляя чаще всего сотые доли литра в секунду на метр. В Колпашевском районе удельные дебиты скважин доходят до 0,2 л/сек·м, уменьшаясь к северо-западу до 0,13 л/сек·м (Назино) и менее, а в Центральном Прибое они уже не превышают 0,07 л/сек·м (Усть-Балыкская, Мегионская, Покурская, Островная и другие разведочные площади).

В Приенисейской части низменности, в районе пос. Келлог, удельные дебиты скважин равны 0,04—0,06 л/сек·м (Елогуйская, Кыксинские скважины), а в районе Усть-Порта не превышают тысячных долей литра в секунду на метр.

Подземные воды готерив-барремских отложений характеризуются высокими избыточными давлениями на устьях скважин, нередко достигающими 6—7 атм, но чаще всего величина их составляет 4—6 атм. Максимальные отметки пьезометрических уровней фиксируются вдоль бортовых частей южной половины артезианского бассейна; на юго-западе абсолютные отметки уровней уменьшаются от 147—137 м в северо-северо-восточном направлении и по скважинам Согринской, Абалакской, Тобольской, Черкашинской площадей составляют уже 106—115 м, а еще севернее, в Увате — 95 м (рис. 28).

Вдоль западной прибортовой части бассейна пьезометрические уровни на Кузнецовской, Сабянинской, Вершининской площадях имеют отметки 112—126 м, понижение их прослеживается к центральным районам и на северо-запад низменности. Так, в Березовском районе наивысшие отметки, зафиксированные на Асмановской и Тутлеймской площадях, составляют 55—50 м; по Деминской и Березовской площадям они равны 37—36 м, а дальше на север вдоль р. Оби пьезометрические уровни падают до 20—16 м на Устремской площади и до нуля в районе пос. Муж. Вблизи г. Салехарда уровень подземных вод по скважинам, вскрывшим готерив-барремские отложения, устанавливается на абсолютных отметках 2,5 м. На юге полуострова Ямал по скважинам Яр-Салинского профиля установлены отметки пьезометрического уровня — 10—14 м абс. высоты.

На юге низменности, в Петропавловском районе, пьезометрические уровни располагаются на отметках 128—118 м по скважинам Яковлевской разведочной площади, в скважинах Рявкинской и Октябрьской площади уровни устанавливаются на отметке 112 м. Для Омской впадины характерно довольно резкое снижение уровней до 99—96 м, несколько же севернее, по Саргатской и Большереченской площадям, отмечается незначительное повышение уровней до 102—104 м. Дальше к центральным районам низменности наблюдается вновь закономерное снижение уровней до отметок 100—90 м на Малиновской, Завьяловской, Ново-Васюганской площадях и до 80 м и ниже на Усть-Балыкской, Островной, Мегионской площадях. К востоку от Омского района недалеко от границы распространения четвертого гидрогеологического комплекса уровни устанавливаются на 5—10 м выше устьев скважин, на отметках 136—122 м в Ипатовской, Татарской, Тебисской скважинах. От этих площадей в северном направлении также прослеживается снижение напорных уровней. Максимальные отметки пьезометрической поверхности подземных вод четвертого комплекса — 160—170 м абс. высоты установлены на крайнем юге Чулымо-Енисейского района (см. рис. 28). Снижение их наблюдается в северном и северо-западном направлениях. Приенисейская бортовая часть Западно-Сибирского артезианского бассейна характеризуется закономерным снижением пьезометрической поверхности с юга на север. Если в Касской опорной скважине уровни устанавливаются на абс. отм. 120—115 м, то в Елогуйской опорной и Кыксинских скважинах они составляют уже 43—42 м, а близ пос. Усть-Порта снижаются до нуля.

Уклон пьезометрической поверхности водоносных горизонтов готерив барремских отложений изменяется от 0,4 м/км на крайнем юго-западе бассейна до 0,05 м/км в центральных районах. Для юго-западных, юго-восточных и восточных районов территории уклон в среднем составляет 0,2 м/км.

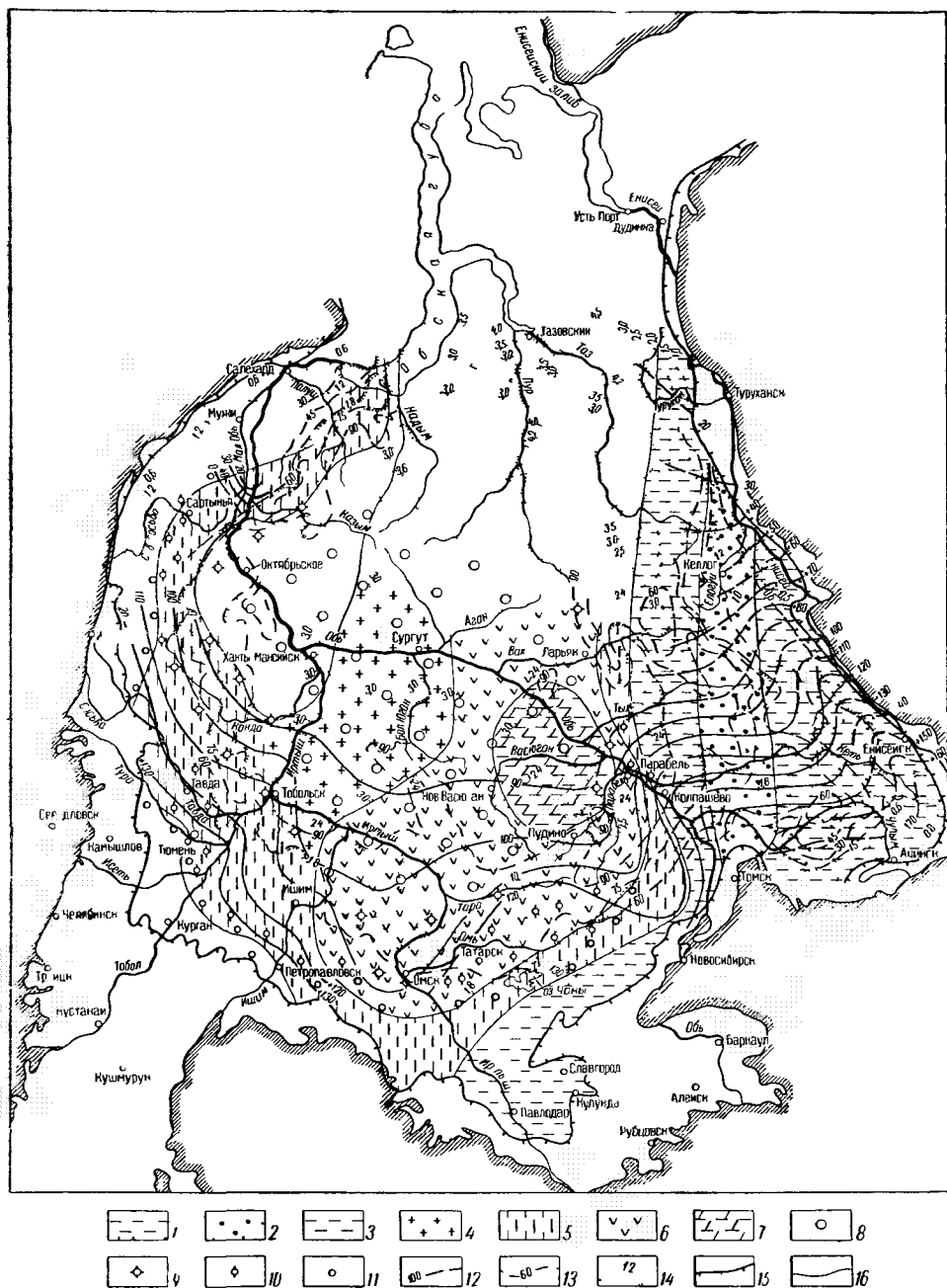


Рис 28 Гидрогеологическая карта Западно-Сибирского артезианского бассейна Четвертый гидрогеологический комплекс (отложения валанжин-готерив-баррема) Составили Г П Богомяков, Ю. В Махнев, В В Нелюбин, В А Нуднер, А А Розин, Б П Ставицкий

Гидрохимическая зональность Зоны распространения гидрокарбонатных натриевых I типа и хлоридных натриевых I типа вод с минерализацией г/л 1—<10 2—10—50 Зоны распространения преимущественно хлоридных натриевых вод I и III типов с минерализацией г/л 3—10—10 4—20—15 Зоны распространения хлоридных натриевых вод III типа с минерализацией г/л 5—10—20 6—15—35 7—15—55

Газовая зональность Газонасыщенность подземных вод л/л 8—>109—10—05 10—05—01 11—<01

Прочие обозначения 12—гидроизопьезы 13—изотермы по подошве комплекса 14—изогипсы подошвы комплекса (абс отн км) 15—гоаница распространения отложения комплекса 16—границы зон распространения вод различных по солевому составу и минерализации

Для отложений киялинского горизонта изменения в солевом составе подземных вод и их минерализации подчиняются общей закономерности, характерной для бассейна (табл. 28). Гидрокарбонатные натриевые воды I типа здесь отмечаются вблизи обрамления в верхней части горизонта только в районе Елогуйского выступа и Мужинского Урала и частично на территории Кулундинской степи. Проследить их площадное распространение не представляется возможным из-за недостатка фактического материала. Минерализация этих вод составляет 0,5—0,6 г/л на востоке и 1,5—1,8 г/л на западе бассейна. На северо-западе бассейна они содержат до 70 экв % гидрокарбонатов и 20—30 экв % хлора. Из катионов присутствует только Na^+ — 100 экв %. На востоке бассейна количество хлора не превышает 5 экв % при содержании гидрокарбонатов до 67 экв %. В составе катионов присутствуют Ca^{2+} до 5 экв % и Na^+ 95 экв %. Из микрокомпонентов в водах содержится Вг до 8 мг/л. Вниз по разрезу и в направлении к центру бассейна состав вод становится хлоридным натриевым. При этом переход в воды другого типа в Елогуйской скважине происходит уже при минерализации 0,9 г/л (интервал 990—1004 м), а в Азово-Мужинских скважинах при минерализации 2,0 г/л.

В Чулымо-Енисейском районе и на юге бассейна имеют широкое распространение хлоридные натриевые воды I типа. В верхней части горизонта они отмечены в скважинах Колпашевской, Тебисской и Ипатовской площадей. Вдоль Уральского обрамления хлоридные натриевые воды I типа отмечены в скважинах Мальцевской, Сабянинской, Эсской, Пословской и Мояхт-Асской площадей, а также Азово-Мужинского профиля. Одновременно с ростом минерализации от Азово-Мужинской скважин 2-Р к Мояхт-Асской площади с 2 до 5 г/л в составе вод увеличивается содержание Cl^- от 57—63 до 80—92 экв %, уменьшается содержание гидрокарбонатов от 43—37 до 20—8 экв % и увеличивается содержание Ca^{2+} от нуля до 2—3 экв %. Отношение $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ (рис. 29, 30) закономерно уменьшается от 1,6—1,7 в скважинах Азово-Мужинской 2-ПР и Пословской 64-Р до 1,2—1,04 на Мояхт-Асской площади. С увеличением минерализации в водах появляются йод до 1 мг/л и бром до 6—9 мг/л. Содержание хлоридов в хлоридных натриевых водах I типа в Елогуйской опорной скважине составляет 44 экв %, в Колпашевской (1-Р) — 80—91 экв % и гидрокарбонатов соответственно 25 и 20—8 экв %. Катионный состав вод здесь более постоянный на обеих площадях. Содержание Na^+ составляет 95—97 экв %, Ca^{2+} 3—4 экв % и Mg 0—1 экв %. Отношение $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ в водах Елогуйской скважины составляет 2,2, а в Колпашевской скважине 1,2—1,04.

На юге бассейна в скважинах Ипатовской, Тебисской и Татарской площадей минерализация хлоридных натриевых вод I типа изменяется от 1,9 до 4,7 г/л. Содержание хлора при этом увеличивается от 41 до 95 экв %, кальция от 2 до 5 экв %, а количество гидрокарбонатов уменьшается от 39 до 4—5 экв %. Отношение $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ от Ипатовской к Тебисской площади уменьшается с 2,4 до 1,2.

Переход хлоридных натриевых вод I типа в воды III типа в различных частях бассейна происходит также на разных глубинах и при различных величинах минерализации. На северо-западе и юге бассейна к третьему типу хлоридных натриевых вод относятся воды с минерализацией больше 5 г/л, а на востоке — с минерализацией 2,2—3,0 г/л. При этом на западе бассейна хлоридные натриевые воды III типа залегают, начиная с глубины 900 м, на юге — более 1600 м, а на

Состав подземных вод четвертого

Разведочная площадь	Номер скважины	Интервал перфорации, м	Минерализация, г/л	Содержание компонентов			
				Na+K	Mg	Ca	SO ₄
Касская	1-Р	1030—1040	0,6	162	4	6	3
				7,0	0,4	0,3	—
Коллашевская	3-Р	2080—2090	3,5	1177	Не обн.	152	24
				51,2		7,7	0,5
Пудинская	1-Р	2240—2252	20,8	5751	16	2182	49
				250,1	1,3	109,2	1,0
Чулымская	1-Р	1266—1271	0,5	161	Сл.	4	8
				7,0		0,2	0,2
Тымская	1-Р	2153—2161	5,45	1880	1	216	17
				81,8	0,1	10,8	0,4
Назинская	2-Р	1898—1904	7,6	2125	13	752	31
				92,4	1,1	37,5	0,7
Омская	1-Р	2102—2114	24,0	8259	2184	7735	10
				358,4	18,0	38,6	0,2
Викуловская	1-Р	1797—1802	20,0	7125	1332	1440	8
				308,7	10,9	7,2	0,2
Туринская	1-Р	963—965 968—970	12,3	4407	72	267	6
				189,5	5,9	13,4	0,1
Березовская	5-Р	1137,5—1139,5	14,0	4978	64	355	32
				214,7	5,2	17,7	0,7
Луговская	1-Р	1031,5—1038	6,8	2514	28	60	8
				109	2,3	3,0	0,2
Уватская	1-Р	2141—2151	14,7	5596	49	186	6
				243,4	4,0	9,3	0,1
Тобольская	5-Р	1804—1806 1814—1817	16,4	5934	52	222	Не обн.
				258,2	4,3	11,3	
Елогуйская	1-Р	855—870	0,6	182	1	8	13
				7,8	0,1	0,4	0,3
Соснинская	3-Р	2218—2222	25,7	7622	Не обн.	2230	7
				331,4		111,3	0,2
Азово-Мужинская	2-Р	809—815	2,0	665	" "	Не обн.	6
				28,9			0,1
Мегновская	3-Р	2165—2169	23,9	7510	" "	1689	Не обн.
				326,5		83,9	
Сургутская	52-Р	2100—2115	17,5	6485	39	279	5
				282,0	3,2	13,9	0,1
Усть-Балыкская	64-Р	2115—2117	16,5	6220	36	168	Не обн.
				270,4	2,9	8,4	

Таблица 28

гидрогеологического комплекса

$\frac{мг/л}{мг-экв/л}$		Микрокомпоненты, $\frac{мг/л}{мг-экв/л}$		Формула химического состава	$\frac{г Na}{г Cl}$	$\frac{Cl}{Br}$
Cl	HCO ₃	I	Br			
38	323	He обн.	1	$M_{0,6} \frac{HCO_3 69 CO_3 16 Cl 14 SO_4 1}{Na 92 Ca 4 Mg 4}$	6,60	38
1,1	5,3					
1938	219	He обн.	8	$M_{3,5} \frac{Cl 93 HCO_3 6 SO_4 1}{Na 87 Ca 13}$	0,94	255
54,7	3,5					
12 653	165	10	62	$M_{20,8} \frac{Cl 99 HCO_3 1}{Na 69 Ca 31}$	0,70	206
356,8	2,7					
34	203	He обн.	He обн.	$M_{0,5} \frac{HCO_3 85 Cl 13 SO_4 2}{Na 97 Ca 3}$	7,4	—
0,9	3,3					
3219	55	1	17	$M_{5,4} \frac{Cl 98 HCO_3 1 CO_3 1}{Na 88 Ca 12}$	0,90	189
90,8	0,9					
4512	192	4	19	$M_{7,6} \frac{Cl 97 HCO_3 2 SO_4 1}{Na 70 Ca 29 Mg 1}$	0,72	239
127,2	3,1					
14 580	213	10	56	$M_{24,0} \frac{Cl 99 HCO_3 1}{Na 86 Ca 9 Mg 4}$	0,87	260
411,2	3,5					
11 845	3780	14	65	$M_{20,0} \frac{Cl 98 HCO_3 2}{Na 90 Ca 6 Mg 4}$	0,92	182
334,0	62,0					
7382	201	7	30	$M_{12,3} \frac{Cl 98 HCO_3 2}{Na 91 Ca 6 Mg 3}$	0,92	246
206,1	3,2					
8416	128	14	28	$M_{14,0} \frac{Cl 98 HCO_3 2}{Na 90 Ca 7 Mg 3}$	0,91	304
234,9	2,0					
3960	158	2	16	$M_{6,8} \frac{Cl 97 HCO_3 2}{Na 95 Ca 3 Mg 1}$	0,98	248
111,7	2,6					
8168	558	27	84	$M_{14,7} \frac{Cl 90 HCO_3 10}{Na 94 Ca 4 Mg 2}$	0,96	97
230,3	9,2					
9230	972	28	60	$M_{16,4} \frac{Cl 94 HCO_3 6}{Na 94 Ca 4 Mg 2}$	0,99	154
260,2	15,2					
14	342	He опр.	He опр.	$M_{0,6} \frac{HCO_3 67 CO_3 24 Cl 5 SO_4 4}{Na 95 Ca 5}$	19,8	—
0,4	5,6					
15 551	224	11	58,5	$M_{25,7} \frac{Cl 99 HCO_3 1}{Na 75 Ca 25}$	0,76	266
438,5	4,0					
590	744	He опр.	He опр.	$M_{2,0} \frac{Cl 57 HCO_3 43}{Na 100}$	1,7	—
16,8	12,2					
14 376	305	12	60	$M_{23,9} \frac{Cl 99 HCO_3 1}{Na 80 Ca 20}$	0,81	238
405,4	5,0					
10 437	256	22	56	$M_{17,5} \frac{Cl 98 HCO_3 2}{Na 94 Ca 5 Mg 1}$	0,96	187
294,0	4,2					
9863	220	20	55	$M_{16,5} \frac{Cl 99 HCO_3 1}{Na 96 Ca 3 Mg 1}$	0,97	180
278,1	3,6					

востоке глубина верхней границы их залегания близка или превышает 1800 м.

Хлоридные натриевые воды III типа наиболее широко распространены в разрезе готерив-барремских отложений бассейна. Минерализация их колеблется от 2,2 до 26,5 г/л. Состав этих вод изменяется по площади бассейна, что отчетливо выражается в изменении содержания кальция иона (рис. 31).

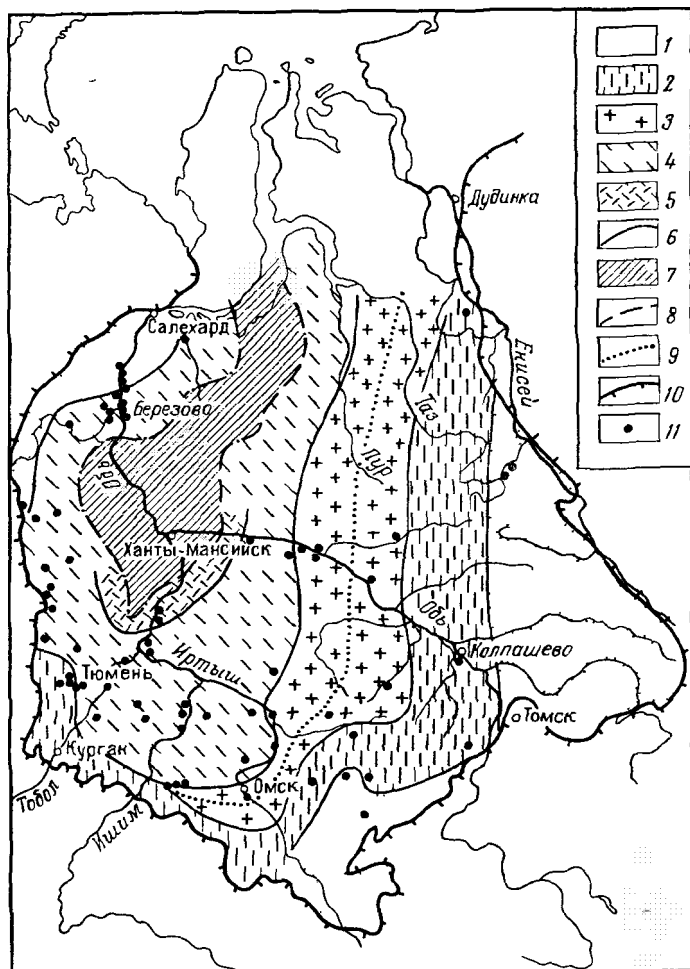


Рис. 29. Изменение натрий-хлорного и хлор-бромного коэффициентов подземных вод верхней части готерив-барремских отложений (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

Зоны распространения подземных вод со значениями величин коэффициентов 1 — $\frac{rNa}{rCl} > 1$ и $\frac{Cl}{Br} = 200-330$ и больше, 2 — $\frac{rNa}{rCl} = 0,99-0,87$ и $\frac{Cl}{Br} = 180-350$, 3 — $\frac{rNa}{rCl} = 0,87-0,68$ и $\frac{Cl}{Br} = 170-240$, 4 — $\frac{rNa}{rCl} = 0,87-0,89$ и $\frac{Cl}{Br} = 120-500$, 5 — $\frac{rNa}{rCl} > 1$ и $\frac{Cl}{Br} = 120-180$, 6 — граница зон, 7 — область распространения глин в неокомских отложениях, 8 — граница распространения этих глин, 9 — граница внутреннего «аномального» бассейна, 10 — граница распространения готерив-барремских отложений, 11 — скважины

От обрамления к центральным частям бассейна наблюдается увеличение содержания эквивалент-процентов кальция. Этот процесс на востоке и юге идет до линии Назино — Усть-Сильга — Пудино — Бочкаревка — Ново-Логиново. Имеющийся фактический материал не позволяет

также уверенно провести эту границу на западе, и можно лишь наметить ее приблизительное положение. Она, по-видимому, пройдет через районы скважин Михайловской и Покровской площадей, несколько восточнее Ярской скважины и далее вдоль обрамления до Березовской площади.

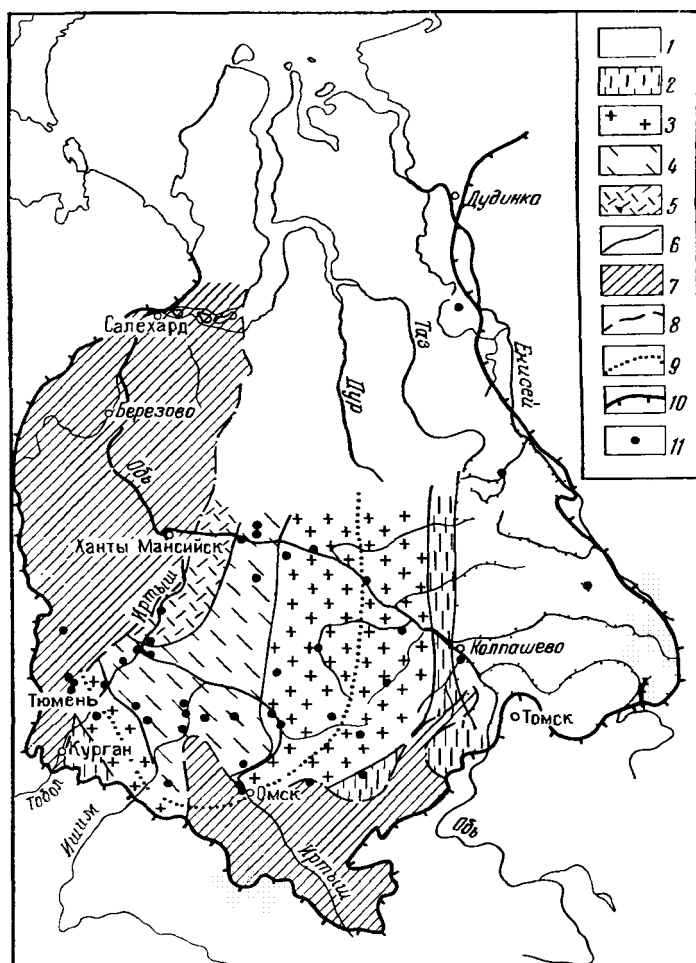


Рис. 30. Изменение натрий-хлорного и хлор-бромного коэффициентов подземных вод нижней части готерив-барремских отложений (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

Зоны распространения подземных вод со значениями величин коэффициентов 1 — $\frac{rNa}{rCl} > 1$ и $\frac{Cl}{Br} = 200-330$ и больше, 2 — $\frac{rNa}{rCl} = 0.99-0.87$ и $\frac{Cl}{Br} = 180-350$, 3 — $\frac{rNa}{rCl} = 0.87-0.68$ и $\frac{Cl}{Br} = 170-240$, 4 — $\frac{rNa}{rCl} = 0.87-0.89$ и $\frac{Cl}{Br} = 120-200$, 5 — $\frac{rNa}{rCl} > 1$ и $\frac{Cl}{Br} = 120-180$, 6 — граница зон 7 — область распространения глин в неокомских отложениях 8 — граница распространения этих глин, 9 — граница внутреннего «аномального» бассейна, 10 — граница распространения готерив барремских отложений, 11 — скважины

Максимум содержания кальция у этой линии составляет на востоке бассейна 23—31 экв %, т. е. воды становятся хлоридными кальциево-натриевыми, в районе Тарского Прииртышья 11—18 экв % и вдоль Уральского обрамления 8—10 экв %. Далее к центральной части бассейна содержание кальция по достижении определенного максимума начинает

закономерно уменьшаться и составляет в скважинах Тобольской, Абалкской, Уватской, Усть-Балыкской и Сургутской площадей 2—5 экв %.

Изменения в составе подземных вод фиксируются и другими компонентами их солевого комплекса. Так, своеобразный состав воды от-

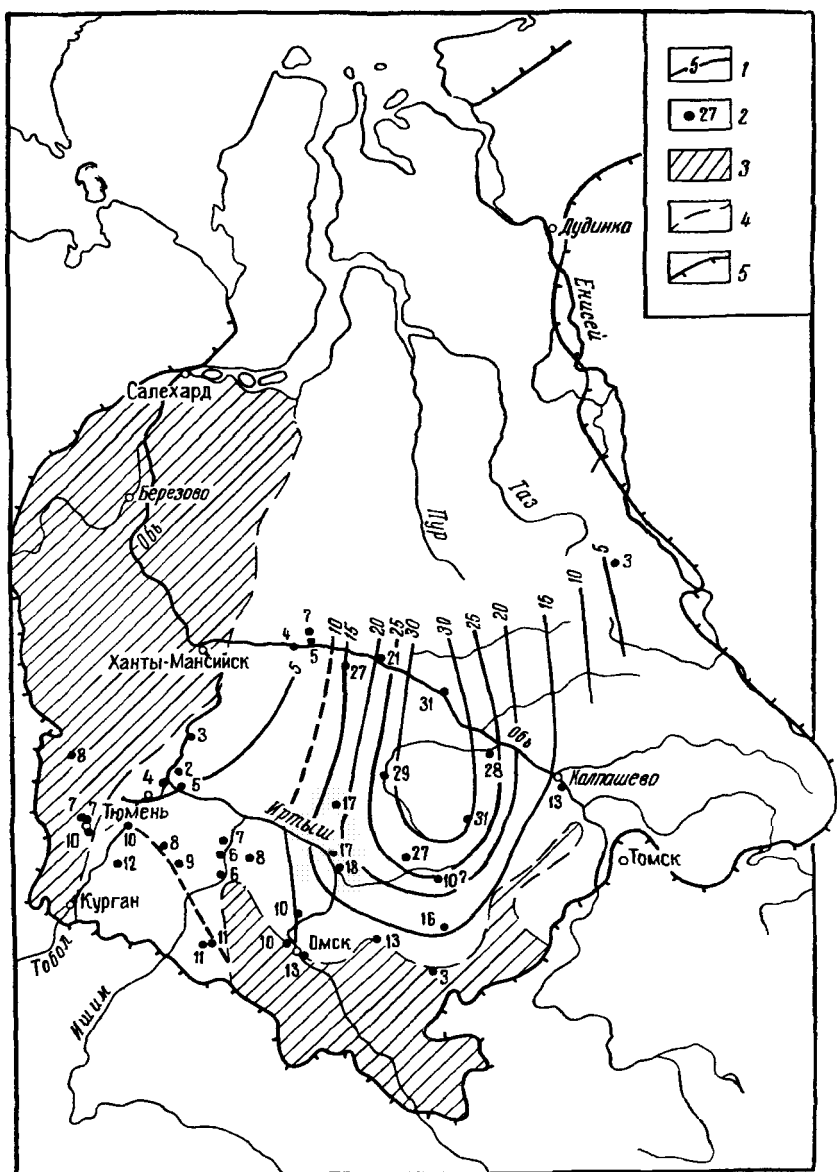


Рис. 31. Изменение содержания иона-кальция в водах нижней части готерив-барремских отложений, экв % (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

1 — изолинии содержания иона кальция (пунктиром показаны предполагаемые изолинии), 2 — скважины, в которых получена вода из рассматриваемых отложений
3 — область сплошного распространения глин в пределах рассматриваемых отложений, 4 — граница распространения этих глин, 5 — граница распространения готерив-барремских отложений

мечен в готерив-барремских отложениях на Уватской площади. Здесь в скважинах 1-Р опорной и 4-Р в интервале глубин 1900—2100 м получены воды с минерализацией 14,3—15,2 г/л, относящиеся к хлоридным натриевым водам I типа. Содержание в них гидрокарбонатов достигает

9—11 экв % при содержании Cl^- — 89—91 экв %. Среди катионов присутствуют Na^+ (93—96 экв %), Ca^{2+} (3—4 экв %) и Mg^{2+} (1—2 экв %). Эти воды содержат 24—33 мг/л йода и 63—67 мг/л брома. Хлоридные натриевые воды I типа Уватской площади по своему солевому составу резко отличаются от вод этого же типа, развитых вблизи обрамления, и имеют, по-видимому, иной генезис.

Аналогично изменениям солевого состава подземных вод готерив-барремских отложений изменяется и минерализация их по площади бассейна. Зона с повышенным содержанием хлоридов кальция является зоной с максимальной минерализацией подземных вод (рис. 32, 33). На востоке бассейна максимальная минерализация достигает 20—21 г/л для верхов комплекса и 26,5 г/л для его нижней части. На юге она не превышает 23 г/л в низах горизонта и на западе 18—19 г/л. Уменьшенные содержания хлоридов кальция к центру бассейна сопровождается постепенным снижением и минерализации подземных вод до 16—18 г/л на Абалакской, Черкашинской и Локосовской площадях и 14—17,5 на Уватской, Усть-Балыкской, Сургутской и Западно-Сургутской площадях.

Воды рассматриваемых отложений содержат незначительное количество сульфатов и на большей площади распространения комплекса являются практически бессульфатными. Содержание SO_4^{2-} в районах, примыкающих к Уралу в его средней и северных частях и в центральной части артезианского бассейна, как правило, не превышает 8 мг/л. Отдельные анализы, дающие содержание сульфат-иона до 37—40 мг/л в водах Сургутской и Западно-Сургутской площадей, требуют более тщательной проверки. Более высокие содержания сульфатов отмечаются по ряду площадей района Тарского Прииртышья (до 20—25 мг/л) и в Петропавловском районе (до 40 мг/л). Максимальные количества сульфатов фиксируются на юге бассейна — в Татарской и Тебисской скважинах (до 60—80 мг/л) и на Ипатовской площади (до 200 мг/л). Здесь отчетливо прослеживается уменьшение содержания сульфатов вниз по разрезу комплекса.

Содержание йода в водах этих отложений по направлению от обрамления к центральным частям бассейна увеличивается от 0 до 27—33 мг/л. Как и для вышележащих отложений, наблюдается резкая асимметрия в его распределении по площади бассейна. На востоке бассейна, в широкой полосе развития гидрокарбонатных натриевых и хлоридных натриевых вод I типа, йод практически отсутствует. Наличие йода в количестве 1—5 мг/л установлено лишь в скважинах Пихтовской, Колпашевской и Усть-Сильгинской площадей и в Ларьякской опорной скважине. Далее на запад содержание йода заметно увеличивается до 15—27 мг/л в скважинах Соснинской, Ермаковской, Локосовской, Островной и других площадей.

На юге бассейна в скважинах Ипатовской площади йод отсутствует и появляется в количествах 1—8 мг/л в Барабинской опорной скважине и скважинах Татарской, Тебисской площадей. Такие же количества йода отмечаются в Петропавловском и Тюменском районах. Севернее перечисленных пунктов, в районах Тарского Прииртышья, содержание йода в водах составляет 13—18 мг/л, а по единичным анализам до 20 мг/л. В Уват-Тобольском районе количество его достигает 22—33 мг/л. В Приуральской части бассейна, севернее Туринской опорной скважины, отмечается резкий переход от вод, практически не содержащих йода, к водам с содержанием йода до 13—18 мг/л. Такой переход зафиксирован между Сабянинской площадью, где обнаружены только следы йода, и Эсской площадью, где содержание его достигает 18 мг/л. В Березовском районе с северо-запада до Аксарской и Лот-Панской площадей йод в водах отсутствует, в скважинах Тутлеймской и Устремской площадей его содер-

жание составляет 7—9 мг/л, а в скважинах Березовской, Кочевской, Деминской и других площадей уже достигает 13—16 мг/л. Значительные содержания йода до 13—17 мг/л отмечаются и в районе Кузнецовской опорной скважины и скважинах Березовской и Таборинской площадей

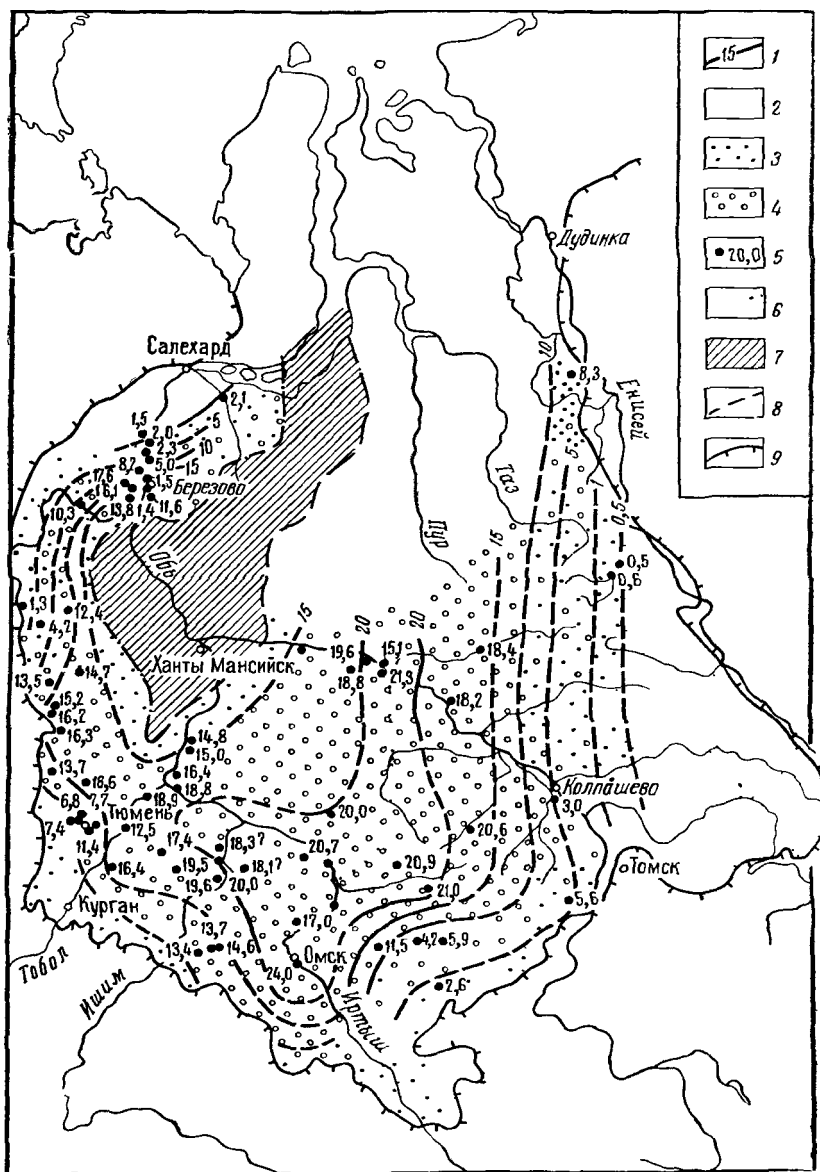


Рис. 32. Изменение минерализации и состава подземных вод верхней части готерив-барремских отложений (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

1 — изогалии минерализации г/л (пунктиром показаны предполагаемые изогалии) Тип подземных вод, по О. А. Алекину 2 — гидрокарбонатный натриевый I 3 — хлоридный натриевый I 4 — хлоридный натриевый III 5 — скважины, в которых отобраны готерив-барремские отложения 6 — величина минерализации г/л 7 — ориентировочная граница «аномального» бассейна 8 — область сплошного распространения глин в пределах рассматриваемых отложений 9 — граница распространения этих глин 9 — граница распространения готерив-барремских отложений

Содержание брома в водах готерив-барремских отложений по площади бассейна изменяется от нуля до 83—90 мг/л, увеличиваясь пропорционально увеличению общей минерализации вод. При этом отме-

Содержание в водах нефтяных кислот изменяется без четкой закономерности по площади бассейна, но с тенденцией к увеличению к центру. Максимальные их количества отмечаются в Сургутском районе, где они составляют 0,42—1,13 мг/л. В южной и юго-западной частях бассейна содержание нефтяных кислот не превышает 0,5—0,6 мг/л, а в восточной части они определены в количестве 0,1 мг/л только в водах Колпашевской площади.

Тарский водоносный горизонт залегает на глубинах от 700—750 м вблизи обрамления до 2400 м в центральных частях бассейна. Мощность горизонта колеблется от 30 до 270 м. На юге и востоке бассейна тарская свита наиболее опесчанена. Суммарная мощность песчаников в районах Тарского Прииртышья достигает 80—126 м (Чебурлинская, Саргатская площади, Омская опорная скважина), что составляет 52—77% от общей мощности свиты.

Такая же картина наблюдается в районах Колпашевского Приобья, где при мощности песчаников 50—95 м их процент колеблется от 58 до 83 (Колпашево, Нарым, Тым, Ларьяк, Амбары, Назино, Александрово). На северо-запад и запад от перечисленных пунктов содержание песчаников резко сокращается (до 7—13 м в районе Тобольска — Увата и 20—46 м в районе широтного течения р. Оби). При этом процент песчаников в общем объеме свиты сокращается до 12—40. Западнее Тобольска и Усть-Балыка тарская свита переходит в глинистую фроловскую свиту и появляется вновь в песчаных фациях лишь в самой приобтовой части Уральского обрамления.

Таким образом, тарский водоносный горизонт на территории бассейна распространен не повсеместно. Строение горизонта неоднородно по площади распространения. Если в южных и восточных частях это преимущественно песчаники, разделенные спорадически встречающимися и невыдержанными пропластками глин, то в центральных частях бассейна горизонт представлен уже лишь четырьмя-пятью выдержанными по площади пластами песчаников мощностью 5—43 м в преимущественно глинистой толще. Аналогично изменяются и коллекторские свойства песчаников. На востоке, юго-востоке и юге открытая пористость их достигает 25%, проницаемость, как правило, больше 500 мд, в центральных районах открытая пористость 11—24%, а проницаемость в большинстве определений составляет первые сотни миллиарды.

Тарский водоносный горизонт в краевых частях своего распространения имеет обычно повышенную водообильность. Расходы самоизливающихся скважин достигают 350—835 м³/сутки, а ближе к центральной части бассейна — в среднем 20—140 м³/сутки. Скважины, вскрывшие тарскую свиту в западных частях ее распространения, имеют удельный дебит 0,003—0,09 л/сек·м (Тобольская, Согринская, Вяткинская площади). Удельные дебиты скважин южных районов низменности колеблются в пределах 0,01—0,31 л/сек·м, что отмечено по скважинам: Яковлевской 3-Р, Омской 1-Р, Камышловской 1-Р, Саргатской 3-Р, 4-Р и др. Средние удельные дебиты по скважинам Большеречинской, Завьяловской, Чебурлинской, Бочкаревской, Межовской, Ново-Васильевской, Туйской и Ново-Васюганской разведочных площадей изменяются в пределах от 0,005 до 0,27 л/сек·м.

Низкие удельные дебиты скважин порядка 0,001—0,1 л/сек·м получены в процессе опробования Татарской 4-Р, Тебисской 1-Р, Барабинской 1-Р скважин. Однако следует учитывать, что часто не опробывались горизонты с наибольшей водообильностью, и поэтому приведенные величины удельных дебитов не отражают действительной продуктивности толщ. В восточных районах артезианского бассейна удельные дебиты не превышают 0,16 л/сек·м, составляя в среднем 0,02—0,09 л/сек·м.

по скважинам Колпашевской 5-Р, Тымской 1-Р, Парабельской 3-Р, Нарымской 1-Р. В Елогуйском районе удельные дебиты 0,1 л/сек·м установлены по скважинам Кыксинской-1, Елогуйской опорной. В Ермаковской скважине из этих отложений получен небольшой приток воды при значительном снижении уровня. Для районов широтного Приобья характерны низкие удельные дебиты из горизонтов тарской свиты. По Усть-Балыкской, Мегионской, Ермаковской, Назинской, Амбарской площадям удельные дебиты обычно составляли 0,0001—0,008 л/сек·м. Лишь иногда на Сургутской, Александровской и Соснинской площадях они достигали 0,04—0,08 л/сек·м.

Характер изменения пьезометрической поверхности тарского водоносного горизонта и вышеописанных горизонтов киялинской свиты аналогичны, а абсолютные отметки уровней по скважинам, вскрывающим названные горизонты, как правило, близки. Избыточные давления на устьях скважин нередко достигают 4—6 атм. Вдоль южных границ распространения тарской свиты наивысшие абсолютные отметки пьезометрических уровней 123—115 м наблюдаются в Петропавловском районе, Татарске и Тебисе.

Ближе к центральным районам по скважинам Ново-Логиновской Большереченской, Чебурлинской, Завьяловской площадей уровень снижается до 106—92 м. В Центральном Приобье уровни устанавливаются на отметках 58—70 м абс. высоты (Сургутская, Александровская, Назинская, Амбарская площади). Максимальная отметка пьезометрического уровня установлена в Чулымской опорной скважине—158 м. На северо-запад к району г. Колпашево уровни снижаются до 123—115 м. В Приенисейской полосе бассейна они изменяются от 120 м в Касской опорной скважине до 38—42 м в Елогуйской скважине и на Кыксинской площади. Пьезометрический уклон тарского водоносного горизонта в среднем для большей части территории равен 0,2 м/км.

В тарской свите на большей площади ее распространения развиты преимущественно хлоридные натриевые воды III типа. Только в самых южных и юго-восточных районах встречаются хлоридные натриевые воды I типа. Минерализация вод и их состав по площади бассейна изменяются аналогично описанным выше изменениям в киялинском горизонте.

Изменение химического состава вод отмечается прежде всего по содержанию в них кальция. На востоке и юго-востоке бассейна количество кальция составляет 6—8 экв % в скважинах Кыксинской площади и в Елогуйской опорной скважине и 9 экв % в Пихтовской скважине. В Колпашевских, Тымской и Ларьякской скважинах количество его увеличивается до 12—15 экв %. Еще далее на запад широко развита область вод с максимальным содержанием кальция—23—31 экв % (Нарымская, Средне-Парабельская, Усть-Силыгинская, Средне-Васюганская, Амбарская, Назинская, Александровская и Соснинская площади и Тымская опорная скважина). В дальнейшем по направлению к центру (Сургутская и Усть-Балыкская площади) оно составляет всего 3—4 экв % (рис. 34).

Аналогичная картина отмечается и для юга бассейна, где на площадях, ближе расположенных к обрамлению, содержание кальция составляет 8—16 экв % (Вяткинская, Яковлевская, Татарская и Тебиская площади), по направлению к центру увеличивается до 14—27 экв % (Большереченская, Ново-Логиновская, Ново-Васильевская, Туйская площади) и затем также снижается до 5 экв % (Тобольская площадь). Воды Сургутской, Усть-Балыкской и Тобольской площадей имеют в анионном составе несколько повышенное содержание гидрокарбона-

тов (до 6 экв ‰), количество которых на остальных площадях не превышает 1—2 экв ‰.

Изменение минерализации подземных вод тарского водоносного горизонта по площади артезианского бассейна в целом отвечает измене-

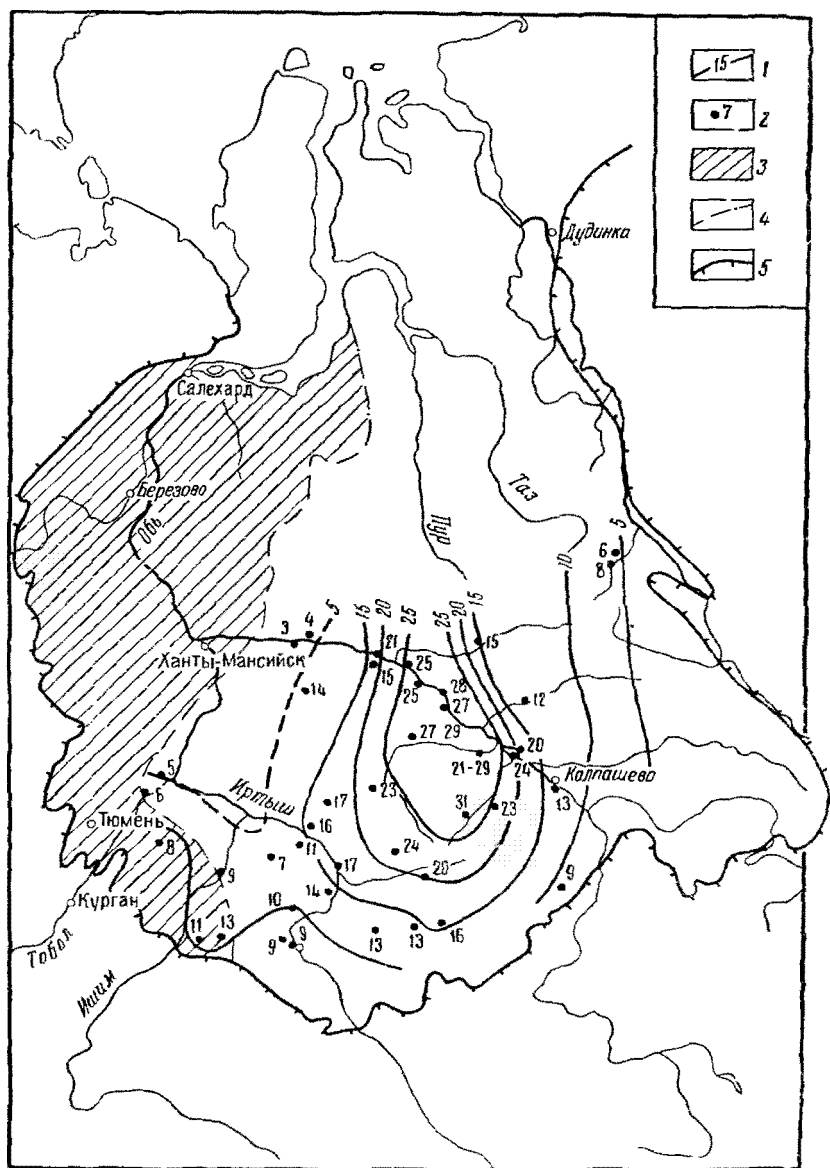


Рис. 34. Изменение содержания иона кальция в водах верхневаланжинских отложений, экв ‰ (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

1 — изолинии содержания иона кальция (пунктиром показаны предполагаемые изолинии); 2 — скважины, в которых получена вода из рассматриваемых отложений; 3 — область сплошного распространения глин в пределах рассматриваемых отложений; 4 — граница распространения этих глин; 5 — граница распространения верхневаланжинских отложений

нию состава вод (рис. 35). Вблизи восточного обрамления на Кыксинской площади и в Елогуйской опорной скважине минерализация вод составляет 3,2—4,9 г/л. Воды пониженной минерализации распространены также на большой территории в Чулымо-Енисейском районе. За-

паднее Колпашево и Напаса минерализация вод резко возрастает и составляет в районе хлоридных кальциево-натриевых вод 15–26,3 г/л.

Аномально повышенной минерализации воды (33,4–35,2 г/л) получены из отдельных горизонтов при испытании скважин 1-Р Межовской площади (интервал 2194–2198 м) и 1-Р Усть-Сильгинской площади (интервал 2058–2090 м). По величине минерализации такие воды не

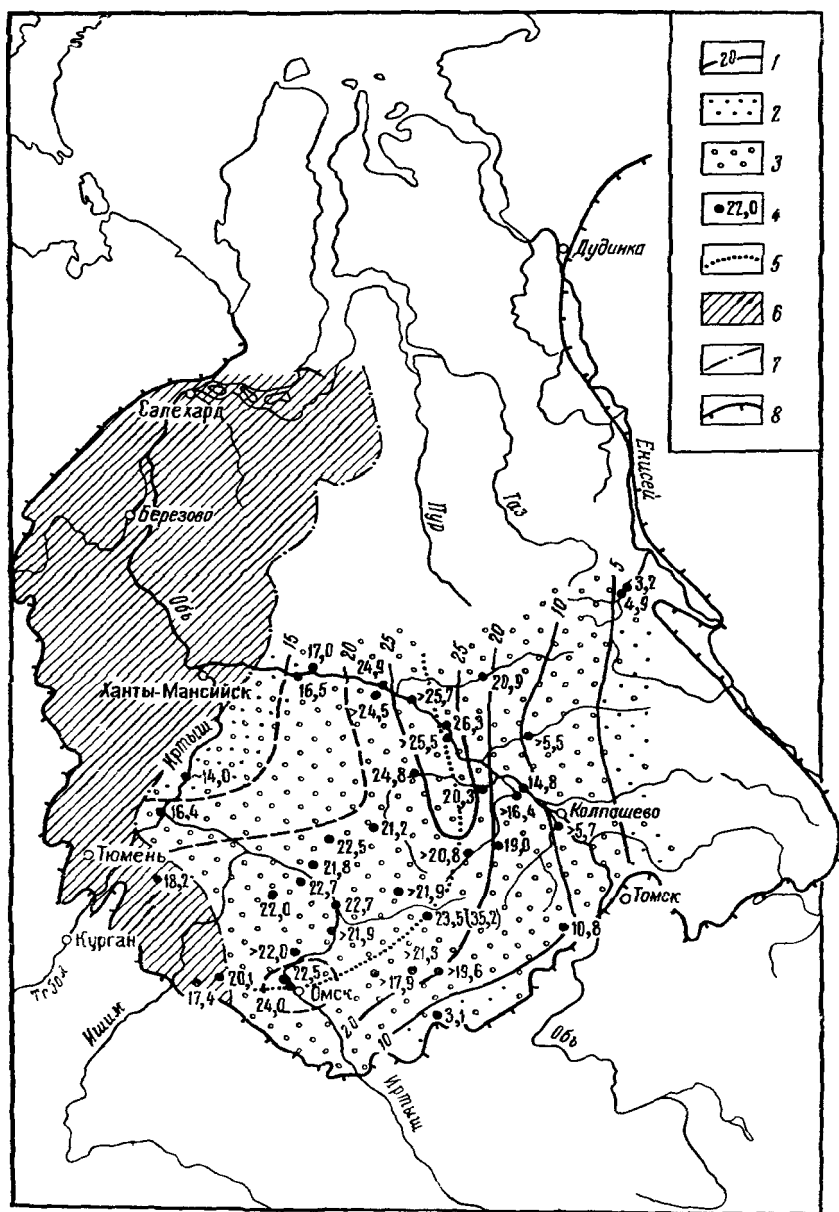


Рис. 35 Изменение минерализации и состава подземных вод верхневаланжинских отложений (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

1 — изолинии минерализации г/л (пунктиром показаны предполагаемые изолинии)
 Тип подземных вод, по О. А. Алейкину 2 — хлоридный натриевый 3 — хлоридный натриевый III, 4 — скважины в которых опробованы верхневаланжинские отложения, сбоку — величина минерализации г/л 5 — ориентировочная граница «аномального» бассейна 6 — область сплошного распространения глин в пределах рассматриваемых отложений, 7 — граница распространения этих глин, 8 — граница распространения верхневаланжинских отложений

характерны для тарского горизонта этого района, в том числе и для названных площадей, где по преобладающему количеству испытанных в этих же отложениях горизонтов минерализация вод составляет 18—23,5 г/л. Воды повышенной минерализации имеют характерный, не свойственный отложениям тарского водоносного горизонта, солевой состав. Содержание кальция в них значительно ниже (8—16 экв % против 20—23 экв %), а содержание брома выше, чем в водах, полученных по большинству площадей этого района. Несколько забегаая вперед, отметим, что воды с повышенной минерализацией, но с более низким содержанием хлоридов кальция характерны и для пятого гидрогеологического комплекса.

На юге бассейна минерализация вод, наиболее близких к обрамлению Яковлевской, Барабинской и других площадей, превышает 11—20 г/л и увеличивается в районе Тарского Прииртышья и Омской впадины до 22—25,3 г/л. В зоне развития аномальных вод, на Тобольской, Уватской, Усть-Балыкской и Сургутской площадях, минерализация вод снижается вновь до 17—14 г/л.

Соответственно изменению солевого состава и минерализации подземных вод изменяется и отношение $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$. В прибортовой зоне накопления хлоридов кальция эта величина составляет 0,97—0,85 на востоке бассейна и 0,89—0,80 на юге. В зоне максимального содержания Ca^{2+} отношение $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ уменьшается до 0,78—0,73 и затем увеличивается вновь во внутренних районах пониженного содержания Ca^{2+} до 0,97—1,03 (рис. 36).

Воды тарского горизонта, как правило, практически бессульфатные или содержат сульфат-ион в количествах до 10 мг/л. В редких случаях содержание сульфат-иона повышается до 20—40 мг/л, а на Усть-Балыкской площади даже до 103 мг/л. Не исключено, что повышенное содержание SO_4 в отдельных случаях объясняется возможным загрязнением пластов в процессе бурения и перфорации.

В распределении в подземных водах йода отмечается общая закономерность увеличения его содержания по направлению от обрамления к центральной части бассейна. Вблизи восточного обрамления и в районе Чулымо-Енисейской впадины йод в водах отсутствует (Кыксинская площадь, Елогуйская опорная скважина) или содержится в количествах до 1—3 мг/л (Тымская опорная скважина, Колпашевская, Пихтовская и Яковлевская площади). По направлению на запад и север от этих районов его содержание постепенно увеличивается до 5—15 мг/л в водах площадей Александровского вала, Нижне-Вартовского свода, а также в районе Тарского Прииртышья и Омской впадины. Максимальное содержание йода до 20—28 мг/л установлено в аномальных водах центральной части бассейна (Сургутская, Усть-Балыкская, Тобольская и Согринская разведочные площади). На примере тарского горизонта наиболее отчетливо видно, что содержание в водах йода не зависит от минерализации и химического состава вод.

Содержание брома изменяется от 17—35 мг/л в водах с минерализацией 5—15 г/л до 46—83 мг/л в водах с минерализацией 17—26,5 г/л. В его распределении по площади бассейна не фиксируется такой же четкой закономерности, как в распределении вод по минерализации, но отмечается тенденция в изменении концентрации, аналогичная изменениям, минерализации. Максимальное содержание брома характерно для зоны максимальной минерализации вод.

По водам валанжинских отложений более определенно устанавливается зависимость содержания HVO_2 от величины минерализации и

солевого состава подземных вод. По содержанию нефтяных кислот, определение которых для вод валанжинских отложений проведено по небольшому количеству проб, отмечается тенденция, аналогичная водам

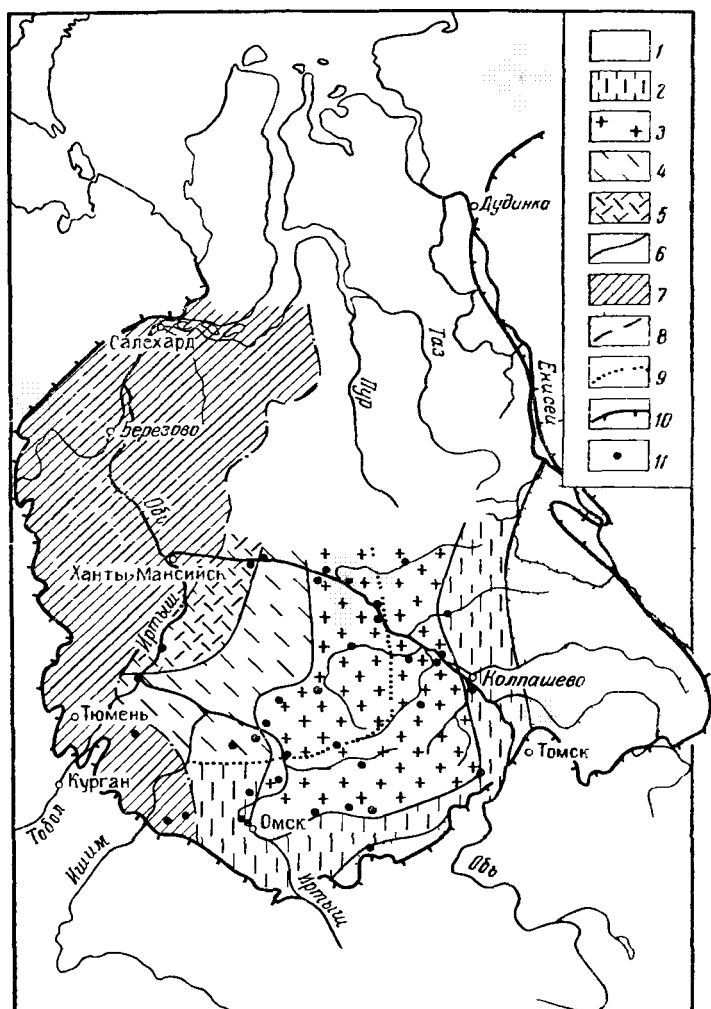


Рис. 36. Изменение натрий-хлорного и хлор-бромного коэффициентов подземных вод верхневаланжинских отложений (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

Зоны распространения подземных вод со значениями величин коэффициентов: 1 — $\frac{rNa}{rCl} > 1$ и $\frac{Cl}{Br} = 200-330$ и больше, 2 — $\frac{rNa}{rCl} = 0.99-0.87$ и $\frac{Cl}{Br} = 180-350$, 3 — $\frac{rNa}{rCl} = 0.87-0.68$ и $\frac{Cl}{Br} = 170-240$, 4 — $\frac{rNa}{rCl} = 0.87-0.89$ и $\frac{Cl}{Br} = 120-200$, 5 — $\frac{rNa}{rCl} > 1$ и $\frac{Cl}{Br} = 120-180$, 6 — граница зон, 7 — область распространения глины в неоконских отложениях, 8 — граница распространения этих глин, 9 — граница внутреннего «аномального» бассейна, 10 — граница распространения верхневаланжинских отложений, 11 — скважины

готерив-барремских отложений. Максимальное их количество до 1,08 мг/л содержится в водах внутренних районов бассейна. По мере приближения к границам распространения отложений количество нефтяных кислот обычно уменьшается, а по некоторым скважинам, на-

пример Октябрьской площади и в Барабинской опорной, они вообще не установлены.

Преимущественно глинистая, куломзинская свита совместно с нижележащей марьяновской свитой служат выдержанным по площади бассейна водоупором, отделяющим нижележащий гидрогеологический комплекс тюменской свиты от водоносных горизонтов четвертого комплекса. Мощность куломзинской свиты изменяется от 25—50 м в Петропавловском районе до 250—280 м в Тарском Прииртышье и до 500 м в Среднем Приобье. На большей части площади своего распространения куломзинская свита представлена главным образом глинистыми породами, почти не содержит проницаемых пропластков, но участками, вблизи границ распространения и в пределах отдельных крупных положительных структур в центре бассейна (Сургутский свод, Нижне-Вартовский свод, Туйский вал и др.), содержание водонасыщенных песчаных пород достигает 25—50% от мощности свиты. Песчаники приурочены в основном к нижней части свиты, в которой выделяется ачимовская песчаная пачка, имеющая мощность до 70 м. В меньшем количестве песчаные пласты встречаются в пределах верхней части свиты.

Пласты песчаников не выдержаны по простиранию даже в пределах отдельных локальных структур и часто замещаются глинами, поэтому нельзя считать их выдержанными водоносными горизонтами, хотя как для верхней глинистой части свиты, так и для ачимовской пачки характерна горизонтальная и вертикальная зональность в химическом составе вод. Это свидетельствует о возможном наличии «гидрогеологических окон» в пределах центральной части бассейна.

Максимальное опесчанивание верхней части куломзинской свиты наблюдается в нескольких районах. В восточной части бассейна суммарная мощность песчаников достигает 35 м и составляет 10—20% от мощности свиты. На юге, в Петропавловском районе и несколько севернее его, мощность песчаников изменяется от 36 до 88 м, что равно 18—59% всей мощности свиты. На западе, в пределах Ляпинской впадины и в центре бассейна на Нижне-Вартовском своде, мощность песчаников колеблется от 8 до 47 м и составляет 4—22%. Песчаники верхов куломзинской свиты обладают различными коллекторскими свойствами. Их открытая пористость, как правило, составляет 15—20%, проницаемость до 100 мд, но в пределах Нижне-Вартовского свода по отдельным образцам керна определена проницаемость песчаников куломзинской свиты до 1500 мд, а пористость до 25—27%.

Водообильность этих отложений невысокая, дебиты скважин при самоизливе составляют 8—200 м³/сутки, редко достигая 400—520 м³/сутки. Характер изменения водообильности песчаных пропластков куломзинской свиты почти не отличается от всех вышеописанных водоносных горизонтов четвертого гидрогеологического комплекса — максимальные удельные дебиты имеют скважины, расположенные в районах, тяготеющих к границам бассейна и вскрывающие наиболее мощные с лучшими коллекторскими свойствами пласты: Заводоуковские — до 0,2 л/сек·м, Челноковские — 0,14—0,16 л/сек·м, Камышловские — до 0,03 л/сек·м, Пудинская — 0,17 л/сек·м, Колпашевские — до 0,039 л/сек·м.

К центральным районам удельные дебиты снижаются: на Абалакской площади до 0,013 л/сек·м, Завьяловской до 0,005 л/сек·м, Нарымской до 0,03 л/сек·м.

Избыточные давления на устье скважин иногда составляют до 4—6 атм. Падение пьезометрических уровней наблюдается от юго-западных, южных и юго-восточных районов к центру артезианского бассейна. Так, если по скважинам Заводоуковской, Челноковской, Пудинской, Колпашевской и Максимкин-Ярской площадей уровни располагаются на

абс. отметках 126—104 м, то на Александровской, Амбарской площадях они имеют отметки 75—72 м.

Отложения куломзинской свиты опробованы на значительно меньшем количестве площадей, чем отложения киялинского или тарского водоносных горизонтов. Несмотря на это в изменениях состава и минерализации вод отмечаются общие закономерности, характерные для вышележащих горизонтов комплекса. Подземные воды куломзинской свиты почти повсеместно относятся к хлоридным натриевым III типа. Переходные к первому типу и хлоридные натриевые I типа воды отмечены лишь в центральной части бассейна на Абалакской и Уватской площадях.

Устанавливается общая для комплекса закономерность в изменении солевого состава вод по площади бассейна, но с отдельными исключениями. Так, содержание кальция на востоке увеличивается в направлении от Колпашево и Нарыма к Пудино, Амбарам и Соснино от 12—15 до 23—31 экв %, но в этой же зоне на Средне-Парабельской и Усть-Сильгинской площадях воды содержат только 6—7 экв % кальция. При этом минерализация вод Усть-Сильгинской площади составляет 42,6 г/л, наличие таких вод может быть объяснено поступлением их из нижележащих горизонтов. На Средне-Парабельской площади минерализация вод составляет всего 16,3 г/л, т. е. даже ниже, чем в тарской свите.

На юге бассейна содержание кальция также изменяется несколько беспорядочно. На Яковлевской площади воды содержат 10 экв % Са, в Камышловской и Челноковской скважинах 6 экв %, но на Чебурлинской площади их содержание вновь увеличивается до 10 экв %. Содержание кальция на Абалакской и Уватской площадях уменьшается до 4—2 экв %. Количество гидрокарбонатов в водах составляет 1—2 экв %, увеличиваясь до 4—6 экв % на Колпашевской площади, где их содержится 207—291 мг/л при минерализации 4,5—5,2 г/л, до 4—5 экв % на Абалакской и Челноковской и 15 экв % на Уватской площадях, где абсолютное их содержание увеличивается соответственно до 747—988 и 2116 мг/л при минерализации вод 22,4—14,7 г/л. Воды практически бессульфатные, содержание SO_4^{2-} не превышает 10 мг/л. Только на Нарымской площади оно определено в 39 мг/л.

В изменении минерализации вод общая закономерность, присущая комплексу, сохраняется и в горизонтах куломзинской свиты.

На востоке бассейна минерализация увеличивается от 5,2 г/л на Колпашевской площади до 20,2—26,3 г/л на Нарымской, Пудинской и Межовской площадях и до 42,6 г/л на Усть-Сильгинской площади и уменьшается затем к центральным районам до 22,9—27,1 г/л на Назинской, Александровской и Соснинской площадях.

На юге бассейна она составляет 17,5 г/л в Яковлевских скважинах, 31,4 г/л в Камышловской, 22,1—22,4 г/л на Челноковской и Завьяловской площадях и 18,3—14,7 г/л соответственно на Абалакской и Уватской площадях.

Отношение $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ аналогично изменению концентрации Ca^{2+} уменьшается с востока на запад от 0,92—0,96 на Колпашевской площади до 0,69—0,87 в зоне его максимального содержания. На юге бассейна $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ увеличивается от 0,85 на Яковлевской площади до 0,94 на Камышловской и 0,93—1,1 на Челноковской, Абалакской и Уватской площадях.

Содержание йода в водах увеличивается к Уват-Тобольскому району, где он определен в количествах до 24—25 мг/л. Йод отсутствует в водах Колпашевской и Нарымской площадей и содержится до 8—10 мг/л во всех изученных площадях восточной половины бассейна.

(13 мг/л на Александровской площади). В западной половине бассейна количество йода увеличивается от 5 мг/л в Яковлевских скважинах до 13 мг/л в Камышловской, Челноковской, Завьяловской и 24—25 мг/л на Абалакской и Уватской площадях.

Содержание брома изменяется от 13 до 98 мг/л, причем отмечается несколько повышенное относительно минерализации содержание его в Тарском Прииртышье. В водах восточных площадей содержание брома не превышает 64 мг/л при минерализации 22,9—24,5 г/л и 98 мг/л при минерализации 42,6 г/л, а в Прииртышье составляет 94—96 мг/л при минерализации 21,7—22,1 г/л (Завьяловская площадь).

Нафтенные кислоты в водах не определялись.

Максимальная мощность песчаников ачимовской пачки отмечается в тех же районах, где опесчаниваются верхние горизонты куломзинской свиты. Суммарная мощность песчаников составляет на востоке (в Турханской, Ларьякской, Тымской опорных скважинах и на Охтеурьевской площади) 11—23 м (52—58% мощности пачки). В южных районах (на Челноковской, Вяткинской, Малиновской площадях) она равна 16—48 м (40—57%), а в центральной части (на Мегионской, Нижне-Вартовской, Соснинской и других площадях) — 25—32 м (29—34%). Изменение песчанистости ачимовской пачки наблюдается иногда и в пределах отдельных локальных структур (Усть-Сильгинская, Межовская, Завьяловская и др.). Как правило, ачимовская пачка включает в себя три-четыре сложнопостроенных песчаниковых пласта мощностью до 10 м, редко до 30 м. Коллекторские свойства песчаников ачимовской пачки заметно хуже свойств тарской свиты и даже песчаников верхней части куломзинской свиты.

Водообильность ачимовских песчаников крайне низкая, удельные дебиты по скважинам составляют чаще всего тысячные и десятитысячные доли литра в секунду: 0,001—0,004 л/сек·м на Тобольской, Саргатской, Ново-Васильевской площадях и в Пихтовской скважине; 0,0001—0,0006 л/сек·м на Михайловской, Чебурлинской, Завьяловской, Лукашкин-Ярской, Ново-Васюганской площадях. Максимальный удельный дебит, установленный в скв. 1-Р Малиновской площади, составляет 0,018 л/сек·м.

Статические уровни по скважинам, вскрывшим подземные воды ачимовской пачки, устанавливаются ниже дневной поверхности на глубинах от 2—5 до 100—150 м. Лишь по Тобольским скважинам 1-Р и 2-Р отмечен самоизлив, избыточное давление на устьях скважин при этом составляет 3—5 атм. Вполне вероятно, что очень низкие положения пьезометрической поверхности не характеризуют действительного положения статического уровня и являются результатом некачественно проведенных наблюдений.

Закономерности в изменении солевого состава вод ачимовской пачки по площади изучены хуже, чем свойства остальных водоносных горизонтов этого комплекса. Для отдельных площадей внутренней части бассейна отмечается распространение вод хлоридного натриевого состава I типа (Тобольская, Ново-Васильевская). По остальным районам развиты хлоридные натриевые воды III типа. Характерной особенностью отложений ачимовской пачки является наличие в них в районе среднего Приобья слабых рассолов с минерализацией несколько больше 50 г/л.

В изменении содержания кальция по площади района Среднего Приобья устанавливается следующая закономерность. В Тымской и Ларьякской опорных скважинах он составляет 9—10 экв %, увеличиваясь до 20—23 экв % в Ново-Васюганской и Лукашкин-Ярской скважинах и уменьшаясь до 4—10 экв % в зоне распространения рассольных вод. В районе Ишим-Иртышского междуречья четкой закономерности

в изменении содержания кальция не устанавливается. На Михайловской и Малиновской площадях он составляет 8—10 экв %, в скважинах Чебурлинской, Саргатской, Ново-Логиновской и Ново-Васюганской площадей уменьшается до 5—6 экв % и вновь повышается до 9 экв % на Завьяловской площади. При этом зависимость содержания кальция ни от минерализации, ни от литологических особенностей разреза не устанавливается.

Содержание в водах гидрокарбонат-иона в Центральном Приобье составляет 1—2 экв %, повышаясь до 5 экв % лишь в Тымской опорной скважине, где минерализация составляет 7,1 г/л. В Ишим-Иртышском междуречье их количество увеличивается до 3—5 экв % и на Тобольской площади до 8—13 экв %. Содержание в водах сульфат-иона, как правило, не превышает 10—11 мг/л, аномально увеличиваясь лишь на Пихтовской площади до 39 мг/л и на Михайловской — до 49 мг/л.

Минерализация вод ачимовской пачки увеличивается от 7,1—10,2 г/л в Тымской и Пихтовской скважинах до 53—55 г/л в Назинской 4-Р и Средне-Васюганской 1-Р. Зона распространения рассольных вод в Среднем Приобье занимает площадь порядка 20 тыс. км². В Тарском Прииртышье минерализация вод с юга на север сначала увеличивается от 17,9—19,4 до 26,8 г/л и затем уменьшается до 15,3 г/л на Тобольской площади (рис. 37).

В распространении йода для вод ачимовской пачки сохраняется общая закономерность, выражающаяся в увеличении его концентрации в северном и западном направлениях. Йод отсутствует или имеется до 2 мг/л в Ларьякской, Тымской и Пихтовской скважинах. В центральных районах независимо от величины минерализации его содержание увеличивается от 7—8 до 11 мг/л в направлении от Усть-Сильгинской и Назинской к Средне-Васюганской и Ново-Васюганской площадям. В Тарском Прииртышье содержание йода изменяется от 8—10 до 17—18 мг/л, увеличиваясь до 24—25 мг/л на Чебурлинской площади и западнее, в Тобольско-Уватском районе.

Содержание брома в водах соответствует величине их минерализации и достигает в рассольных водах 114—123 мг/л. В Тымской и Пихтовской скважинах оно составляет 19—31 мг/л, в Тарском Прииртышье 60—80 мг/л, в отдельных случаях до 100 мг/л, а на Тобольской площади уменьшается до 50 мг/л.

К четвертому гидрогеологическому комплексу отнесены также глинистые отложения марьяновской свиты и ее аналогов, представляющих вместе с глинами куломзинской свиты нижневаланжинского возраста мощный (400—600 м) регионально выдержанный водоупор, разделяющий водоносные отложения четвертого и пятого комплексов. Водоносные прослои в марьяновской свите практически отсутствуют или имеют подчиненное значение. Данные о составе вод по ним пока отсутствуют.

ПЯТЫЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

В составе пятого гидрогеологического комплекса, представленного отложениями юрского возраста, наиболее широко распространены континентальные отложения тюменской, а в Чулымо-Енисейском районе — макаровской и итатской свит (см. рис. 24, табл. 24).

Мощность тюменской свиты на востоке бассейна достигает 1000 м и более (Белогорская скважина 1363 м), составляя в центральной и западной частях в среднем 200—400 м. На ряде крупных структур во внутренних районах она уменьшается до нескольких десятков метров, а в приобтовых частях бассейна выклинивается.

Отложения этого комплекса в фациях морских осадков известны в северо-восточной части низменности, в районе Усть-Порта, где они

охватывают всю толщу отложений, а также выделяются в верхней части тюменской свиты в пределах центральной части бассейна. В основании отложений верхнеюрско-валанжинской морской трансгрессии залегают

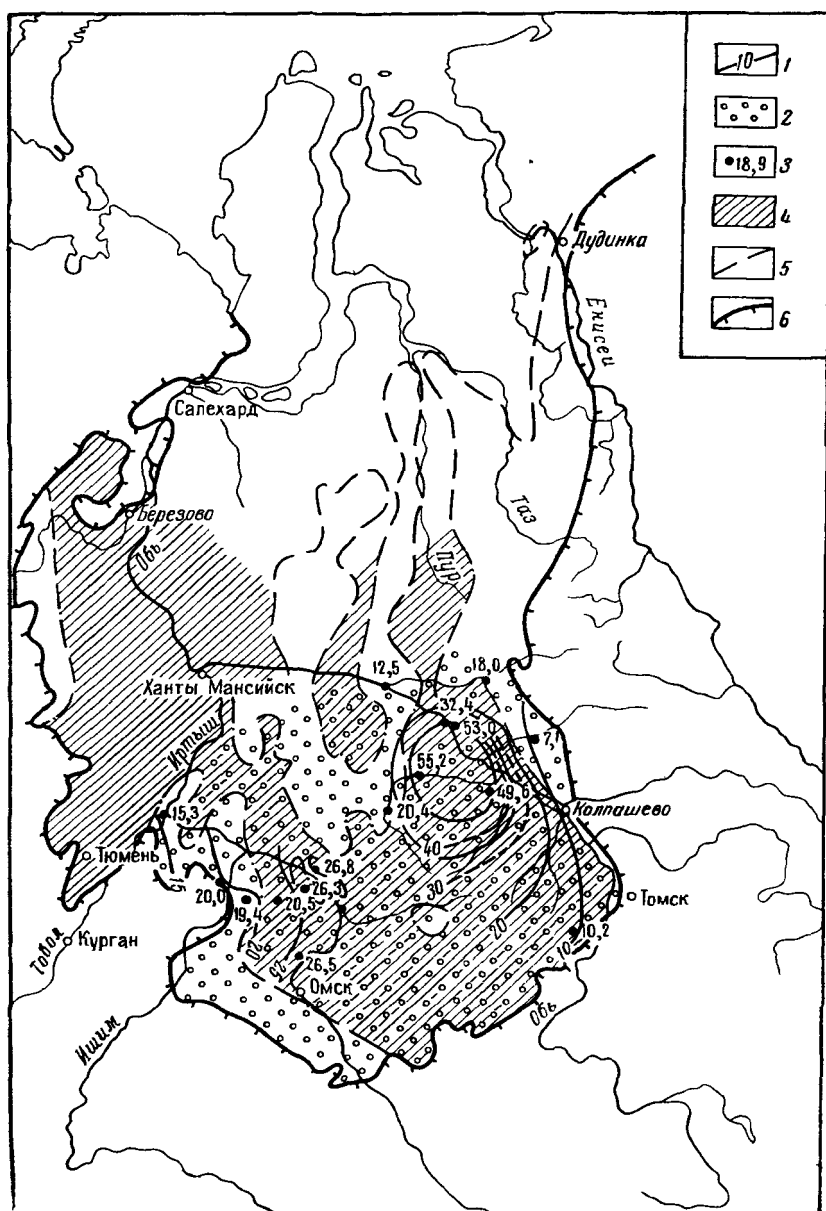


Рис 37. Изменение минерализации и состава подземных вод ижмеваланжинских отложений (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

1 — изолинии минерализации, г/л (пунктиром показаны предполагаемые изолинии) Тип подземных вод, по О. А. Алекину 2 — хлоридный натриевый III, 3 — скважины в которых опробованы ижмеваланжинские отложения 4 — область сплошного распространения глин в пределах рассматриваемых отложений 5 — граница распространения этих глин, 6 — граница распространения ижмеваланжинских отложений

на востоке бассейна песчаная барабинская пачка мощностью до 15 м, а на западе — вогултинская толща мощностью до 100 м, которые отнесены также к пятому гидрогеологическому комплексу.

Континентальные осадки комплекса характеризуются наличием невыдержанных по площади и разрезу пластов песчаников и глин, их сложным чередованием и замещением на небольших расстояниях. Содержание песчаниковых пластов в общей мощности комплекса колеблется в пределах 34—53%, повышаясь в отдельных случаях до 63—78%. Общая мощность песчаников изменяется от 30—55 до 360—520 м. Количество песчаных пластов достигает 7—33, при средней мощности их от 8—5 до 23—32 м и максимальной до 50—80 м. Коллекторские свойства песчаников тюменской свиты характеризуются величинами открытой пористости чаще всего в 8—12% и проницаемостью в единицы, а иногда десятые доли миллиарда. Однако имеются пласты с более высокой пористостью и проницаемостью, но широкого распространения их по площади в разрезе не встречено.

Наиболее водообильными являются отложения вогулгинской толщи в Приуральской части бассейна, где проницаемость по отдельным образцам достигает 15000 мд. Дебиты воды из скважин при самоизливах нередко составляют 30—140 м³/сутки, доходя до 380—720 м³/сутки (табл. 29). Удельные дебиты скважин, вскрывающих вогулгинскую толщу в юго-западной части низменности (на Покровской, Челноковской, Тавдинской площадях), изменяются от 0,006 до 0,07 л/сек·м. В Тобольском районе удельные дебиты (на Согринской и Тобольской площадях) не превышают 0,017 л/сек·м.

В Приуральской полосе удельные дебиты скважин изменяются в широких пределах. Если на Мулымьинской площади они не превышают 0,002 л/сек·м, чаще всего составляя десятитысячные доли литра в секунду на метр, то севернее удельные дебиты достигают 0,006—0,06 л/сек·м (на Чуэльской, Березовской, Тутлеймской, Сартыньинской площадях), а иногда 0,17—0,38 л/сек·м (на Шаганской, Деминской, Неремовской и Южно-Алясовской площадях).

На большей части территории в восточной половине артезианского бассейна удельные дебиты скважин, вскрывающих водоносные отложения барабинской пачки, крайне низкие. На Чебурлинской, Завьяловской, Пудинской, Ново-Васильевской, Средне-Васюганской, Назинской и Нарымской площадях они составляли 0,0001—0,005 л/сек·м, и лишь в Завьяловской скв. 4-Р удельный дебит был равен 0,048 л/сек·м.

В ряде скважин пьезометрические уровни вод вогулгинской толщи устанавливаются выше дневной поверхности, причем избыточное давление на устье доходит до 4,4—5,7 атм (Мулымьинские 13-Р, 39-Р, Согринская 3-Р и др.), но подавляющее большинство скважин не изливает. Наиболее высокие абсолютные отметки уровней отмечены в западной половине бассейна (на Тавдинской, Челноковской, Покровской, Мулымьинской и Владимирской площадях) и равны 132—86 м. В Березовском районе они не превышают 14—36 м. По Пудинской и Средне-Васюганской скважинам установлены уровни вод барабинской пачки на отметках 87—118 м (рис. 38).

Гидрокарбонатные натриевые воды I типа из верхнеюрских отложений не получены ни в одной из опробованных скважин, хотя их наличие в Чулымо-Енисейском районе, судя по результатам испытания нижележащих среднеюрских отложений, не вызывает сомнения.

Хлоридные натриевые воды I типа (табл. 30) отмечены на северо-западе бассейна (на Мояхт-Асской площади при минерализации 3,5 г/л и Шоганской — при минерализации 6,7 г/л), но уже на первой из этих площадей при большей величине минерализации (9,3—10 г/л) воды становятся хлоридными натриевыми III типа.

На востоке бассейна в прибортовой части хлоридные натриевые воды I типа в верхнеюрских отложениях не установлены, но по всей

Гидродинамическая характеристика отложений пятого гидрогеологического комплекса

Разведочная скважина	Номер скважины	Интервал перфорации, м	Абс. отн. статического уровня, м	Максимальный дебит, м ³ /сутки	Удельный дебит, м ³ /сек. м	Полный дебит, м ³	Температура на глубине интервала, °С
Белугинская	1-ОП	1455-1475	34	54	0,020	31	41
Каская	1-ОП	1585-1630	125	300	0,29	12	35
Чулымская	1-ОП	2406-2440	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Не опр.
Халашевская	5-Р	2715-2723	≈35	0,53	<0,0001	1247	132
Сургутская	51-Р	3010-3020	30,8	≈3,98	0,0005	9,8	90
Большереченская	2-Р	3053-3064					
		3080-3087	Не опр.	9,5	Нет данных	<12,05	88
		3101-3108					
Уватская	1-Р	2891-2894	281	6	Не опр.	Не опр.	95
Азово-Мужинская	17-ПР	746-752	13,6	10,6	0,0071	31,8	15
Максимов-Ярская	1-Р	2409-2418	15	34	0,0011	324	73
Белогорская	1-Р	1840-1853	211	н.д.	0,027	30,0	Не опр.
Ермиловская	1-Р	1362-1382	6,3	12,0	0,0010	240	33
Средне-Васильевская	1-Р	2306-2311	117,8	4,73	0,002	21	122
Тыльская	1-Р	2900-2905	Не опр.	0,9	—	≈1490	78
		2911-2920					
Осконая	1-Р	2518-2525	124	395	0,16	20	71
Тунская	2-Р	2450-2453	Не опр.	7,5	<0,00008	≈1134	81,5
		2460-2466					
Викторовская	2-Р	2019-2044	41	21	0,0028	88	94
Урская	3-Р	1527-1534	117	90	0,02	60	35
Чулымская	3-Р	1676-1684	1,8	47,5	0,0064	86	62,0
		1681-1687					
Мало-Алтынская	1-Р	2702-2705	Нет данных	0,75	<0,0001	1088	153

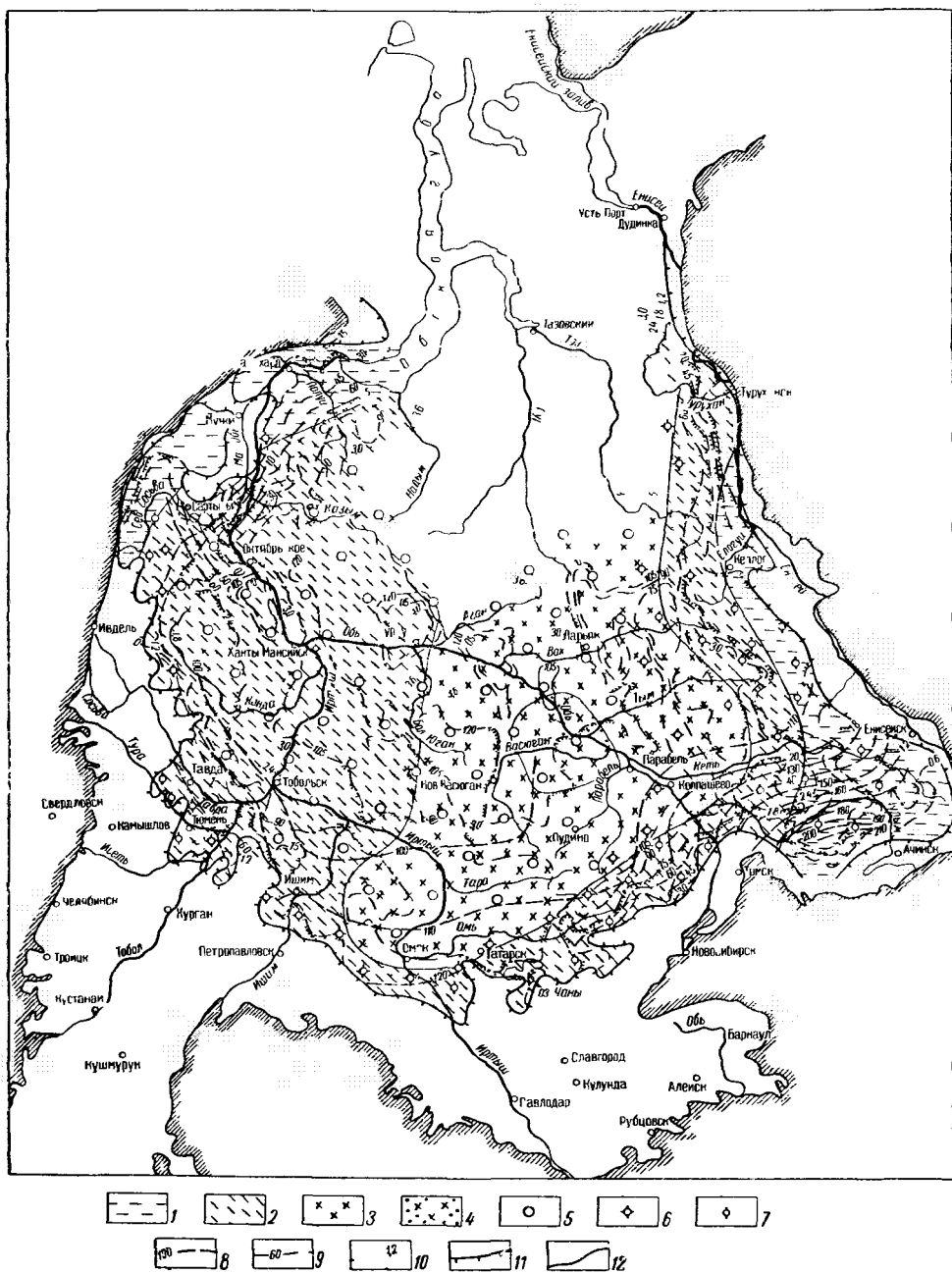


Рис 38 Гидрогеологическая карта Западно-Сибирского артезианского бассейна. V гидрогеологический комплекс (отложения нижней — верхней юры). Составили: Г. П. Богомяков, Ю. В. Махнев, В. В. Нелюбин, Т. М. Новикова, В. А. Нуднер, А. А. Розин, Б. П. Ставицкий

Гидрохимическая зональность. Зона распространения преимущественно хлоридных натриевых вод I и III типов с минерализацией, г/л 1—1,0—10. Зона распространения хлоридных натриевых вод III типа с минерализацией, г/л 2—10—25, 3—25—80, 4—>50.

Газовая зональность. Газонасыщенность подземных вод в л/л 5—>1,0, 6—1,0—0,5, 7—0,5—0,1.

Прочие обозначения. 8—гидроизоэпы, 9—изотермы по подошве комплекса, 10—изо гипсы подошвы комплекса (абс. отм., км), 11—граница распространения отложений комплекса, 12—границы зон распространения вод различных по солевому составу и минерализации.

Таблица 30

Состав подземных вод пятого гидрогеологического комплекса

Разведочная площадь	Номер скважины	Интервал перфорации, м	Минерализация, г/л	Содержание компонентов $\frac{\text{мг/л}}{\text{мг экв/л}}$						Микрокомпоненты, мг/л		Формула химического состава	г Na г Cl	Cl Br
				Na+K	Mg	Ca	SO ₄	Cl	HCO ₃	J	Br			
Касская	1-Р	1585—1630	2,6	877 38,1	4 0,4	17 0,9	Сл	997 28,1	683 11,2	—	4	M _{2,6} $\frac{\text{Cl } 71 \text{ HCO}_3 29}{\text{Na } 97 \text{ Ca } 2 \text{ Mg } 1}$	1,34	248
Мало-Ярская	1-Р	2409—2418	54	18 310 789,7	350 28,8	2190 109,3	<1 <0,02	32 350 912,3	400 66	2	12	M _{54,0} $\frac{\text{Cl } 98 \text{ HCO}_3 2}{\text{Na } 84 \text{ Ca } 11 \text{ Mg } 3}$	0,86	—
Чулымская	1-Р	2436—2440	6,2	2224 86,7	13 1,1	34 1,7	239 5,0	2771 78,1	866 14,2	—	3	M _{6,2} $\frac{\text{Cl } 79 \text{ HCO}_3 16 \text{ SO}_4 5}{\text{Na } 97 \text{ Ca } 2 \text{ Mg } 1}$	1,23	1026
Белогорская	1-Р	1840—1853	0,74	146 6,3	4 0,3	52 2,6	43 0,8	21 0,6	476 7,8	—	—	M _{0,74} $\frac{\text{HCO}_3 84 \text{ SO}_4 10 \text{ Cl } 6}{\text{Na } 68 \text{ Ca } 28 \text{ Mg } 4}$	11,3	—
Колпашевская	5-Р	2716—2723	79,8	26 725 1162,0	466 38,3	3541 176,1	Сл	48 715 1373,8	195 3,2	He опр.	He опр.	M _{79,8} $\frac{\text{Cl } 100}{\text{Na } 84 \text{ Ca } 13 \text{ Mg } 3}$	0,84	—
Ермаковская	1-Р	1362—1382	15,6	5740 248,8	79 6,5	220 11,0	2 0,04	9325 262,9	189 3,1	2	66	M _{15,6} $\frac{\text{Cl } 99 \text{ HCO}_3 1}{\text{Na } 93 \text{ Ca } 3 \text{ Mg } 3}$	0,9	141
Средне-Васюганская	1-Р	2306—2311	54	18 567 807,3	457 37,6	1664 83,1	1 0,02	32 353 912,4	946 15,5	9,8	128	M _{54,0} $\frac{\text{Cl } 98 \text{ HCO}_3 2}{\text{Na } 87 \text{ Ca } 9 \text{ Mg } 4}$	0,89	—
Тымская	1-Р	2900—2905 2911—2920	61,8	20 155 876,8	606 49,8	2404 144,9	He обн	32 901 1068,8	165 2,7	1	124	M _{61,8} $\frac{\text{Cl } 100}{\text{Na } 82 \text{ Ca } 14 \text{ Mg } 4}$	0,82	306
Омская	1-Р	2518—2525	29	10 347 447,6	2118 17,4	6332 31,6	<1 0,02	17 170 484,2	915 15,0	8	76	M _{29,0} $\frac{\text{Cl } 97 \text{ HCO}_3 3}{\text{Na } 89 \text{ Ca } 7 \text{ Mg } 3}$	0,92	226
Большереченская	2-Р	3101—3108 3080—3087	52,95	14 491 630,0	382 31,4	5228 230,9	5 —	32 510 916,8	336 5,5	17	154	M _{52,9} $\frac{\text{Cl } 99 \text{ HCO}_3 1}{\text{Na } 68 \text{ Ca } 28 \text{ Mg } 3}$	0,69	211
Викуловская	2-Р	3058—3064 2019—2044	23,8	7751 335,2	151 12,4	1190 59,4	6 0,1	14 151 399,1	500 3,2	6	71	M _{23,8} $\frac{\text{Cl } 98 \text{ HCO}_3 2}{\text{Na } 82 \text{ Ca } 15 \text{ Mg } 3}$	0,85	200
Туйская	2-Р	2450—2453 2460—2466	29,1	10 399 452,2	80 6,6	607 30,3	2,5 0,05	16 602 468,2	1269 20,8	6,8	83	M _{29,1} $\frac{\text{Cl } 96 \text{ HCO}_3 4}{\text{Na } 93 \text{ Ca } 6 \text{ Mg } 1}$	0,97	—
Ярская	3-Р	1527—1534	17,1	5644 244,0	197 16,2	686 34,2	2 0,04	10 270 289,6	280 4,6	7	27	M _{17,1} $\frac{\text{Cl } 98 \text{ HCO}_3 2}{\text{Na } 82 \text{ Ca } 12 \text{ Mg } 5}$	0,85	376
Уватская	1 Р	2891—2894	13,5	5111 220,5	23 1,9	44 2,2	1 0,02	6363 179,4	1874 30,7	21	59	M _{13,5} $\frac{\text{Cl } 80 \text{ HCO}_3 20}{\text{Na } 97 \text{ Ca } 1 \text{ Mg } 1}$	1,21	108
Чуэльская	3-Р	1678—1684 1681—1687	13,8	5084 219,7	55 4,5	260 13	4 0,1	8229 230,7	500 8,2	11	53	M _{13,8} $\frac{\text{Cl } 97 \text{ HCO}_3 3}{\text{Na } 92 \text{ Ca } 5 \text{ Mg } 2}$	0,95	154
Азово-Мужинская	17-ПР	748—752	3,3	1046 45,5	14 1,1	41 2,1	He опр.	951 26,8	226 3,7	He обн	3	M _{3,3} $\frac{\text{Cl } 88 \text{ HCO}_3 12}{\text{Na } 90 \text{ Ca } 7 \text{ Mg } 3}$	1,7	117
Сургутская	51-Р	3010—3020	16,1	5943 258,4	19 1,6	75 3,7	15 6,3	8378 236,0	1623 26,6	26	27,3	M _{16,1} $\frac{\text{Cl } 89 \text{ HCO}_3 11}{\text{Na } 98 \text{ Ca } 1,5 \text{ Mg } 0,5}$	1,1	306
Мало-Атлымская	1-Р	2702—2705	18,6	6779 294,9	35 2,9	251 12,6	147 3,1	10 466 295,2	835 13,7	25	35	M _{8,6} $\frac{\text{Cl } 95 \text{ HCO}_3 4 \text{ SO}_4 1}{\text{Na } 95 \text{ Ca } 4 \text{ Mg } 1}$	0,99	291

видимости они распространены в Чулымо-Енисейском районе. Переход хлоридных вод I типа в воды III типа, судя по Мояхт-Ассской площади, происходит как и для вышележащих отложений при величине минерализации порядка 8 г/л.

В пределах бассейна широко развиты хлоридные натриевые воды III типа, отмечаемые по всем разбуренным площадям на востоке, юго-востоке, юге, юго-западе и западе бассейна. Величина минерализации вод этого типа изменяется от 8—12 до 51—55,6 г/л (см. рис. 38). По-видимому, большую площадь, чем по вышележащим отложениям, имеет внутренняя область развития хлоридных натриевых вод I типа в центральной части бассейна. Слабая изученность не позволяет оконтурить достоверную зону развития хлоридных натриевых вод I типа, и лишь по общим закономерностям в изменении состава вод можно предполагать, что они широко развиты в Ханты-Мансийской впадине и прилегающих к ней районах.

Минерализация хлоридных натриевых вод I типа внутренних районов повышена по сравнению с аналогичными водами прибортовой зоны. Такие воды отмечены на Тугинской площади, где минерализация их составляет 13,8 г/л, и на ряде площадей Тарского Прииртышья: Чебурлинской, Завьяловской, Ново-Васильевской, где минерализация достигает 25—27 г/л. При этом в Тарском Прииртышье эти воды имеют локальное распространение.

Своеобразный состав хлоридных натриевых вод I типа с содержанием до 49 экв % гидрокарбонат-иона и минерализацией до 29,6 г/л отмечен по трем скважинам Шаимской площади. Эти воды развиты локально в прифундаментной части разреза и имеют очень высокое насыщение углекислым газом.

В отложениях вогулкинской толщи и барабинской пачки не встречено хлоридных кальциево-натриевых вод, а содержание иона, кальция в водах этих отложений не превышает 13—16 экв %. Чаще оно составляет 6—10 экв %, как для наиболее минерализованных вод Колпашевского Приобья, так и для других районов распространения хлоридных натриевых вод III типа. При этом по изученной части бассейна максимальное содержание Ca^{2+} отмечается по скважинам, наименее удельным от границ распространения отложений. Установлено содержание его в Барабинской скважине 13 экв %, Тюменской 10 экв %, Сартынской 11 экв %, а в районе Тарского Прииртышья 4—6 экв %. Соответственно изменению содержания кальций-иона изменяется и отношение $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}}$ (рис. 39).

Содержание гидрокарбонат-иона в солевом комплексе хлоридных натриевых вод I типа на Мояхт-Ассской и Потрах-Ассской площадях достигает 11—21 экв %, уменьшаясь затем в хлоридных натриевых водах III типа (до 1—3 экв %) и вновь повышаясь во внутренних частях бассейна (до 5—6 экв %). Таким образом, для хлоридных натриевых вод I типа повышенной минерализации во внутренних частях бассейна характерно не только уменьшение в их солевом составе иона Ca^{2+} , но и повышение содержания гидрокарбонат-иона.

Максимальные значения минерализации вод, как и для вышележащих отложений, отмечаются в районе Колпашевского Приобья, где по отдельным площадям (Назинская, Средне-Васюганская, Усть-Сильгинская) она составляет от 51 до 55,7 г/л. Эту зону слабых рассолов окружает зона распространения вод с минерализацией более 25 г/л, охватывающая районы Тарского Прииртышья и Омской впадины (рис. 40).

Западнее линии Петропавловск — Локосово ни в одной из скважин на значительной площади бассейна не получены воды с минерализацией,

превышающей 22,8 г/л. В Приуральских районах, на юго-западе (от Тюмени к Тобольской площади) и северо-западе (от Ляпинской, Шоганской и Мояхт-Асской площадей по направлению на юго-восток) отмечается увеличение минерализации вод от 17 до 22,8 г/л для первого района и от 3,5—4,6 до 15,8—17,7 г/л — для второго.

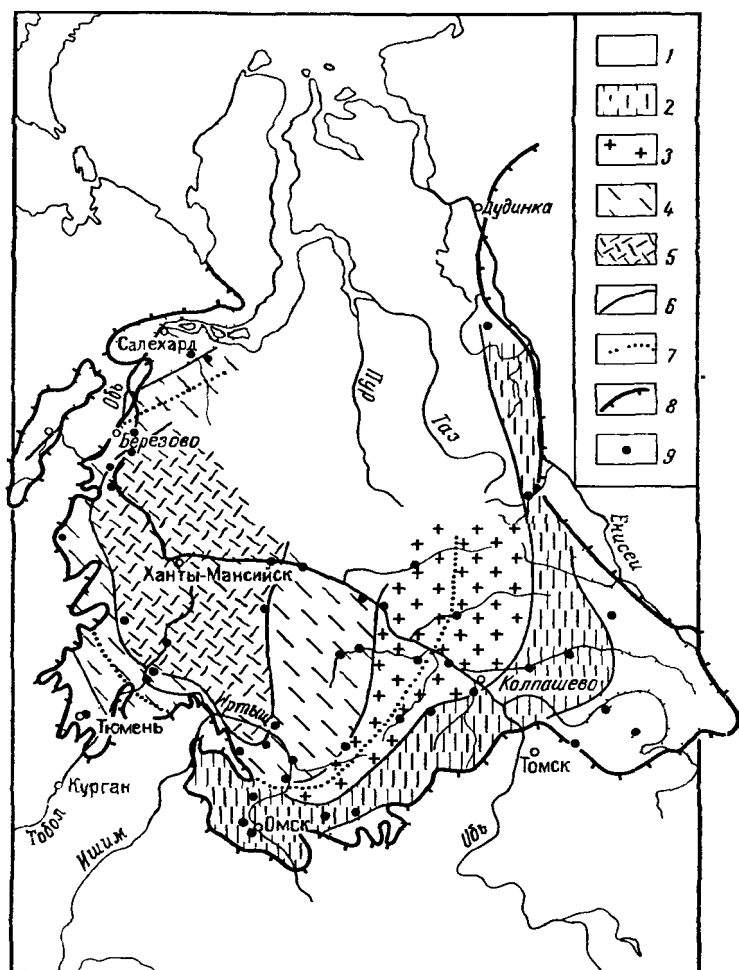


Рис. 30. Изменение натрий-хлорного и хлор-бромного коэффициентов подземных вод нижне-средне- и верхнеюрских отложений (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

Зоны распространения подземных вод со значениями величин коэффициентов
 1 — $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} > 1$ и $\frac{Cl}{Br} = 200-300$ и больше, 2 — $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,99-0,87$ и $\frac{Cl}{Br} = 160-350$,
 3 — $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,87-0,68$ и $\frac{Cl}{Br} = 170-240$, 4 — $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,87-0,89$ и $\frac{Cl}{Br} = 120-200$,
 5 — $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} > 1$ и $\frac{Cl}{Br} = 120-180$, 6 — граница зон, 7 — граница внутреннего «эндо-мального» бассейна, 8 — граница распространения нижне-средне- и верхне-юрских отложений, 9 — скважины

Водоносные горизонты, приуроченные к тюменской свите и ее аналогам, имеют весьма слабую водообильность, уменьшающуюся, как правило, от прибортовых к центральным районам бассейна. Расходы скважин при самоизливах, наблюдаемых только в некоторых районах, составляют чаще всего 20—100 м³/сутки и лишь в отдельных пунктах достигают 300—400 м³/сутки (г. Омск). Большая часть испытанных сква-

жин имеет дебиты, не превышающие 10—20 м³/сутки при понижениях уровня до 700—1500 м, а некоторые из скважин, особенно в центральных районах территории, практически не дали притоков. Наибольшая

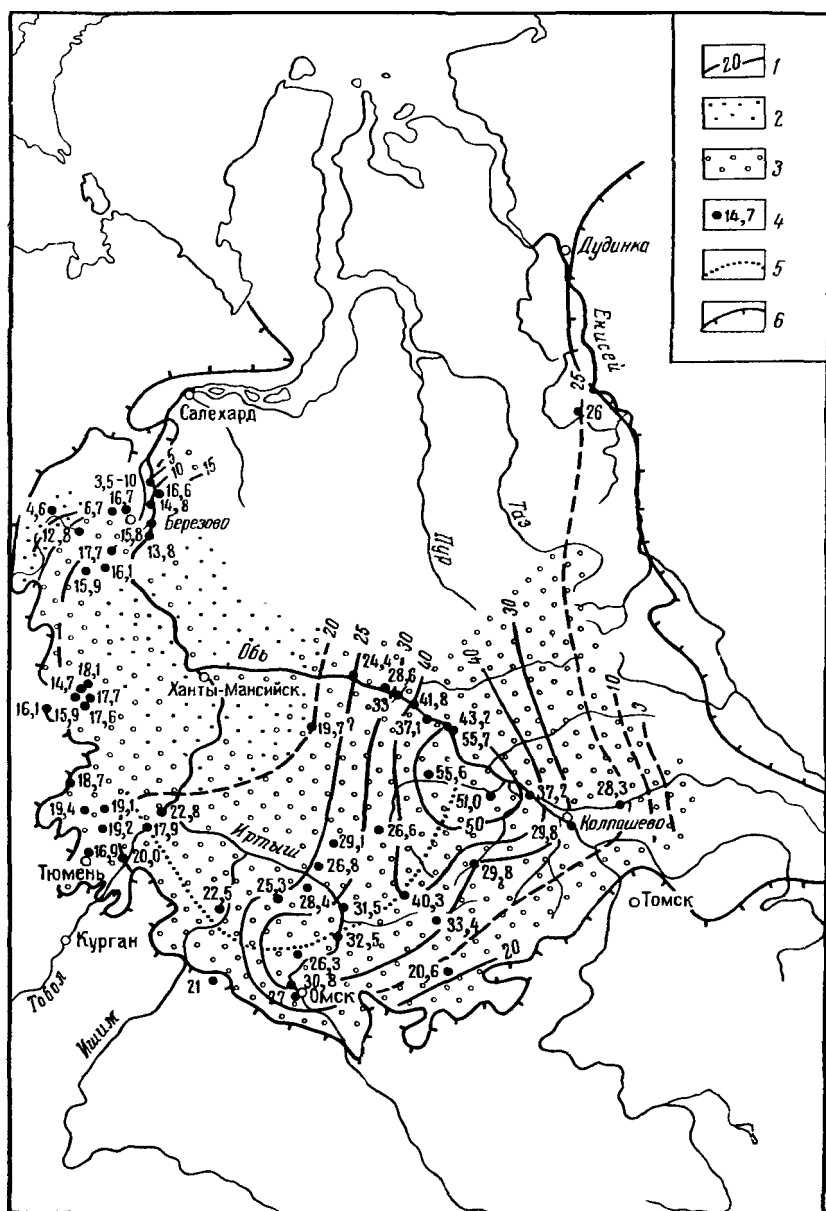


Рис. 40. Изменение минерализации и состава подземных вод верхнеюрских отложений (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

1 — изолинии минерализации, г/л (пунктиром показаны предполагаемые изолинии)
 Тип подземных вод по О. А. Алекину 2 — хлоридный натриевый I, 3 — хлоридный натриевый III, 4 — скважины, в которых опробованы верхнеюрские отложения, 5 — ориентировочная граница «аномального» бассейна, 6 — граница распространения верхнеюрских отложений

водообильность пород установлена на площади распространения татарской свиты в Омско-Камышловском районе, а также на площадях распространения тяжинской свиты.

Удельные дебиты скважин, расположенных вдоль западных границ распространения тюменской свиты, составляют 0,02—0,004 л/сек·м. В Березовском и Нарыкары-Шеркалинском районах они гораздо ниже, порядка 0,003—0,0001 л/сек·м. На крайнем северо-западе бассейна, в Азово-Мужинском и Салехардском районах, удельные дебиты скважин несколько повышаются, достигая 0,007 л/сек·м. Во внутренних районах артезианского бассейна удельные дебиты скважин резко снижаются, составляя в Мал. Атлыме, Увате, Тобольске около 0,0001—0,0003 л/сек·м. В Петропавловском районе удельный дебит скважин достигает 0,07 л/сек·м, а в Омском 0,18 л/сек·м. От Омского района по направлению к Татарской и Тебисской площадям удельные дебиты быстро снижаются до десятитысячных долей литра в секунду на метр, а в сторону Большереченской, Бочкаревской, Завьяловской, Чебурлинской, Ново-Васильевской, Средне-Васюганской разведочных площадей — до 0,0002—0,014 л/сек·м. Для центральных районов бассейна характерны удельные дебиты скважин, не превышающие 0,0001 л/сек·м. В Чулымо-Енисейском районе водоносные горизонты более водообильны. Удельные дебиты скважин здесь составляют 0,002—0,29 л/сек·м, а в Приенисейской полосе изменяются с юга на север от 0,018—0,32 до 0,001 л/сек·м.

Избыточные давления на устьях скважин при переливах не превышают 6 атм, чаще же всего пьезометрические уровни располагаются ниже поверхности земли. Наивысшие абсолютные отметки уровней в западной части бассейна отмечаются по скважинам Заводоуковской, Тюменской, Ярской, Добринской, Ново-Троицкой, Ереминской площадей и равны 126—117 м. Севернее, на Горной, Пашьинской площадях, пьезометрические уровни снижаются до 62—53 м, а в Березовском районе не превышают 25—14 м.

В северной части артезианского бассейна абсолютные отметки уровней установлены на глубинах ниже уровня моря и только в Войкарской и Полуйской скважинах они больше нуля: соответственно 2 и 13,6 м. На п-ове Ямал, близ пос. Яр-Сале, пьезометрические уровни несколько выше — 12,5—16 м. В Петропавловском районе уровни располагаются на отметках 117 м, а севернее снижаются до 111 м на Согринской площади и 95 м на Тобольской. В Омской впадине наивысшая отметка пьезометрического уровня 119 м, а в районе Тарского Прииртышья около 99 м. В центральной части бассейна (в Сургутском районе) уровни в скважинах устанавливаются на 51—41 м абс. высоты. Максимальные отметки пьезометрических уровней вод юрских отложений устанавливаются по скважинам, расположенным в Чулымо-Енисейском районе: Белогорская опорная 211 м, Чулымская опорная 176 м. Пьезометрический уклон для южной половины Западно-Сибирского артезианского бассейна равен в среднем 0,10 м/км, а для южной окраины Чулымо-Енисейского района 0,40—0,45 м/км.

В нижней части пятого гидрогеологического комплекса гидрокарбонатные натриевые воды I типа отмечаются только в восточной части бассейна в Касской, Чулымской, Белогородской и Мариинской опорных скважинах при величине минерализации 0,7—3,7 г/л.

Хлоридные натриевые воды I типа пониженной минерализации распространены значительно шире и отмечены как по нижним горизонтам в перечисленных скважинах, так и на ряде площадей северо-западной части бассейна. Хлоридные натриевые воды I типа повышенной минерализации, отмечающиеся во внутренней части бассейна, более широко распространены по площади в отложениях тюменской свиты, чем в вышележащих породах, и охватывают на западе Тугиянскую, Перегребненскую, Алешкинскую, Нахрачинскую площади, на юге — Завьялов-

скую и Ново-Васильевскую и в центральной части бассейна — Сургутскую и Уватскую площади.

Хлоридные натриевые воды III типа широко развиты на юге и востоке бассейна и оконтуривают зону распространения отмеченных выше хлоридных натриевых вод I типа (рис. 41).

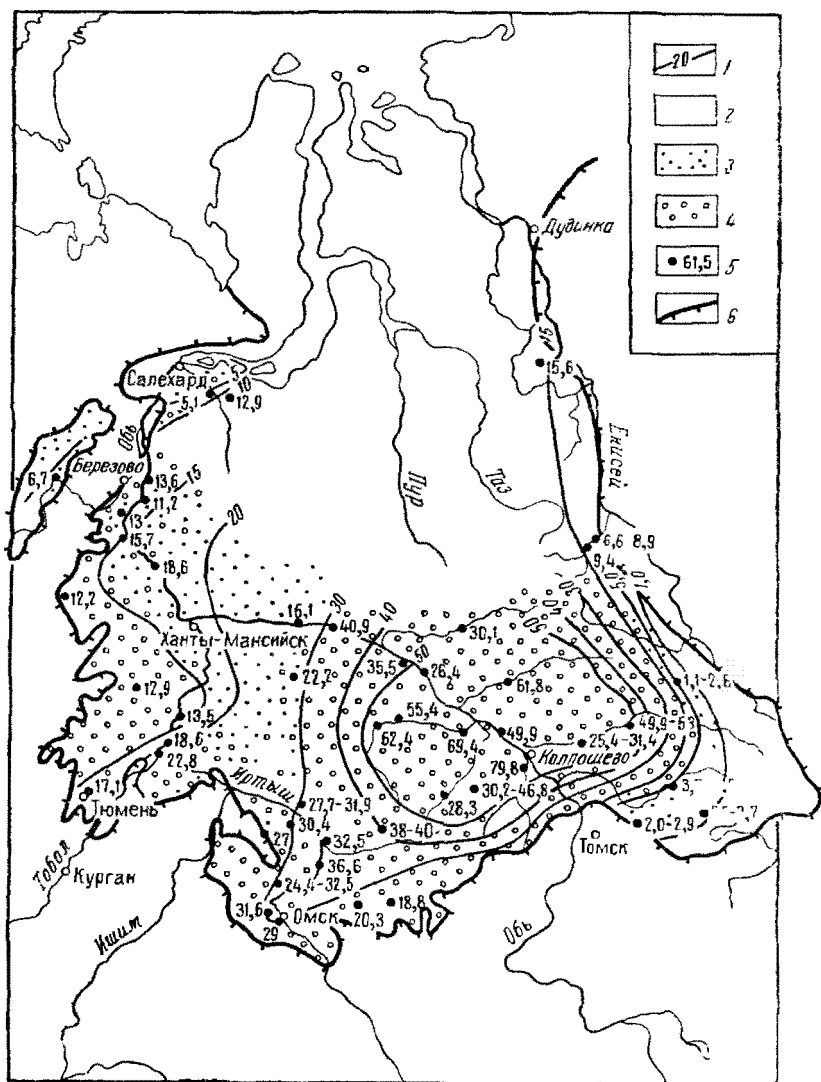


Рис. 41. Изменение минерализации и состава подземных вод ниже-среднеюрских отложений (составили Б. П. Ставицкий, А. А. Розин)

1 — изоляции минерализации, г/л Тип подземных вод по О. А. Алексину 2 — гидрокарбонатный натриевый 3 — хлоридно-натриевый 4 — хлоридный натриевый III 5 — скважины, в которых опробованы ниже-среднеюрские отложения 6 — граница распространения ниже-среднеюрских отложений

Гидрокарбонатные натриевые воды I типа характеризуются содержаниями гидрокарбонатов 67—88 экв % и натрия 68—97 экв %. Количество хлора не превышает 15—24 экв %, а кальция — 2—4 экв %. Содержание сульфатов по Белогорской скважине составляет 43 мг/л, а по остальным скважинам не превышает 3—6 мг/л. Отношение $\frac{rNa}{rCl}$ равно 4,0—10,7.

Хлоридные натриевые воды I типа в восточных районах имеют минерализацию 2,6—6,2 г/л и содержат в солевом комплексе 50—80 экв % хлора, а по северо-западным площадям — минерализацию 3,3—6,9 г/л и хлора 83—95 экв %. Содержание кальция в этих водах, как правило, составляет 1—2 экв %, повышаясь до 7 экв % в более слабоминерализованных водах Белогорской и Азово-Мужинской скважин. Сульфаты в отдельных пунктах установлены в значительных количествах (до 36—239 мг/л), но по большинству скважин они практически отсутствуют. Отношение $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ составляет 1,03—1,9.

Хлоридные натриевые воды I типа во внутренней части бассейна имеют минерализацию 12—16 г/л, увеличивающуюся до 28—32 г/л в районе Тарского Прииртышья. Солевой комплекс этих вод характеризуется содержаниями Na^+ до 95—99 экв %, при содержании Ca^{2+} — 1—5 экв %, а среди анионов: Cl^- — 80—96 экв %, при содержании HCO_3^- до 4—10 экв % на юге и в центре бассейна и 12—26 экв % на западе. Как правило, воды содержат очень мало сульфатов (0—4 мг/л), лишь по отдельным скважинам единичными анализами установлены их количества до 99—996 мг/л. Вполне возможно, что это связано с некачественным отбором проб.

Хлоридные натриевые воды III типа характеризуются содержаниями Cl^- до 96—100 экв % и Na^+ до 89—96 экв %. Содержание гидрокарбонат-иона составляет 1—4 экв %, Ca^{2+} 2—8 экв %. Воды практически бессульфатные. Соответственно изменению солевого состава подземных вод по площади бассейна изменяется и величина их минерализации. Краевая зона бассейна, содержащая гидрокарбонатные натриевые воды I типа и хлоридные натриевые I типа с минерализацией до 7 г/л, как на юго-востоке, так и северо-западе бассейна имеет ширину 150—180 км. Переход к высокоминерализованным водам на юго-востоке бассейна происходит в неширокой полосе. В западной части бассейна, где высокоминерализованные воды в пятом гидрогеологическом комплексе отсутствуют, а ниже-среднеюрские отложения выклиниваются на значительном удалении от обрамления бассейна и имеют небольшую мощность, нарастание минерализации идет очень плавно. Характерной особенностью рассматриваемых отложений является довольно широкое развитие в восточной половине бассейна слабых рассолов. Рассолы в нижней части разреза вскрыты на Максимкин-Ярской, Колпашевской, Парабель-Нарымской, Усть-Сильгинской, Средне-Васюганской, Назинской и других площадях. Воды с минерализацией 53 г/л получены также из низов мезозойского чехла в скв. 2-Р Большереченской площади.

Следует указать, что по отдельным скважинам, пройденным на этих площадях, отмечается чередование горизонтов, содержащих рассолы, с горизонтами, минерализация вод которых снижается до 30—20 г/л и меньше. Возможно, что в Колпашевском Приобье рассолы действительно имеют локальное, а не сплошное распространение и рассольные воды чередуются с солеными. Не исключено также, что снижение минерализации, зафиксированное по отдельным скважинам, является результатом некачественного опробования, тем более, что юрские отложения, как отмечалось уже выше, обладают плохими коллекторскими свойствами (проницаемость, как правило, не превышает 0,001 мд), поэтому результаты опробования юрских горизонтов часто не отражают истинной гидрохимической характеристики подземных вод (минерализация, в частности, оказывается заниженной). Однако в том и другом случае есть смысл картировать всю область, где встречаются рассолы.

Наличие рассолов в восточной части бассейна ряд исследователей объясняет их миграцией со стороны Сибирской платформы (О. В. Рав-

доникас, В. А. Кротова). Другие исследователи связывают их генезис с карбонатными породами слабометаморфизованного в Чулымо-Енисейской впадине палеозойского фундамента. Происхождение слабых рассолов может быть объяснено метаморфизмом (с общим накоплением солей) инфильтрационных вод, поступающих со стороны Чулымо-Енисейского обрамления бассейна, являющегося областью питания с юрского до настоящего времени. И, наконец, формирование рассолов можно объяснить результатом действия фильтрационного эффекта при разгрузке подземных вод в прибрежной зоне верхнеюрско-валанжинского морского бассейна.

Рассольные воды в отложениях ачимовской пачки и в верхах завоуковской серии имеют явно локальное распространение и обязаны, по-видимому, поступлению их из нижележащих горизонтов, по зонам разломов в платформенном чехле. Следует также учитывать различие в химическом составе рассолов, полученных из Большереченской скважины и рассолов Колпашевского района (табл. 31).

Таблица 31

**Некоторые данные о составе рассолов Большереченского
и Колпашевского районов**

Разведочная площадь	Минерализация, г/л	Содержание компонентов, экв. %					Микрокомпоненты, мг/л		$\frac{r \text{ Na}}{r \text{ Cl}}$	Количество анализов
		Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	J ⁻	Br ⁻		
Большереченская	52,9	68	28	3	99	1	17	154	0,69	1
Колпашевское Приобье	51—80	82—93	2—10	1—16	99—100	0—1	1—10	105—162	0,82—0,95	8

Различие в катионном составе вод позволяет связывать генезис рассолов этих двух районов с различными факторами и если для района Большеречья в настоящее время невозможно принять более или менее обоснованную гипотезу их происхождения, то для района Колпашевского Приобья с различной степенью достоверности могут быть приняты три из четырех вышеприведенных факторов их формирования. По геологическим соображениям (меридиональное направление разломов в зоне байкалид, примыкающих к Сибирской платформе) не приемлемым является, по-видимому, лишь предположение о миграции рассолов с Сибирской платформы.

Доказательством миграции рассолов из палеозойского фундамента может служить довольно резкий переход от вод слабоминерализованных к рассольным водам и некоторое увеличение минерализации при совместном испытании нижних горизонтов чехла с породами фундамента.

Тем не менее увеличение минерализации вод параллельно с погружением пород от обрамления к центру бассейна в этом районе прослеживается довольно четко, а особенности химического состава вод позволяют утверждать, что увеличение минерализации связано с общим соле-накоплением.

Возможность проявления фильтрационного эффекта подтверждается расчетами, показывающими, что величина минерализации в результате его действия может увеличиться с 10 до 100 г/л при принятии вполне корректных расчетных параметров.

Как и для вышележащих отложений, наблюдается увеличение содержания йода от краевых к центральным частям бассейна. Максимальные концентрации его установлены в западных районах бассейна, вблизи зоны выклинивания тюменской свиты и в песчаниках вогулинской толщи. Содержание йода в рассолах и наиболее высокоминерализованных водах не превышает 10 мг/л, что в 1,5—2 раза ниже, чем в менее минерализованных водах центральных и западных районов, где его содержание составляет 16—21 мг/л. Низкие концентрации йода установлены по Сургутским и Юганской скважинам (3—4 мг/л), что, возможно, свидетельствует о некачественном отборе проб. В водах краевой части бассейна, как и в других комплексах, йод практически отсутствует или содержится в незначительных количествах (до 1—2 мг/л). Характерно, что независимо от величины минерализации в районе распространения рассольных вод увеличение содержания йода наблюдается по направлению к центру бассейна.

Содержание брома, связанное с общей минерализацией вод, имеет максимальные значения в рассольных водах Колпашевского Приобья (105—187 мг/л). Повышение его до 80—100 мг/л отмечается в водах Тарского Прииртышья при минерализации вод 36,5 г/л. В западных районах бассейна содержание брома обычно не превышает 35—50 мг/л.

По пятому гидрогеологическому комплексу имеется незначительное количество определений в водах нефтяных кислот, что не позволяет выявить определенные закономерности в их распространении по площади бассейна. В восточной части бассейна нефтяные кислоты в количестве 0,4—0,8 мг/л определены лишь на Колпашевской площади.

Такие же содержания их установлены в подземных водах по Омской скважине. Максимальные количества нефтяных кислот (до 3,5—4,8 мг/л) определены по Сургутской и Локосовской площадям. В западной части бассейна содержание нефтяных кислот изменяется в пределах от 0,2 до 2,2 мг/л. Проявляется слабая тенденция к увеличению их концентрации от прибортовых районов к центру бассейна.

Газовый состав подземных вод пятого комплекса изучен довольно равномерно по площади бассейна, однако в связи с небольшими притоками воды значительная часть замеров газонасыщенности вызывает сомнение, особенно по центральным районам. Как и для вышележащих комплексов, здесь отмечается увеличение газонасыщенности вод и изменение состава газов от азотных до метановых от обрамления к центру бассейна. Ширина зоны азотных газов на востоке бассейна не превышает 100 км, на юге и западе азотные газы не встречены. Площадь внутреннего района с величиной газонасыщенности больше 1,0 л/л по пятому гидрогеологическому комплексу значительно расширяется главным образом за счет восточных районов. В составе газов в центральной части бассейна метан занимает 60—98%, тяжелые углеводороды до 3,5—8,0 %. Характерной особенностью растворенных газов в водах тюменской свиты является зональность в распространении тяжелых углеводородов, максимальные содержания которых (до 6—8%) отмечаются в районе Колпашевского Приобья. Газы этого района содержат до 20—40% азота, 90% которого представляет биогенный азот.

В Широтном Приобье и на западе бассейна содержание тяжелых углеводородов в растворенных газах, не связанных с нефтепроявлениями, не превышает 3,5—4%, а количество азота всегда меньше 10%. Как уже отмечалось выше, в Шаимском районе, а также на Веселовской площади установлены локальные проявления углекислых вод с очень высокими концентрациями растворенного углекислого газа.

Воды трещиноватой зоны палеозойского фундамента вскрываются и опробуются обычно совместно с водоносными горизонтами прилежащих частей мезо-кайнозойского чехла, с которыми они тесно гидравлически связаны.

Результаты опробования палеозойских вод отдельно от прилежащих водоносных горизонтов мезозоя (правда таких анализов очень мало) показывают полную сходимость химического состава, минерализации и физических свойств этих вод. Водообильность трещиноватой зоны фундамента, как правило, очень низкая, уровни восстанавливаются очень медленно и надежных данных о величине статических уровней обводненной зоны фундамента, где она изолирована от вод мезозоя, почти нет.

Следует отметить, что в прибортовых частях артезианского бассейна, где трещиноватая зона фундамента более водообильна, связь между водоносными горизонтами и толщами, залегающими под глинистыми отложениями, выклинивающимися на поверхности фундамента, и питание их происходят по трещиноватой зоне фундамента, о чем свидетельствует постепенное изменение химического облика подземных вод в разрезе чехла.

ОБЩИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

Материалы по геологическому строению и гидрогеологическим условиям, изложенные в предыдущих главах, показывают, что Западно-Сибирский артезианский бассейн является единой гидрогеологической структурой. Единство бассейна отчетливо видно по комплексам нижнего гидрогеологического этажа (см. рис. 25, 28, 38).

Это отмечал еще И. В. Гармонов (1961), но он считал возможным выделять бассейны второго порядка по структурным признакам. Однако новые материалы показывают, что тектонические структуры, сформировавшиеся в фундаменте и мезо-кайнозойском чехле, несмотря на их относительно большие размеры не позволяют выделить в его пределах бассейны, которые можно было бы проследить по всему разрезу чехла или по значительной его части. Поэтому предлагаемые некоторыми авторами схемы расчленения Западно-Сибирского артезианского бассейна на бассейны второго порядка (Каменский [и др.], 1959; Маврицкий, 1962 и др.) не обоснованы, а выделенные ими бассейны второго и более мелких порядков не оконтурены даже условными границами.

Самостоятельные бассейны подземных вод более или менее четко выделяются лишь в пределах первого гидрогеологического комплекса (см. прилож. 1), однако они не изменяют общего характера гидрогеологических закономерностей артезианского бассейна в целом.

Проводя районирование нижнего этажа бассейна, можно достаточно уверенно выделить краевую зону, прилегающую к западному, южному и восточному обрамлениям, и центральную часть бассейна.

Краевая зона артезианского бассейна в гидрогеологическом отношении является раскрытой. Здесь наиболее заметно проявилось влияние инфильтрационных вод. Воды пресные и солоноватые. Границы этой зоны условно проводятся по контуру распространения вод с минерализацией до 10 г/л (Богомяков [и др.], 1967). В условиях Западно-Сибирского артезианского бассейна такая граница обычно практически совпадает с границей появления в водах йода, аммония, нефтяных кислот, а также тяжелых углеводородов в растворенном газе. По составу воды краевой зоны изменяются в сторону увеличения минерализации — от гидрокарбонатных кальциевых через гидрокарбонатные натриевые до

хлоридных натриевых. Растворенный газ — азотный, метаново-азотный и азотно-метановый. Упругость растворенного газа не превышает нескольких десятков атмосфер.

В центральной части минерализация вод изменяется от 10 до 80 г/л. Воды почти повсеместно хлоридные натриевые, иногда хлоридные кальциево-натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. В водах повсеместно присутствует йод — до 33 мг/л, бром — до 200 мг/л, аммоний — до 70 мг/л, нафтеновые кислоты — до 5 мг/л. Растворенный газ — метановый, на отдельных участках наблюдается повышенное содержание углекислоты (до 10—15 об. %). Концентрация тяжелых углеводов достигает нескольких процентов, значительно увеличиваясь к контурам нефтяных залежей. Упругость углеводородных газов часто превышает 100 и даже 200 атм.

Ширина краевой зоны изменяется в больших пределах, что определяется рядом геологических, гидрогеологических и физико-географических факторов. Главнейшее значение при этом имеют условия питания и циркуляция подземных вод. На протяжении длительного геологического отрезка времени (по существу весь мезо-кайнозойский этап формирования артезианского бассейна) основное поступление в него инфильтрационных вод, по-видимому, было с юго-востока.

Формирование осадков в Чулымо-Енисейском районе шло преимущественно в континентальных и только иногда в лагунно-континентальных условиях. Здесь морской режим в мезозое и кайнозое отсутствовал, а юго-восточный борт впадины почти на всех отрезках времени представлял горную и высокогорную страну. Это обусловило накопление в юго-восточной части бассейна преимущественно песчаного материала и интенсивное проникновение в него инфильтрационных вод.

Направление потока подземных вод на северо-запад от Чулымо-Енисейского района отчетливо фиксируется и в современном плане по заметному падению пьезометрических уровней. На карте гидрохимического районирования (прилож. 4) показано, что воды с минерализацией менее 10 г/л, характерные для краевой зоны, продвинулись с этой стороны к центру бассейна в третьем гидрогеологическом комплексе на 600—800 км. Глубоко проникли инфильтрационные воды и в отложения четвертого гидрогеологического комплекса, в котором граница распространения вод с минерализацией до 10 г/л удалена от юго-восточного обрамления на 300—500 км. Только в пятом комплексе воды с высокой минерализацией распространены значительно ближе к обрамлению. Однако характерно, что для этого комплекса нарастание минерализации вод вниз по разрезу идет резко, а целый ряд факторов, как это говорилось выше, свидетельствует о том, что здесь возможно проникновение в низы юрских отложений (в наиболее погруженных частях бассейна) высокоминерализованных вод нижнего структурного этажа. По своему составу слабые рассолы пятого комплекса из Чулымо-Енисейского района похожи на рассолы палеозойских отложений Средне-Сибирской платформы, разубоженные инфильтрационными водами.

По мере продвижения от Чулымо-Енисейского района на север, особенно от Елогуйского выступа, ширина краевой зоны бассейна резко сужается. Здесь воды с минерализацией до 10 г/л в третьем комплексе распространены от обрамления только на 150—200 км, а в нижнем комплексе эта граница проходит вблизи обрамления. Основным фактором, обуславливающим наличие сравнительно неширокой зоны заметного влияния инфильтрационных вод, является то, что поток подземных вод, в связи с резким сужением бассейна к северу и наличием в западных районах мощной толщи глинистых пород, меняет северо-западное направление на северное и северо-восточное. Это отчетливо про-

явилось в гидрохимической зональности. Определенное значение имеет и увеличение крутизны восточного борта впадины по направлению с юга на север, а также то, что инфильтрации вод здесь препятствует наличие мощной толщи многолетней мерзлоты.

Своеобразные условия формирования подземных вод наблюдаются в южных районах бассейна. В Павлодарско-Кулундинском районе основное питание подземные воды получают со стороны Салаира и Горного Алтая. Здесь наряду с направлением потока на север отчетливо прослеживается по пьезоизогипсам частичная разгрузка вод в районах, прилегающих к Казахскому нагорью, что отмечали А. А. Розин, С. В. Егоров и др. Сравнительно небольшая мощность и хорошая проницаемость мезо-кайнозойских пород способствует усилению водообмена. Поэтому со стороны Алтая ширина краевой зоны бассейна велика и достигает 400—500 км.

Казахское нагорье в период формирования артезианского бассейна представляло преимущественно равнинную сушу, и в современном плане оно сравнительно невысоко возвышается над прилегающими к нему участками артезианского бассейна. Кроме того, уже длительный отрезок времени формирование вод здесь идет в условиях недостаточного увлажнения. Иначе говоря, питание подземных вод артезианского бассейна со стороны Казахского нагорья сравнительно невелико, что определяет незначительное проникновение инфильтрационных вод в толщу осадков. Ширина краевой зоны бассейна со стороны Казахского нагорья сужается до 150—100 км и меньше, несмотря на то, что борт впадины здесь пологий, а мощность осадков невелика.

Со стороны Тургайского прогиба поток пресных и солоноватых подземных вод заметно влияет на состав вод прилегающих участков артезианского бассейна, однако это влияние несравненно менее значительно, чем со стороны Енисейского кряжа и Алтая. Ширину краевой зоны здесь определить трудно, так как граница бассейна четко не оконтуривается. Однако можно отметить, что по отложениям третьего комплекса опреснение за счет инфильтрационных вод проявляется до Покровской и даже Тобольской площадей. В нижних горизонтах чехла всего на расстоянии в несколько десятков километров минерализация вод в отложениях готерив-баррема быстро возрастает от 2—3 до 10 г/л и больше. Характерным также является наличие в породах фундамента (г. Тюмень) менее минерализованных вод по сравнению с водами перекрывающих отложений, на что указывали ранее О. В. Равдоникас и Н. Н. Ростовцев (1958). Это также свидетельствует о наличии потока инфильтрационных вод со стороны Среднего Урала в сторону бассейна по выветрелым трещиноватым породам фундамента.

Северный, Приполярный и Полярный Урал, оконтуривающий бассейн с запада, является областью накопления больших масс атмосферных осадков. Мезо-кайнозойские отложения, расположенные на сравнительно приподнятых участках восточного склона Урала, имеют преимущественно песчаный состав, что способствует инфильтрации в них атмосферных вод. Однако с запада ширина краевой зоны бассейна по сравнению с юго-востоком и югом невелика и обычно не превышает 150 км, составляя в среднем около 100 км. Это, по-видимому, связано с тем, что на протяжении основного периода формирования отложений бассейна в районах, прилегающих к западному обрамлению, существовали главным образом морские, часто глубоководные условия осадконакопления. Наличие в меловых отложениях мощных толщ глинистых или алевролитоглинистых пород препятствует проникновению инфильтрационных вод в глубь артезианского бассейна, поэтому здесь хорошо промыты являются лишь породы, залегающие в непосредственной

близости к обрамлению. Очень характерно, что в районах, прилегающих к западному обрамлению, граница распространения вод с пониженной минерализацией вниз по разрезу погружается значительно круче, чем в других районах бассейна.

Мы уже отмечали, что основным направлением движения подземных вод является северное. На юго-востоке оно северо-западное, на юго-западе северо-восточное. В Приуральской полосе, наряду с падением напоров в сторону центральных районов бассейна, отчетливо прослеживается наклон пьезометрической поверхности на северо-восток, почти вдоль структур Урала.

Все это свидетельствует о том, что область разгрузки подземных вод, по-видимому, находится в северных районах, в бассейне Карского моря. Направление потока на север достаточно обоснованно устанавливается не только для современного периода, но и почти для всего времени формирования бассейна. Возможно, что в отдельные отрезки юрского и нижнемелового времени поступление инфильтрационных вод в восточной и даже северо-восточной частях бассейна было большим, чем это имеет место в настоящее время. Однако существование глубокого Колтогорского прогиба («Геология СССР», т. 44), отделявшего в юре и нижнем мелу восточные районы от остальной части бассейна, не дало возможности проникать инфильтрационным водам в глубь бассейна на значительные расстояния и влиять на состав вод.

На формирование подземных вод в краевой зоне артезианского бассейна в отдельных районах заметно влияют местные области разгрузки. Одной из таких областей, как уже отмечалось выше, является территория, прилегающая к северо-восточному склону Казахского нагорья. Здесь за счет разгрузки вод в крупных озерных котловинах и сокращения путей движения потока наблюдается усиление водообмена и как следствие этого — появление опресненных вод на значительных расстояниях от областей питания. В районах разгрузки подземных вод появляются озера с соленой водой. Вполне возможно, что на формирование их солевого состава влияет не только климат, но и условия питания. Соленые озера, питающиеся в значительной степени подземными водами, встречаются и в северо-восточной части бассейна, в районах, прилегающих к левобережью р. Енисея. В этой части бассейна разгрузка вод способствует наличию в отложениях чехла дизъюнктивных нарушений (Садиков, 1961).

О частичной разгрузке подземных вод в Приуральской части низменности свидетельствуют крупные восходящие источники соленых вод, газифицирующих метаном, давно известные в бассейнах рек Сосьвы и Туры (Ковалев, 1960). В районах, прилегающих к Среднему и Северному Уралу, наблюдается аномальное повышение минерализации, температуры и газонасыщенности подземных вод в верхнемеловых отложениях на сравнительно небольших глубинах. По-видимому, это связано с перетоком подземных вод из нижележащих горизонтов юры и нижнего мела, обусловленным наличием глинистого барьера в нижнемеловых отложениях и сужением прибортовой полосы развития более проницаемых пород с юга на север.

Местные области разгрузки подземных вод нижнего гидрогеологического этажа наблюдаются в краевой зоне бассейна в долинах крупных рек. Например, в бассейнах рек Томи и Оби, в районе городов Томска и Колпашево, установлено падение пьезометрических напоров вод в верхнемеловых отложениях от водоразделов к руслам рек. Аналогичная картина наблюдается и на левобережье р. Енисея. В низовьях р. Оби (на участке от пос. Березово до г. Салехарда) падение пьезометрической поверхности в сторону русла реки фиксируется не только

в верхнемеловых отложениях, но и в водоносных горизонтах готерив-баррема.

Однако указанные районы не могут иметь значение региональной области разгрузки. Это подтверждается не только общим характером гидроизопьеиз, но и гидрохимической зональностью бассейна. Еще менее вероятной является разгрузка нижележащих водоносных горизонтов в вышележащие в центральной части бассейна, как это предполагают некоторые исследователи (С. С. Бондаренко и др.). Такому явлению противоречит, в частности, обратная вертикальная зональность в центральных районах бассейна, где вниз по разрезу отмечается некоторое снижение величины минерализации и изменение состава вод вплоть до перехода в хлоридные натриевые воды I типа (Нестеров [и др.], 1964).

Гидрогеологические этажи и комплексы, описанные выше, наиболее отчетливо проявляются в центральной части бассейна. В краевой зоне отложения почти повсеместно представлены более проницаемыми разностями пород — песчаниками, алевролитами, трещиноватыми опоками. Водоупорные глинистые породы, отделяющие верхний этаж от нижнего, здесь, как правило, отсутствуют или залегают в виде отдельных линз, поэтому отложения представляют единую водоносную толщу.

Влияние физико-географических факторов на формирование подземных вод, хорошо прослеживающееся в характере вод верхнего комплекса, в условиях краевой зоны сказывается на значительную глубину, захватывая весь разрез или большую его часть. Как уже отмечалось, в районах аридной зоны питание подземных вод солоноватыми и солеными водами повышает минерализацию вод нижнего этажа, даже на участках, непосредственно примыкающих к обрамлению, в то время как в районах гумидной зоны пресные воды проникают на большие глубины и заметно снижают минерализацию подземных вод нижнего этажа.

В ряде внутренних районов бассейна на большой площади сохранились седиментационные воды, сформировавшиеся в морских условиях, о чем свидетельствует характерный химический облик: повышенное содержание йода, величина отношения хлора к бромю менее 300 и пр.

Накоплению и сохранению седиментационных вод морского генезиса способствовало преобладание процессов погружения внутренних частей бассейна и формирования в них мощных толщ илисто-глинистых осадков. При уплотнении глинистых толщ, под действием нараставших статических нагрузок, в песчаные пласты вытеснялись большие объемы погребенной воды.

Кратковременность периодов с континентальными условиями накопления осадков на большей части бассейна в течение длительного отрезка времени обусловила слабое воздействие инфильтрационных вод на воды, захороненные вместе с осадками. В западной и северной частях бассейна в юрское и меловое время были исключительно морские условия осадконакопления, поэтому здесь существовала наилучшая обстановка для сохранения сингенетических вод морского происхождения.

Преобладание процессов погружения в областях накопления континентальных осадков создало условия, при которых гидростатические давления подземных вод в этих районах были невелики по сравнению с районами накопления морских осадков.

Только в восточной части бассейна некоторые районы испытывали длительное воздымание, в связи с чем на поверхность выходят отложения мелового возраста. В этих районах, как уже отмечалось выше, наблюдается наибольшее влияние инфильтрационных вод.

Далее, на северо-востоке, куда в современном плане направлен поток подземных вод и где питанию их в четвертичное время препятствует мощная толща многолетнемерзлых пород, влияние инфильтрацион-

ных вод проявляется в снижении минерализации подземных вод меловых отложений на значительном удалении от обрамления.

Как уже отмечалось выше, при описании пятого комплекса, на значительной территории солевой состав и минерализация вод изменились, по-видимому, под воздействием рассолов, поступающих из отложений фундамента.

Следует отметить, что в современном плане уклон пьезометрической поверхности подземных вод очень небольшой. Это не создает условий для интенсивного водообмена. В южных, юго-восточных и юго-западных районах, прилегающих к областям питания, отметки уровней подземных вод находятся на 150—200 м абс. высоты. Снижение напорных уровней по мере продвижения к центральным районам и дальше на север идет сначала более быстро, а затем медленнее. Падение напора у обрамления обычно составляет около 1 м/км, далее от районов Тобольска, Омска, Белого Яра к Сургуту уклон изменяется от 0,001 до 0,0001. На участке широтного течения р. Оби напоры подземных вод составляют 50—60 м абс. высоты. От этого района к северу уклон пьезометрической поверхности уменьшается от 0,0001 до 0,00001.

При таких уклонах средние скорости потока подземных вод, по-видимому, измеряются сантиметрами в год или даже долями сантиметров и только в непосредственной близости от обрамления, возможно, десятками сантиметров.

Режим подземных вод только в верхней части первого гидрогеологического комплекса заметно зависит от сезонных колебаний климата, а для всей основной массы подземных вод бассейна влияние климата на режим практически не сказывается.

Характерной особенностью Западно-Сибирского артезианского бассейна является постепенное изменение всех гидрохимических, газовых и других характеристик как в плане, так и по разрезу. Плавное изменение минерализации воды, содержания отдельных микрокомпонентов, изменение состава газа и газонасыщенности, температуры и других показателей вод делают прогнозы изменения качества воды достаточно достоверным даже при сравнительно редкой сети пунктов опробования. Только в нижних горизонтах разреза иногда появляются локальные аномалии, связанные, по всей вероятности, с поступлением газов по дизъюнктивным нарушениям в фундаменте (Толстиков, 1963).

Ресурсы подземных вод артезианского бассейна исключительно велики (сведения о ресурсах приведены в гл. V). Объем статических запасов вод в песчаных горизонтах превышает 1 млн. км³.

Наличие мощных гидравлически связанных между собой водоносных комплексов предопределяет почти повсеместно упругий водонапорный режим на нефтяных и газовых месторождениях, а также на площадях развития промышленных, термальных и лечебных вод.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЕВОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НИЖНЕГО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЭТАЖА

Выделение в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна только краевой и центральной частей не выявляет всех особенностей в гидрогеохимической зональности, на основе которых могли бы решаться вопросы формирования подземных вод и их солевого состава.

Детальное описание подземных вод нижнего гидрогеологического этажа (см. гл. III) по выделенным гидрогеологическим комплексам позволяет отметить дополнительно характерные особенности изменения солевого состава вод в плане и разрезе бассейна.

Для каждого из рассмотренных гидрогеологических комплексов отмечается увеличение минерализации от обрамления к центру бассейна лишь до определенного, характерного для данного комплекса и района значения (см рис 26, 32, 33, 35, 40, 41). Затем наблюдается закономерное снижение минерализации с определенными изменениями в солевом составе подземных вод, что наиболее четко фиксируется изменением натрий-хлорного коэффициента (см рис 27, 29, 30, 36, 39).

В результате, в центральной части бассейна выделяется внутренняя область развития подземных вод пониженной минерализации и своеобразного химического состава, не характерная для большинства артезианских бассейнов платформенного типа. Площадь развития «аномальных» по составу и минерализации вод уменьшается от 0,5 млн км² в юрских отложениях до 50 тыс км² в апт-альб-сеноманских отложениях. Вследствие этого в бассейне выделяется два типа вертикальной гидрохимической зональности (см прилож 4).

Для области, примыкающей к обрамлению и расположенной на расстоянии до 500 км и более от него (назовем ее внешней зоной), отмечается нормальная вертикальная зональность, характеризующаяся увеличением минерализации вниз по разрезу.

Во внутренней области бассейна такая зональность не отмечается и, напротив, наблюдается даже некоторое уменьшение минерализации подземных вод вниз по разрезу. Между внутренней и внешней областями существует переходная зона, характеризующаяся инверсией в составе вод. Ширина этой зоны различна для разных комплексов.

Отметим также ряд интересных характерных особенностей подземных вод внешней и внутренней зон. Вне зависимости от фациальных особенностей водовмещающих пород, для каждого из выделенных гидрогеологических комплексов отмечается достаточно четкая региональная зональность в распределении комплекса тяжелых металлов, определенных спектрометрически из концентратов, соосажденных кадмиевым методом (Ставицкий, Конторович, 1967). Внутренней области бассейна присущ обедненный комплекс металлов, включающий Ti, Ni, Cr, Cu и Mn. Во внешней зоне, кроме перечисленных, почти повсеместно присутствуют V, Bi, Sb, Sn, Zr, Co, Mo и другие металлы. Выше отмечалось, что в водах внутренней зоны обнаруживаются повышенные содержания йода, количество которого в водах внешней и переходной зон даже при минерализации, равной 25—80 г/л, не превышает 10 мг/л и составляет чаще всего 1—5 мг/л.

Следует подчеркнуть, что «перегиб» в изменении приведенных характеристик подземных вод происходит в отложениях различного литофациального облика, находящихся в настоящее время в различных термодинамических условиях, что может свидетельствовать о существовании более общей причины возникновения такой зональности.

Учитывая также, что возраст подземных вод нижнего гидрогеологического этажа, определенный по формуле В. П. Козлова, для большей части бассейна датируется не моложе заключающих их отложений*, для объяснения современной гидрогеохимической зональности необходимо рассмотреть хотя бы в общих чертах историю развития артезианского бассейна.

Вопросы методики палеогидрогеологического анализа для выяснения условий формирования гидрогеохимической зональности бассейна рассмотрены Б. П. Ставицким (Ставицкий, 1969).

* Вывод Б. Ф. Маврицкого о более молодом возрасте подземных вод по сравнению с вмещающими породами центральных частей бассейна сделанный в 1958 г., новым фактическим материалом не подтверждается.

В основу методики палеогидродинамического анализа системы положены количественная оценка и соотношение кратности седиментационного и инфильтрационного водообмена по каждому из выделенных комплексов в периоды наиболее значительных изменений в палеогеографических условиях бассейна седиментации и обрамления, оказывавших соответственно и наибольшее влияние на гидрогеологическую обстановку.

Кратность смены вод за счет отжимаемых поровых растворов, вне зависимости от фациальной обстановки накопления осадков в последующие периоды, рассчитывалась на единичную площадь по соотношению объема отжатой из глин воды и объема пустот коллекторов для каждой из разведочных площадей. В основу расчетов положены суммарные мощности глин и песчаников, подсчитанные по электрокартажным диаграммам, и кривая уплотнения глинистых осадков для Западно-Сибирской низменности, построенная И. И. Нестеровым (1965).

Принятая методика расчета основывается на предложенном ранее А. А. Карцевым (1960) методе количественной оценки числа цикла седиментационного и инфильтрационного водообмена, но позволяет получить более объективные данные по седиментационному водообмену для любой части разреза, для любого отрезка геологического времени и дает возможность картировать полученные величины.

Анализ кратности смены вод с учетом палеогеографической обстановки рассматриваемого периода позволяет более детально охарактеризовать гидродинамические особенности бассейна по каждому из выделенных комплексов, а также показать примерное положение фронта инфильтрационных вод.

Реконструкция палеогидрогеологических условий бассейна на основе принятой методики и палеогеографических схем, составленных М. Я. Рудкевичем в 1964 г., проведена для следующих периодов: нижне-среднеюрского, верхнеюрско-валанжинского, готерив-барремского, апт-сеноманского, турон-палеогенового и верхнепалеоген-четвертичного.

В нижне-среднеюрский период континентальный бассейн седиментации характеризовался интенсивным инфильтрационным водообменом (кратность смены вод много больше 30), в результате чего в отложениях пятого гидрогеологического комплекса могли накапливаться воды сравнительно низкой минерализации гидрокарбонатного и сульфатного типов.

В верхнеюрско-валанжинское время на преобладающей части бассейна накапливались исключительно морские воды хлоридного состава, сингенетичные осадкам.

Зона накопления инфильтрационных вод занимает площадь менее 0,1 млн. км² и приурочена к самой юго-восточной части бассейна. Кратность седиментационного водообмена в рассматриваемый период составила от 0,7 до 3,4 для валанжинских отложений и от 1,0—1,5 до 5—11 — для юрских. Интуитивно можно предположить, что в юрском (V) гидрогеологическом комплексе могли в значительной мере сохраниться накопившиеся ранее воды инфильтрационного генезиса в смеси с отжимаемыми из вышележащих глин водами морского типа. Имеющиеся упрощенные решения о направлении движения отжимаемых поровых растворов (Роза, 1962) не противоречат такому предположению, а наличие в водах континентальных юрских отложений повышенного содержания йода, по крайней мере, в центральной части бассейна подтверждает его.

В готерив-барремское время начавшаяся в верхнем валанжине регрессия моря достигает максимума. Происходит опреснение бассейна с превращением большей части территории в обширные опресненные

лагуны. Рельеф суши резко повышается. При скорости движения подземных вод 5—10 см/год кратность инфильтрационного водообмена составляет для юрских отложений порядка одного, для неокомских — двух-трех. Кратность смены вод в коллекторах за счет отжимаемых поровых растворов составляет при этом для юрских отложений от 1,5—2 (для большей части территории) до 3—11 (в районе Сургутского свода и Юганской впадины) для валанжинских и готерив-барремских отложений 0,3—1,0. Инфильтрационные воды, таким образом, не играют существенной роли в преобразовании ранее сформировавшихся вод валанжинских и юрских отложений, хотя фронт их мог несколько переместиться к центру бассейна.

В апт-сеноманское время зона накопления вод инфильтрационного генезиса занимает значительную площадь бассейна. Оживление тектонической подвижности в пределах обрамления приводит к повышению областей питания, в результате чего следует предположить значительное внедрение инфильтрационных вод в пределы седиментационного бассейна, однако интенсивные процессы уплотнения глинистых пород на данном этапе несколько уменьшают их роль, невеликая влияние высоких областей питания. При скорости движения 10—15 см/год кратность инфильтрационного водообмена для отложений верхнего валанжина и готерив-баррема не превышает 5, а для апт-альб-сеноманских — 10—15. Для отложений юрского комплекса, учитывая значительную глубину их залегания и возможность ухудшения коллекторских свойств в результате эпигенетических процессов, это число будет по крайней мере на порядок меньше. Кратность смены вод в коллекторах центральной части бассейна за счет поровых растворов составляет: для юрского комплекса 5—15, валанжинских отложений 3—10 и готерив-барремских 1—2.

Таким образом, инфильтрационному промыву наиболее подвержены апт-сеноманские и частично готерив-барремские осадки значительно меньше валанжинские и практически не подвергаются юрские осадки. Однако даже по апт-сеноманским отложениям инфильтрационный промыв не захватывает район Сургутского свода.

На формирование современной гидрогеохимической зональности наибольшее влияние оказали палеогидрогеологические условия именно апт-альб-сеноманского периода развития Западно-Сибирского бассейна.

Обширный верхнемеловой — палеогеновый этап имеет сходные условия накопления вод и в целом не играет существенной роли в формировании подземных вод нижележащих комплексов. На большей части территории накапливаются морские осадки с сингенетичными водами.

Кратность смены вод в коллекторах за счет отжатия поровых растворов составляет: для юрских отложений 1—3, валанжинских 2—3, готерив-барремских 1—2 и апт-альб-сеноманских 0,4—1,0, в результате чего фронт инфильтрационных вод апт-сеноманского времени мог значительно передвинуться к обрамлению.

В верхнепалеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды Западно-Сибирский бассейн переживает континентальный этап своего развития. Объем отжимаемых поровых растворов в этот период определяет одно-двукратную смену вод в коллекторах мезозойских отложений. Кратность же инфильтрационного водообмена даже для наиболее промываемого апт-сеноманского комплекса не превышает 0,3—0,5, т. е. за послечеганское время не произошло смены даже одного объема вод, сформировавшихся в бассейне ранее.

Палеогидрогеологический анализ, таким образом, позволяет утверждать, что в отложениях центральной части Западно-Сибирского арте-

зианского бассейна от апт-сеноманского до юрского возраста включительно развиты исключительно отжатые поровые растворы, представляющие измененные воды преимущественно древних морских бассейнов. Существующая гидрогеохимическая зональность бассейна достаточно хорошо согласуется с результатом палеогидродинамического анализа. Палеогидродинамический анализ показывает также, что современная гидрогеохимическая зональность является результатом длительного развития водонапорной системы и преобразования подземных вод под воздействием различных факторов в течение геологического времени.

При этом можно считать (в первом приближении) переходную зону вод повышенной минерализации каждого гидрогеологического комплекса границей вод двух генетических типов: инфильтрационного и седиментационного.

Ведущими факторами формирования солевого комплекса подземных вод центральной части бассейна (наряду с другими) являются состав первично захороненных вод и характер изменения поровых растворов в процессе их отжатия из уплотняющихся глин. Количественная оценка этого явления может быть произведена на основе результатов экспериментальных работ В. Д. Ломтадзе (1954, 1959), П. А. Крюкова (1960—1964) и других, показавших снижение концентрации содержащихся в начальном растворе веществ в последовательно отжимаемых порциях.

В центральных районах Западно-Сибирского артезианского бассейна абсолютная пористость глин на глубинах свыше 2000 м, как правило, не превышает 12—15%, снижаясь до 7—10%. Суммарный объем отжатых из глин поровых растворов с площади 1 м² составляет в среднем 150—250 м³ для юрских и валанжинских отложений и 100—200 м³ для готерив-барремских отложений, что в пересчете на кратность смены вод в коллекторах составляет от 3—5 до 25—30.

При этом объем отжатых вод в интервале пористости меньше 20—25%, т. е. возможного опресняющего раствора, составляет для юрских и валанжинских отложений 30—100 м³ и готерив-барремских 20—40 м³, что в пересчете на кратность смены вод составляет от 1—2 до 5—8. Учитывая наличие мощной толщи глин фроловской свиты, приведенные величины следует считать существенно заниженными, а роль поровых растворов в формировании современной гидрогеохимической зональности весьма значительной.

Последнее подтверждается экспериментальными исследованиями, проведенными Л. И. Флеровой (1966), проанализовавшей поровые растворы, отжатые из аргиллитов, алевролитов и песчаников внутренней области бассейна. По данным Л. И. Флеровой, минерализация поровых растворов из алевролитов и аргиллитов составляет 7,3—8,5 г/л, т. е. значительно ниже минерализации подземных вод, заключенных в коллекторах этого района (13—19 г/л). Смешение отжатых из глин вод пониженной минерализации с пластовыми водами является наиболее вероятной причиной снижения общей минерализации вод района.

Выявление в пределах Западно-Сибирского бассейна вод двух генетических типов, наличие переходной зоны между ними и закономерности в изменении солевого состава в области развития каждого типа создают довольно сложную систему, определение источников накопления компонентов, в которой представляет значительную трудность. Для выявления наиболее общих черт условий соленакопления в водах и изучения связей между отдельными компонентами состава использован метод множественной корреляции (оценка парных и частных коэффициентов корреляции). Различия в корреляционных связях между компонентами солевого состава вод как по отдельным толщам осадков,

так и в зависимости от нахождения их в той или иной гидрогеохимической зоне, дают возможность расшифровывать более определенно характер источников соленакопления и направление возможных процессов преобразования вод.

Характер корреляционных связей между основными солеобразующими компонентами рассмотрен на примере наиболее представительных выборок вод апт-альб-сеноманских и валанжинских отложений, первые из которых являются осадками существенно континентального генезиса и включают преимущественно воды континентального типа; вторые — существенно морские, насыщенные в большей мере отжатыми поровыми растворами.

Корреляционные связи приведены отдельно для компонентов общего солевого состава и щелочных элементов. Значимость коэффициентов корреляции оценена при уровне 0,05

Парные коэффициенты корреляции между компонентами солевого состава подземных вод апт-альб-сеноманских отложений имеют следующие значения.

	Na ⁺	In Ca	In Mg	Cl	In HCO ₃	Br	J
<i>Внутренняя область</i>							
M	0,99	0,84	0,67	0,98	—0,78	0,29	0,69
	Na	0,79	0,69	0,97	—0,76	0,33	0,70
		In Ca	0,55	0,87	—0,86	0,27	0,50
			In Mg	0,70	—0,53	0,25	0,41
				Cl	—0,82	0,30	0,66
					In HCO ₃	—0,33	—0,52
						Br	0,55
<i>Внешняя область</i>							
M	0,98	0,91	0,78	1,0	—0,38	0,91	0,63
	Na	0,89	0,77	0,98	—0,37	0,90	0,62
		In Ca	0,87	0,92	—0,47	0,82	0,51
			In Mg	0,79	—0,40	0,68	0,40
				Cl	—0,41	0,91	0,62
					In HCO ₃	—0,33	—0,19
						Br	0,62

Примечание Коэффициенты корреляции значимо отличны от нуля: 1) для внутренней области при $r \geq 0,50$ (объем выборки $N = 22$); 2) для внешней области при $r \geq 0,20$ (объем выборки $N = 140$), M — общая минерализация

Парные коэффициенты корреляции между компонентами солевого состава подземных вод валанжинских отложений имеют следующие значения.

	Na	In Ca	In Mg	Cl	In HCO ₃	Br	J
<i>Внутренняя область</i>							
M	0,94	0,84	0,03	0,99	—0,48	0,48	—0,22
	Na	0,70	0,13	0,93	—0,38	0,53	—0,07
		In Ca	—0,24	0,88	—0,70	0,28	—0,43
			In Mg	0,0	—0,30	0,22	0,41
				Cl	—0,57	0,46	—0,25
					In HCO ₃	—0,14	0,35
						Br	0,44

	Na	In Ca	In Mg	Cl	In HCO ₃	Br	J
<i>Внешняя область</i>							
<i>M</i>	0,97	0,41	0,28	0,92	0,35	0,79	0,38
	Na	0,28	0,38	0,90	0,41	0,78	0,43
		In Ca	—0,50	0,34	0,68	0,36	0,12
			In Mg	0,27	0,17	0,31	0,21
				Cl	0,29	0,76	0,39
					In HCO ₃	0,38	0,27
						Br	0,56

Примечание Коэффициент корреляции значимо отличен от нуля: 1) для внутренней области при $r \geq 0,22$ (объем выборки $N = 80$); 2) для внешней области при $r \geq 0,20$ (объем выборки $N = 99$).

При рассмотрении парных коэффициентов корреляции между компонентами солевого состава вод апт-сеноманских и валанжинских отложений внешней зоны бассейна отмечается прежде всего различие в характере связи содержания гидрокарбонат-иона с остальными компонентами (в первом случае эта связь обратная, во втором — прямая). Для вод тех и других отложений наиболее сильные связи отмечаются для Na^+ , Cl^- и Br^- с минерализацией и соответственно брома с натрием и хлором. Корреляция Ca^{2+} с Mg^{2+} для вод валанжинских отложений отрицательная, для вод апт-сеноманских отложений — высокая положительная: гидрокарбонат-иона с йодом соответственно положительная и отрицательная.

Характер корреляционных связей компонентов солевого состава вод апт-сеноманских отложений внутренней зоны остается аналогичным внешней, за исключением брома, коэффициенты корреляции для которого с остальными компонентами становятся незначимыми.

Приведенный факт подтверждает отмеченное выше (см. гл. IV) положение о том, что аномалия в составе вод для этих отложений проявляется лишь как тенденция по небольшому числу точек и свидетельствуют о появлении источника брома, не связанного с процессами общего соленакопления. Более существенные изменения в характере корреляционных связей между отдельными компонентами состава вод внутренней зоны по сравнению с внешней отмечаются для валанжинских отложений.

Корреляция гидрокарбонат-иона и йода с большинством компонентов (Na^+ , Ca^{2+} , Cl^-) и величиной общей минерализации становится отрицательной, но между гидрокарбонат-ионом и йодом сохраняется положительной. Ряд связей становится незначимой (магния с величиной минерализации, хлором и натрием и брома с гидрокарбонат-ионом).

По характеру корреляционных связей компонентного состава воды готерив-барремских отложений аналогичны водам валанжинских отложений, юрские воды имеют больше сходства с апт-сеноманскими водами.

Характер корреляционных связей между щелочными и щелочно-земельными элементами иллюстрируется на примере наиболее представительных выборок вод готерив-барремских отложений. Их содержание коррелируется с рассмотренными ранее ионами Na^+ , Ca^{2+} и Cl^- .

Парные коэффициенты корреляции между щелочными и щелочно-земельными элементами состава подземных вод готерив-барремских отложений имеют следующие значения.

	Cl	HCO ₃	J	Na	K	Ca	Li	Sr
<i>Внутренняя область</i>								
pH	-0,26	0,38	-0,12	-0,34	0,16	-0,30	0,27	-0,20
	Cl	-0,49	-0,12	-0,66	0,39	0,66	-0,05	0,52
		HCO ₃	-0,46	-0,07	0,36	-0,42	0,77	-0,41
			J	-0,24	-0,78	-0,37	-0,84	-0,38
				Na	0,30	0,38	0,24	0,15
					k	0,58	0,80	0,57
						Ca	0,18	0,91
							Li	0,17
<i>Внешняя область</i>								
pH	-0,15	-0,28	-0,48	-0,10	0,09	-0,24	-0,31	-0,31
	Cl	0,33	0,05	0,87	0,77	0,88	0,76	0,80
		HCO ₃	-0,11	0,28	0,52	0,45	0,53	0,59
			J	-0,03	-0,08	0,09	0,01	0,07
				Na	0,56	0,65	0,50	0,62
					K	0,81	0,84	0,86
						Ca	0,92	0,91
							Li	0,86
<i>Бассейн в целом</i>								
pH	-0,22	0,21	-0,29	-0,11	-0,09	-0,31	-0,13	-0,32
	Cl	-0,16	-0,05	0,77	0,73	0,85	0,59	0,79
		HCO ₃	-0,03	0,15	0,21	-0,19	0,43	-0,08
			J	0,05	-0,15	-0,15	-0,12	-0,10
				Na	0,55	0,47	0,44	0,48
					K	0,73	0,75	0,78
						Ca	0,70	0,91
							Li	0,72

Примечание Коэффициент корреляции значительно отличен от нуля 1) для внутренней области при $r \geq 0,48$ ($N = 17$), для внешней области при $r \geq 0,36$ ($N = 30$), 3) для бассейна в целом при $r \geq 0,29$ ($N = 47$)

Результаты проведенного анализа позволяют сделать следующие выводы. Накопление в водах K^+ , Li^+ и Sr^{2+} происходит в результате тех же процессов, что и при накоплении Na^+ и Ca^{2+} , имеющих сильную положительную связь с Cl^- и минерализацией. Содержание HCO_3^- , J^- и Br^- во внутренней зоне имеет отрицательную связь с перечисленными компонентами и величиной минерализации, но сильные положительные связи между собой. Их накопление в значительной мере обусловлено, по-видимому, процессами преобразования органического вещества.

Поскольку содержание гидрокарбонат-иона почти на порядок меньше хлора и содержание магния, как правило, не превышает 200 мг/л, общий солевой состав может быть охарактеризован тремя компонентами Cl^- , Na^+ и Ca^{2+} , первый из которых имеет почти функциональную линейную связь с величиной общей минерализации, два других — лишь до минерализации 18—20 г/л. Используя уравнения регрессии для анализа их распределения, можно показать, что с ошибкой не более 5% величина углового коэффициента прямых, выражающих зависимость содержания любого компонента от величины минерализации является количественной мерой содержания компонента в общей минерализации воды. Такая формализация выражения солевого состава позволяет в краткой и конкретной форме дать наиболее общую

характеристику соотношения основных солеобразующих компонентов для всего бассейна в целом или отдельных районов и площадей.

Уравнения регрессии основных солеобразующих компонентов в целом по бассейну для разновозрастных отложений имеют вид.

$Cr_{1ap}-al$	Cr_{2cm}	$Cl^- = 0,622 M - 0,535$	$Na^+ = 0,349 M - 0,019$	$Ca^{2+} = 0,032 M - 0,073$
$Cr_1 h-b$		$Cl^- = 0,617 M - 0,336$	$Na^+ = 0,327 M - 0,262$	$Ca^{2+} = 0,032 M - 0,035$
$Cr_1 V$		$Cl^- = 0,616 M - 0,457$	$Na^+ = 0,290 M - 0,751$	$Ca^{2+} = 0,047 M - 0,191$
J_{1-3}		$Cl^- = 0,611 M - 0,614$	$Na^+ = 0,341 M - 0,137$	$Ca^{2+} = 0,031 M - 0,063$

Приведенные уравнения для Cl^- справедливы при величинах минерализации до 80 г/л (величины, отмеченные в пределах бассейна), для Na^+ и Ca^{2+} лишь до величины 18—20 г/л.

Поскольку для бассейна в целом вне зависимости от гидрогеохимической зоны и литофициального облика пород, вмещающих воды, в интервале минерализации от 1 до 80 г/л коэффициент корреляции Cl^- с минерализацией составляет 0,981—0,999, резкие изменения в содержании Na^+ и Ca^{2+} при достижении 18—20 г/л можно связывать с процессами катионного обмена на границе встречи вод морского генезиса с континентальными фациями, обменный комплекс которых обогащен кальцием.

В терригенных породах всего разреза отложений бассейна хлор отсутствует, поэтому, накопление хлоридов натрия и кальция можно объяснить лишь минерализацией остаточных седиментационных вод морских бассейнов, отжимавшихся в периоды максимального развития морских трансгрессий на территории низменности.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА И АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

ТЮМЕНСКАЯ ЧАСТЬ ПОЛЯРНОГО И ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Обширная малонаселенная территория Приполярного и Полярного Урала характеризуется весьма слабой степенью гидрогеологической изученности. Это объясняется с одной стороны, труднодоступными условиями и суровыми климатическими особенностями территории, с другой — отсутствием промышленных объектов и крупных потребителей подземных вод, что исключало необходимость постановки специальных гидрогеологических исследований. Поскольку подземные воды не являлись объектом самостоятельного изучения, то сведения о них носят чисто рекогносцировочный характер и сводятся к случайному опробованию выходов подземных вод при геологосъемочных и поисково-разведочных работах. Поэтому характеристика их приводится по единичным данным с попыткой некоторого обобщения по отдельным районам.

На гидрогеологические особенности территории значительное влияние оказывает высокая относительная влажность, слабая испаряемость и наличие мощной толщи многолетнемерзлых пород. Установлено, что глубина залегания многолетней мерзлоты под руслами рек в районах Приполярного и Полярного Урала резко увеличивается (Я. М. Гройсман, А. В. Цимбалюк, К. И. Прохорова и др.). Так, под руслом р. Хейги-Яха многолетняя мерзлота встречена на глубине 66,5 м; р. Лонгот-Юган — на глубине 30 м; р. Сандибей — 16 м; р. Харбей — 12 м. Нижняя граница многолетней мерзлоты на Юнь-Ягинском железорудном месторождении залегает на глубине 320—350 м.

По условиям залегания подземные воды подразделяются на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные.

Надмерзлотные воды пользуются почти повсеместным распространением, образуя в некоторых районах верхний водоносный горизонт, залегающий на водоупорном слое — толще многолетнемерзлых пород. Глубина залегания уровня надмерзлотных вод в летнее время колеблется от 2—3 м (в период межени) до выхода на дневную поверхность (в периоды обильных дождей и снеготаяния). В эти периоды наблюдаются наиболее значительные притоки в горные выработки. В зимний период, начиная с ноября, надмерзлотные воды деятельного слоя полностью промерзают, и горные выработки остаются сухими.

Из-за промерзания маломощного водосодержащего слоя в зимний период возможность практического использования вод деятельного слоя исключена. Воды аллювиальных отложений, особенно по долинам наиболее крупных рек, иногда обладают значительными ресурсами и в зимнее время не промерзают на всю мощность подруслового потока. На более мелких реках подрусловой поток в зимнее время промерзает. В аллювиальных песчано-галечниковых подрусловых отложениях рек Ханмея, Харбея, Сандибей, Лонгот-Югана и других мощность водоносных горизонтов изменяется от 2 до 8 м.

Режим надмерзлотных вод всецело зависит от атмосферных осадков и частично от степени оттаивания деятельного слоя многолетней мерзлоты. По своим физическим свойствам и химическому составу надмерзлотные воды являются ультрапресными. Общая минерализация их равна 0,1—0,3 г/л, жесткость не превышает 5 мг·экв/л. По составу воды гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные натриево-кальциевые с высоким содержанием органических кислот.

Наибольший практический интерес представляют межмерзлотные и подмерзлотные воды, особенно в зонах дизъюнктивных нарушений, где отмечается повышенная водообильность. В пределах развития коренных, сильнодислоцированных пород, разбитых трещинами отдельности, создаются благоприятные условия для циркуляции и скопления подземных трещинных вод, особенно в юго-западной части Приполярного Урала. Мощность водоносного горизонта определяется нижней границей зоны трещиноватости, которая иногда распространяется до глубины 220—240 м. Некоторые скважины, пройденные на Харбейском месторождении, вскрыли трещинные напорные воды с общим дебитом до 0,02—0,22 л/сек. Режим трещинных вод зависит от атмосферных осадков, общей расчлененности рельефа и характера речной сети района. В руслах рек, врезанных в коренные породы, в зимний период наблюдается широкое образование наледей, связанных с выходами подземных межмерзлотных, а отчасти и подмерзлотных вод.

Скважинами, пройденными на Харбейском месторождении, встречено три водоносных горизонта. Первый из них — безнапорный — приурочен к контакту четвертичных отложений и коренных пород. Второй — напорный водоносный горизонт зафиксирован в коренных породах на глубине 47—91 м. Дебиты скважин по этому горизонту колеблются от 0,01 до 0,23 л/сек. Глубина залегания третьего водоносного горизонта изменяется в широких пределах — от 140 до 240 м. Как межмерзлотные, так и подмерзлотные воды обычно пресные, величина общей минерализации не превышает 0,2—0,3 г/л, а жесткость 3—4 мг·экв/л. Состав их обычно гидрокарбонатный кальциевый.

ТОМСКАЯ И НОВОСИБИРСКАЯ ЧАСТИ САЯНО-АЛТАЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Северо-западная часть Саяно-Алтайской складчатой системы характеризуется повсеместным развитием дислоцированных пород палеозойского возраста (см. гл. II). Залегают они на сравнительно небольшой глубине и имеют развитую сеть трещин в зоне выветривания, а также в зонах тектонических нарушений. К ним повсеместно приурочены трещинные и трещинно-жильные воды. Весьма ограниченное распространение имеют межпластовые воды отложений юры и палеогена. На палеозойских породах повсеместно развиты преимущественно глинистые четвертичные отложения с водами спорадического распространения.

В пределах рассматриваемой территории можно выделить два гидрогеологических комплекса. К первому отнесены континентальные антропогенные, олигоценные и юрские отложения, ко второму — палеозойские отложения. В большинстве случаев подземные воды внутри выделенных водоносных комплексов гидравлически связаны друг с другом. На отдельных участках отсутствие выдержанных водоупоров ведет к появлению гидравлической взаимосвязи подземных вод обоих гидрогеологических комплексов.

В покровных верхне-среднечетвертичных лёссовидных суглинках, песках, супесях и суглинках на водоупорных породах в зоне аэрации

часто встречается верховодка, образующаяся за счет инфильтрации атмосферных осадков. Залегают верховодки на глубине до 3 м, реже до 6—10 м и характеризуются непостоянным режимом и низкими дебитами. Верховодка часто выклинивается, обуславливая заболачивание склонов долин. По химическому составу вода преимущественно гидрокарбонатная кальциевая, реже сульфатная кальциевая, I и II типов, с минерализацией 0,2—0,7 г/л, иногда до 2,5 г/л. Общая жесткость ее изменяется от 4 до 12 мг·экв/л, местами до 38 мг·экв/л. Вблизи населенных пунктов вода часто загрязнена, в ней отмечается присутствие нитрит-иона в количестве 0,01—1,2 мг/л.

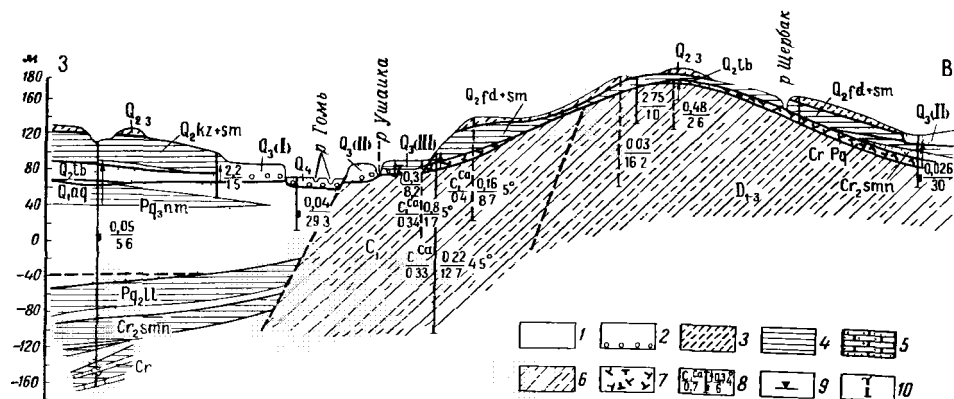


Рис. 42 Схематический гидрогеологический разрез Томь — Яйского междуречья (по В. Д. Рябенко и Л. Ф. Валенюк, 1964)

1 — пески, 2 — пески с гравием и галькой, 3 — суглинки, 4 — глины, 5 — песчанники, 6 — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники и пр. 7 — глины коры выветривания, 8 — скважина, интервал опробования, стрелка — напор подземных вод, в числителе — тип воды по Алейкину, в знаменателе — минерализация, г/л, справа в числителе — удельный дебит л/сек·м, в знаменателе — понижение, м, сбоку — температура воды °С, 9 — уровень грунтовых вод, 10 — скважина, спроектированная на линию разреза.

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения узкими полосами развиты по долинам рек Ушайки, Киргизки, Сосновки, Ини, Омутной и других притоков Оби, Томи и Яи (рис. 42, 43). Подземные воды приурочены к супесчаным, песчаным, песчано-гравелистым и галечниковым отложениям мощностью от 0,2 до 20 м и более. Кровля водовмещающих пород залегает на глубинах от 0,4 до 18 м. Верхние горизонты террас часто сложены относительно водоупорными суглинисто-глинистыми отложениями, что обуславливает напорный характер вод аллювиальных отложений. Зеркало грунтовых и пьезометрическая поверхность напорных вод располагаются на глубинах от 0 до 14 м. Водообильность аллювиальных отложений пестрая и в общем незначительная. Дебиты родников изменяются от 0,005 до 0,4 л/сек, редко достигая 0,6—1,5 л/сек. Дебиты скважин и колодцев колеблются от сотых и десятых долей литра в секунду до 1 л/сек, иногда выше, при понижениях уровня на 0,3—7 м. Удельные дебиты скважин изменяются от десятитысячных долей литра в секунду на метр до 0,2 л/сек·м.

В большинстве случаев воды аллювиальных отложений тесно связаны с подземными водами нижележащих средне-нижнечетвертичных, палеогеновых и палеозойских образований. На отдельных участках разведочными работами были выявлены древние речные долины, заполненные водонесными песчано-гравийными отложениями мощностью от 10 до 20 м.

В мощной существенно глинистой толще озерно-аллювиальных средне-нижнечетвертичных отложений, занимающих обширные междуречные пространства, подземные воды не имеют повсеместного разви-

тия. Водовмещающими являются песчаные, супесчаные и гравийно-галечниковые прослои и линзы мощностью от 0,2 до 10 м, реже до 15 м, федосовской и красnodубровской свит, тобольского и доледникового горизонтов (см. рис. 42, 43). Глубина залегания водоносных отложений колеблется от 0,5 до 30—60 м. Воды обычно напорные, реже безнапорные. Пьезометрическая поверхность их располагается на глубине от 0,2 до 25 м, иногда до 40 м. Напор вод достигает 28 м. Водообильность рассматриваемых отложений довольно неустойчивая и в общем незначительная. Дебиты скважин и колодцев изменяются от 0,0005 до 2,5 л/сек

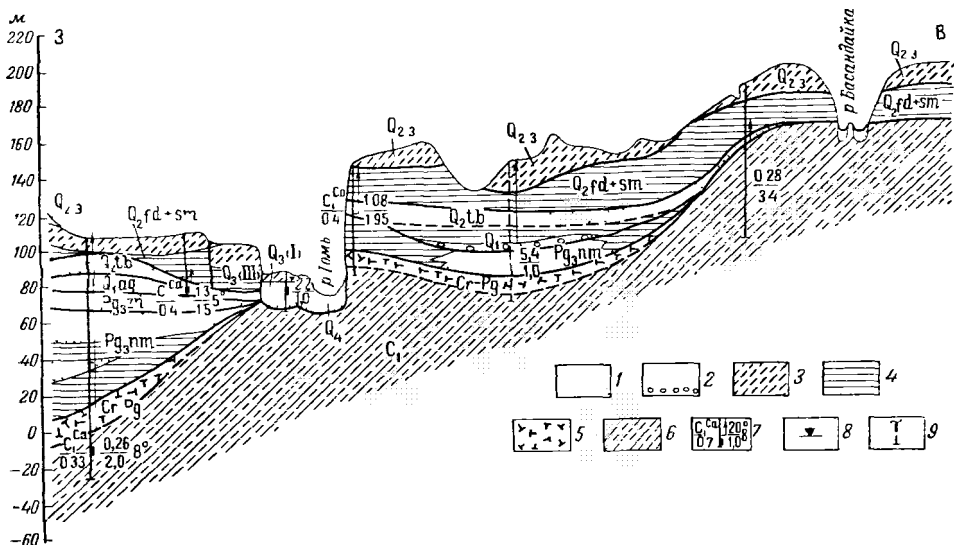


Рис. 43 Схематический гидрогеологический разрез междуречья Томь — Басандайка (по Л. Ф. Валенюк, 1964)

1 — пески, 2 — пески с гравием и галькой, 3 — суглинки, 4 — глины, 5 — глины коры выветривания, 6 — глинистые сланцы, песчаники, аргиллиты, алевролиты, 7 — скважина, интервал опробования, стрелка — напор подземных вод, слева в чистоте — тип воды, по Алейкину, в знаменателе — минерализация воды, г/л, справа в чистоте — тип воды, по Алейкину, в знаменателе — минерализация воды, г/л, справа в чистоте — тип воды, по Алейкину, 8 — минерализация воды, г/л, 9 — справа в чистоте — тип воды, по Алейкину, 10 — знаменатель — минерализация воды, г/л, слева в чистоте — тип воды, по Алейкину, 11 — знаменатель — минерализация воды, г/л, справа в чистоте — тип воды, по Алейкину.

при понижении уровня на 0,25—20 м. Удельные дебиты скважин составляют 0,001—0,6 л/сек·м. Воды нижне-среднечетвертичных отложений интенсивно дренируются речной сетью района. Дебиты родников обычно колеблются от 0,01 до 0,8 л/сек, редко понижаясь до 0,005 л/сек и повышаясь до 1—1,6 л/сек. Часто воды этих отложений гидравлически связаны с водами нижележащих палеогеновых и палеозойских пород.

Минерализация вод обычно составляет 0,1—1 г/л. По составу они гидрокарбонатные кальциевые и магниевые, реже натриевые I и II типов. Общая жесткость вод изменяется от 1 до 15 мг·экв/л, преобладающее значение имеют воды с жесткостью до 8 мг·экв/л. В южной части территории в пределах населенных пунктов, по-видимому, вследствие загрязнения иногда отмечается повышение минерализации подземных вод четвертичных отложений до 1,5—2 г/л. В северной части территории в водах четвертичных отложений вблизи населенных пунктов отмечается наличие нитрит-иона в количестве от 0,01 до 0,6 мг/л. Иногда присутствует железо в количестве до 7 мг/л.

Олигоценные отложения в пределах рассматриваемой площади имеют локальное распространение, приурочиваясь к отдельным эро-

зионно-тектоническим впадинам в палеозойских породах северной части Колывань-Томской складчатой зоны (см. рис. 43). Подземные воды в них приурочены к разнозернистым пескам с гравием и галечником мощностью 7—25 м. Перекрываются они разновозрастными глинами, глинистыми покровными отложениями или аллювиальными породами. Глубина залегания водоносных отложений колеблется от 0,5 до 80 м. Подстилаются они палеогеновыми глинами и глинами коры выветривания, а иногда и водоносными палеозойскими породами. Воды олигоценых отложений напорные. Пьезометрическая поверхность их располагается на глубине от 1 до 38 м. Напор вод достигает 33 м. Дебиты скважин изменяются от тысячных долей литра в секунду до 2 л/сек, редко до 4 л/сек при понижениях уровня на 0,4—16 м. Удельные дебиты скважин составляют 0,001—0,27 л/сек м и более. В долине рч. Басандайки олигоценым водоносным отложениям обязан ряд родников с дебитом от 0,001 до 0,5 л/сек, реже до 1,8 л/сек. Воды олигоценых отложений пресные, с минерализацией до 0,5 г/л, гидрокарбонатные кальциевые и магниевые I и II типов.

Юрские песчаники и конгломераты с отдельными слоями аргиллитов и алевролитов распространены в пределах Доронинской впадины, вытянутой в широтном направлении. При общей мощности юрских отложений до 1000 м и более вскрытая и изученная часть разреза не превышает 100—120 м. В кровле водоносных юрских отложений залегают суглинки и глины красnodубровской, кочковской и аральской свит. Глубина залегания водоносных горизонтов юры колеблется от 20 до 70 м. Воды юрских отложений, как правило, напорные. Пьезометрическая поверхность их располагается на глубине от 17 м ниже уровня земли до 9 м выше его. Общее понижение пьезометрической поверхности отмечается с юга на север к долине р. Ини. По долинам рек, где юрские породы выходят на поверхность, встречаются родники с дебитами до 1—3 л/сек.

Породы юры характеризуются высокой водообильностью. Дебиты самоизливов отдельных скважин достигают 4—24 л/сек при понижениях уровня до 5 м, удельные дебиты составляют 0,6—6 л/сек·м (табл. 32).

Дебиты эксплуатационных на воду скважин в северной части впадины составляют 0,4—2,4 л/сек при понижениях уровня на 2—22 м. Удельные дебиты этих скважин изменяются от 0,1 до 1,2 л/сек·м. Температура вод юрских отложений равна 8—10°C. Воды юрских отложений пресные с минерализацией от 0,24 до 0,9 г/л, в основном гидрокарбонатные кальциевые с повышенным содержанием хлоридного и сульфатного ионов. Общая жесткость вод изменяется от 0,5 до 6,5 мг-экв/л.

Подземные воды, приуроченные к региональной мелкой трещиноватости палеозойских пород в зоне выветривания, образуют сплошной водоносный горизонт. В Инском заливе Кузбасса и Горловской грабен-синклинали водовмещающими породами являются трещиноватые песчаники, аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы и пласты угля каменноугольного и пермского возраста. Глубина залегания трещинных вод изменяется в пределах от 8 до 70 м. Воды пермско-каменноугольных отложений напорные, пьезометрические уровни в скважинах устанавливаются на глубине 6—12 м от дневной поверхности. Иногда скважины самоизливают. Водообильность трещинного водоносного горизонта незначительна. Относительно водообильными являются горизонты трещиноватых песчаников, где дебиты скважин достигают 2 л/сек и более при понижениях уровня до 15 м. Обычно дебиты скважин не превышают 1 л/сек при значительных понижениях уровня. Слабую водообильность угленосных отложений характеризуют незначительные при-

Таблица 32

Некоторые данные о подземных водах Колывань-Томской складчатой зоны

Местоположение скважин	Интервал опробования, м	Статический уровень, м	Дебит, л/сек
	Геол. возраст	Абс. отн. уровня, м	Удельный дебит, л/сек м
Болотнинский р-н			
Г Болотное, ж-д станция, скв 6	73,8—106	54,0	4,19
	C ₁	146,0	0,28
Свх Ояшинский, центральная усадьба, скв. 4256	70—105	8,5	2,5
	C ₁	166,5	0,38
Тогучанский р-н ст Восточная, скв 4718	18—50	4,0	6,2
	D ₃	246,0	0,8
Пос Горный	59—89,7	6,5	3,0
	D ₂	250,6	0,22
Ст Курундус, скв 4857	25—42	6,0	4,0
	C ₂ —P ₁	234,0	0,22
В 6 км севернее сел Лебедево, скв 10	26—101,5	—6,2	24,6
	J ₁₊₂	196,4	4,5
Новосибирский р-н			
Г Новосибирск, Заельцовский р-н, пос Карьер Мочище	46—90	13	3,32
	гранит	164	0,12
Г Новосибирск, Первомайский р-н	18,5—24,5	13,0	1,39
	D ₃ —C ₁	101,0	0,7
Г Новосибирск, Академгородок, скв Занспл	26—100	14,6	25,0
	D ₃ —C ₁	113	6,2
Пос Ленинский, свх Барлакский, ферма № 2	83—97	8,5	1,66
	D ₃ —C ₁	175,5	0,05
Искитимский р-н			
Г Искитим, скв 14	27,5—61,3	17,0	2,2
	D ₃	115,6	0,19
В 6 км юго-восточнее сел Ворошилово ферма № 3, свх Степной, скв 3169	46—76,6	7,5	2,0
	D ₃ —C ₁	247,5	0,07
Пос Бердь	22,8—26,2	11,0	0,44
	al Q _{II}	117,2	0,66
Сузунский р-н			
Сел Битки	75—79	18,0	5,0
	D ₃	192,0	0,3
Сел Мышланка	15,9—25,4	8,0	1,0
	Q _{II} krd	222,0	0,1
Ордынский р-н			
Сел Милованово	8—18	1,4	0,7
	D ₃ —C ₁	116,4	0,36

Продолжение табл. 32

Местоположение скважин	Интервал опробования, м	Статический уровень, м	Дебит, л/сек
	Геол. возраст	Абс. отм. уровня, м	Удельный дебит, л/сек·м
Черепановский р-н			
Ст. Черепаново, мясоптищекомбинат	48,7—19,7	5,0	2,34
	D ₃ —C ₁	278,0	0,1
Пос. Листвянский	11—25	2,5	0,61
	C ₁ —P	190,9	0,15
Сел. Шурыгино	17—30	16,4	1,6
	Q _{II} krd	233,6	0,35
Томский р-н			
Дер. Заварзино	14—18,3	14	0,02
	1a1 Q ₂ +b	140,6	0,02
Дер. Копылова	23,9—28	12	0,04
	Pg ₃ пп	142,1	0,01
Г. Томск	30—143	+0,5	7,6
	C ₁	107,9	1,7
Дер. Новомичайловка	80—155	26,9	0,47
	C ₁	154,7	0,19

токи воды при проходке стволов шахт на Завьяловском и Листвянском месторождениях (см. гл. VII).

В пределах Кольвань-Томской складчатой зоны и Инского залива Кузбасса широко распространены водоносные отложения верхнего девона и нижнего карбона. Водовмещающими породами являются трещиноватые глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки, конгломераты и аргиллиты. Глинистые продукты коры выветривания часто служат водоупорной кровлей. В ряде мест кора выветривания отсутствует, что обуславливает взаимосвязь трещинных вод с водами вышележащих палеогеновых и четвертичных отложений (см. рис. 42, 43). В долинах рек подземные воды нижнекаменноугольных и верхнедевонских пород залегают на глубине до 30 м, реже до 40 м. С удалением от рек глубина залегания трещинных вод увеличивается до 60—140 м. Воды в большинстве случаев напорные. Пьезометрическая поверхность располагается на глубинах 0,5—50 м. В долинах рек пьезометрические уровни лежат близко к дневной поверхности, на глубине 0,5—20 м, а на повышенных участках рельефа на глубинах 20—50 м. Иногда в долинах рек появляются восходящие источники, а скважины фонтанируют.

Расходы многочисленных родников в долинах рек составляют 0,01—0,5 л/сек, редко достигая 1—10 л/сек. Дебиты скважин, эксплуатирующих эти воды, изменяются от 0,1 до 12,5 л/сек при понижениях уровня на 0,25—58 м. Удельные дебиты 0,004—2,7 л/сек·м. Водообильность пород резко меняется даже на весьма небольших расстояниях. Столь резкая разница в дебитах и удельных дебитах скважин объясняется, видимо, и тем, что рядом скважин вскрыты воды зон тектонических нарушений. Обычно дебиты скважин, вскрывших трещинные воды, составляют 0,1—6 л/сек при понижениях уровня на 3—40 м. В се-

веро-западной части Колывань-Томской складчатой зоны выявлена область повышенной водообильности, совпадающая с Семилуженской зоной разлома. Удельные дебиты скважин этой области обычно больше 0,5 л/сек·м. В южной части описываемой территории повышенная водообильность палеозойских отложений девона и карбона отмечается в долинах рек, где палеозойские породы непосредственно перекрываются водоносными аллювиальными отложениями. Дебиты скважин здесь достигают 8—12,5 л/сек при понижениях уровня на 1—30 м, а удельные дебиты до 1 л/сек·м и больше. Обводненные тектонические нарушения в северной части Колывань-Томской, складчатой зоны ориентированы в северо-восточном и северо-западном направлениях. Многие из родников, выходящих в долине рч. Ушайки, приурочены к более или менее крупным тектоническим зонам. Расходы их достигают 1,5 л/сек и обычно выше расходов родников, обязанных трещинным водам зоны выветривания.

Трещиноватые водоносные породы среднего девона распространены в пределах Колывань-Томской складчатой зоны и по окраинам Салаира. Представлены они алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками, порфиритами, альбитофирами, туфами, вулканическими брекчиями, конгломератами, известняками, мергелями.

Глубина залегания подземных вод изменяется от 4 до 70 м. Воды среднедевонских отложений напорные. Пьезометрическая поверхность их располагается на глубине от 1 до 30 м. Напор вод достигает 65 м. Водообильность пестрая. Дебиты родников изменяются от 0,02 до 0,5 л/сек, а по скважинам составляют 0,06—1,5 л/сек при понижениях уровня на 2—31 м. Удельные дебиты равны 0,003—0,5 л/сек·м.

Породы кембрийского возраста, распространенные на Салаире и северо-западных отрогах Кузнецкого Алатау, представлены сильно-трещиноватыми эффузивами, песчаниками, метаморфическими сланцами, известняками, конгломератами, роговиками, кварцитами. Изучены воды кембрийских отложений очень слабо. Установлено, что при проходке разведочных скважин в породах печеркинской свиты наблюдалось поглощение промывочной жидкости с расходом до 2 л/сек. В долинах рек часто отмечаются родники, дебиты которых обычно не превышают десятых и сотых долей литра в секунду, редко достигая 1 л/сек. На северо-восточном склоне Салаирского кряжа по долинам рек наблюдаются выходы родников, связанных с зонами тектонических нарушений. По левобережью р. Волотомихи из раздробленных пород вблизи зоны нарушения прослежено большое количество восходящих источников с дебитом от 0,3 до 2 л/сек.

Верхнепалеозойские гранитоиды новосибирского и колыванского комплексов также разбиты сетью трещин выветривания. Мощность трещинной водоносной зоны достигает 40 м. Вскрыты воды гранитоидов многими буровыми скважинами и карьерами на глубинах от 3 до 44 м в долине р. Оби и до 107 м на водораздельных участках.

Воды гранитоидов напорные. Пьезометрические уровни в скважинах устанавливаются на глубинах до 42 м. Общее снижение пьезометрической поверхности наблюдается к долине р. Оби. Дебиты скважин колеблются от 0,07 до 4 л/сек при понижениях уровня на 0,6—84 м. Удельные дебиты скважин составляют 0,001—0,7 л/сек·м. В карьере «Борок» средний приток воды на 1 м² площади разработки гранитов при понижении уровня на 1 м составил 12 л/сек. В районе г. Новосибирска в каменных карьерах отмечены родники из гранитов с дебитами до 0,2 л/сек. Подземные воды интрузий часто тесно связаны с водами вышележащих четвертичных отложений.

Таблица 33

Химические анализы подземных вод Колыань-Томской складчатой зоны

Местонахождение скважины	История опробования, м	Минерализация, мг/л	Содержание компонентов, $\frac{\text{мг/л}}{\text{мг-экв \%}}$					Общая жесткость, мг-экв/л	Формы химического состава
			Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	
Болотининский р-н									
Г. Болотное, ж.-д. станция	73,8-103	418	0,71 0,2	2,88 0,6	469,7 94,9	24,84 13,9	94,59 50,7	24,08 25,5	M _{0,4} Ca 51 Mg 25 Na 14 HCO ₃ 95
Сая Озунский, центральная скважина	70-105	592	16,92 4,8	27,15 5,7	549,0 89,5	66,93 29,0	31,17 44,7	31,56 27,3	M _{0,5} Ca 45 Na 29 Mg 27 HCO ₃ 89
Тогуучинский р-н									
Ст. Восточная	19-30	316	4,0 1,7	10,29 2,3	359,9 96,0	16,1 11,2	92,18 74,0	11,14 14,8	M _{0,3} HCO ₃ 96 Ca 74 Mg 15
Пос. Горный	56-80,7	170	2,98 3,2	Сл.	146,4 96,8	35,88 58,2	16,19 29,9	9,93 11,91	M _{0,2} HCO ₃ 97 Na 38 Ca 30 Mg 12
Ст. Курундус	25-42	364	3,34 1,27	15,63 4,33	465,6 94,2	35,65 21,95	62,13 44,4	29,26 33,6	M _{0,4} HCO ₃ 94 Ca 44 Mg 34 Na 22
В 6 км севернее ст. Лебедево	26-101,5	450	9,0 3,13	36,2 9,37	402,6 87,5	74,29 40,37	54,18 33,75	25,22 25,88	M _{0,4} HCO ₃ 88 SO ₄ 9 Na 40 Ca 34 Mg 26
Новосибирский р-н									
Г. Новосибирск, Завельцовский р-н, пос. Карьер Мышце	46-80	436	4,97 1,8	3,29 0,9	463,6 97,1	19,32 10,8	60,69 38,9	47,89 50,3	M _{0,4} HCO ₃ 97 Mg 50 Ca 30 Na 10
Г. Новосибирск, Первомайский р-н	18,5-24,5	980	116,41 23,0	62,53 9,15	433,1 49,97	12,88 3,94	221,4 77,7	31,63 18,29	M _{0,9} HCO ₃ 50 Cl 23 SO ₄ 9 Ca 78 Mg 18 Na 4
Г. Новосибирск, Советский р-н, Академгородок, скв. 3-кв. 10	25-100	366	1,97 0,71	He о.п.и.	492,6 93,09	16,32 10,01	77,32 54,45	30,71 35,54	M _{0,4} HCO ₃ 93 Ca 54 Mg 36 Na 10

Пос. Ленинский сел. Бар- засский, ферма № 2	83-97	406	$\frac{10,0}{3,67}$	$\frac{13,98}{3,81}$	$\frac{390,4}{83,99}$	$\frac{57,96}{33,07}$	$\frac{79,68}{62,1}$	$\frac{13,83}{14,86}$	5,09	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3,84}{Ca,52 Na,33 Mg,15}$
Сузунский р-н										
Сел. Битки	75-79	470	$\frac{1,98}{0,5}$	$\frac{6,58}{1,0}$	$\frac{301,2}{89,0}$	$\frac{71,76}{34,0}$	$\frac{71,85}{39,0}$	$\frac{81,01}{27,0}$	6,1	$M_{0,5}$ $\frac{HCO_3,89}{Ca,39 Na,34 Mg,27}$
Сел. Мышанка	15,9-26,4	514	$\frac{47,0}{17,7}$	$\frac{23,0}{5,3}$	$\frac{427,0}{77,0}$	$\frac{17,2}{13,7}$	$\frac{113,4}{54,8}$	$\frac{34,9}{31,5}$	8,5	$M_{0,5}$ $\frac{HCO_3,77 Cl,18}{Ca,55 Mg,31 Na,14}$
Ордынский р-н										
Сел. Миловолю	8-18	342	$\frac{5,97}{2,7}$	$\frac{4,11}{1,4}$	$\frac{366,0}{95,9}$	$\frac{37,49}{25,0}$	$\frac{43,25}{34,5}$	$\frac{30,01}{39,5}$	4,0	$M_{0,3}$ $\frac{HCO_3,96}{Mg,40 Ca,34 Na,24}$
Черепановский р-н										
Ст. Черепаново, мясо- птицекомбинат	48,7-197	590	$\frac{125,31}{33,52}$	$\frac{62,5}{12,3}$	$\frac{347,7}{54,13}$	$\frac{83,03}{34,25}$	$\frac{74,25}{35,14}$	$\frac{39,20}{30,53}$	6,4	$M_{0,6}$ $\frac{HCO_3,54 Cl,34 SO,12}{Ca,35 Na,34 Mg,31}$
Пос. Листовский	11-25	380	$\frac{3,49}{1,8}$	$\frac{2,47}{0,8}$	$\frac{333,8}{96,7}$	$\frac{38,81}{24,5}$	$\frac{54,0}{45,0}$	$\frac{22,27}{30,5}$	4,33	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3,97}{Ca,45 Mg,31 Na,24}$
Сел. Шурыно	17-30	406	$\frac{2,94}{1,1}$	Не обн.	$\frac{451,4}{99,9}$	$\frac{10,8}{6,2}$	$\frac{91,0}{69,8}$	$\frac{30,0}{24,0}$	7,0	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3,99}{Ca,70 Mg,24 Na,6}$
Искитимский р-н										
Пос. Борь	22,8-26,2	364	$\frac{2,0}{0,7}$	$\frac{7,4}{3,5}$	$\frac{390,0}{95,8}$	$\frac{33,3}{21,0}$	$\frac{76,7}{58,0}$	$\frac{18,7}{21,0}$	5,2	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3,95}{Ca,58 Mg,21 Na,21}$
Г. Искитим	27,5-61,3	430	$\frac{1,98}{0,6}$	$\frac{9,23}{2,02}$	$\frac{475,8}{92,64}$	$\frac{48,99}{25,3}$	$\frac{83,02}{49,17}$	$\frac{26,17}{25,53}$	6,2	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3,93}{Ca,49 Mg,26 Na,25}$
Сох. Степной, ферма № 3	46-76,6	420	$\frac{14,56}{5,43}$	$\frac{19,33}{5,29}$	$\frac{411,75}{189,28}$	$\frac{69,69}{40,08}$	$\frac{63,13}{41,67}$	$\frac{16,81}{19,25}$	4,33	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3,89}{Ca,42 Na,40 Mg,18}$
Томский р-н										
Дер. Заварзино	аЮз	192	$\frac{9,78}{8}$	$\frac{23,44}{13}$	$\frac{170,85}{79}$	$\frac{19,09}{24}$	$\frac{32,82}{46}$	$\frac{13,32}{30}$	2,73	$M_{0,2}$ $\frac{HCO_3,73 SO,13 Cl,8}{Ca,46 Mg,30 Na,24}$
Дер. Ново-Михайловка	С ₁	322	$\frac{5,32}{2,3}$	$\frac{2,46}{0,8}$	$\frac{381,37}{96,9}$	$\frac{20,93}{14,11}$	$\frac{4,51}{69,89}$	$\frac{1,03}{15,95}$	5,54	$M_{0,3}$ $\frac{HCO_3,97}{Ca,70 Mg,16 Na,14}$

Трещинные и трещинно-жильные воды палеозойского обрамления имеют, в общем, однотипный химический состав (табл. 33). Почти повсеместно они пресные с минерализацией 0,12—0,7 г/л, чаще 0,2—0,5 г/л, гидрокарбонатные кальциевые и магниевые I, реже II типов. Общая жесткость вод изменяется от 1,5 до 17 мг-экв/л, чаще всего она меньше 8 мг-экв/л. Нитрит-ион обнаружен в значительном количестве проб от 0,01 до 0,8 мг/л, по-видимому, он большей частью неорганического происхождения. В значительном числе проб отмечено присутствие железа в количестве 0,01—0,8 мг/л.

По данным П. А. Удодова, В. М. Матусевича и Н. В. Григорьева (Удодов, Матусевич, 1964; Удодов, Матусевич, Григорьев, 1965), воды тектонических нарушений в северной части Колывань-Томской складчатой зоны отличаются от вод зоны выветривания несколько повышенной величиной общей минерализации (от 0,5 до 1 г/л), более пестрым составом макрокомпонентов, повышенным содержанием CO_2 (до 0,4 г/л), высокой щелочностью, наличием сульфат-иона (до 0,06 г/л). В катионном составе этих вод магний иногда преобладает над кальцием, в них отмечается закисное железо и повышенное содержание хлора. Характеристика микрокомпонентного состава этих вод приведена в гл. VI.

Отмечается некоторое увеличение минерализации вод палеозойских отложений до 1 г/л и более в северной оконечности Колывань-Томской складчатой зоны.

Основным источником питания подземных вод рассматриваемой части палеозойского обрамления являются инфильтрующиеся атмосферные осадки. При региональном направлении потока подземных вод в сторону Западно-Сибирского и Кузнецкого артезианских бассейнов отмечаются местные направления движения к долинам рек.

АРКТИЧЕСКИЕ ОСТРОВА

На территории рассматриваемых островов первый от поверхности водоносный горизонт представлен толщей нерасчлененных четвертичных отложений. Как уже упоминалось выше, это речные, озерные, морские и ледниковые отложения, представленные песчаным, глинистым и супесчано-суглинистым материалом, галькой и валунами с суглинистым цементом. Мощность всей этой толщи, по-видимому, не превышает 50—100 м. Если это так, тогда на островах подземные воды четвертичных отложений полностью проморожены. Исключением могут быть лишь небольшие отепленные участки под водами рек и озер. Подрусловые воды, по-видимому, могут быть в жидкой фазе только тогда, когда подстилающие породы являются водопроницаемыми на глубину более зимнего промерзания.

Под зеркалом озер, при хорошей пористости подстилающих пород и большой их мощности, запасы пресных вод, которые могут быть рекомендованы для целей водоснабжения, по-видимому, будут значительными и неплохими по качеству.

Надмерзлотные же воды на островах практического значения не имеют, так как деятельный слой измеряется сантиметрами, вследствие чего ресурсы их ничтожно малы. Кроме того, воды этого горизонта большую часть года (до 10 месяцев) находятся в твердой фазе из-за короткого летнего периода.

Подземные воды меловых отложений на рассматриваемых островах могут быть вскрыты при благоприятных коллекторских свойствах на глубинах 200—250 м в зоне положительных температур и температурах порядка 1—2° ниже нуля при повышенной минерализации.

Основным источником питания подземных вод меловых отложений и подстилающих пород могут быть как воды Карского моря, так и инфильтрационные воды материка, поглощение которых происходит под водами рек и озер через сквозные талики и отепленные зоны тектонических нарушений.

Питание подземных вод со стороны моря было установлено Н. И. Обидиным (1958) в 1952—1953 и 1954 гг. при разведочном бурении на советских рудниках о. Шпицберген и В. М. Пономаревым на р. Амдерме и о. Вайгач — при бурении и работах на руднике. И там и тут минерализация вскрытых подземных вод достигала 40 г/л. По солевому составу и те и другие являются хлоридными натриевыми.

Сравнительно невысокая (5—15 г/л) минерализация подземных вод отложений мела и юры севера Западно-Сибирской низменности свидетельствует не только о формировании их в опресненном морском бассейне, но, по-видимому, и о смешивании захороненных вод с инфильтрационными после выхода из-под уровня моря. Общее же движение их, несомненно, имеет северное направление — со стороны материка в сторону морского бассейна.

Для крайнего севера Арктики, где мощность многолетней мерзлоты достигает 200—300 м и более, очаги разгрузки подземных вод и поглощения поверхностных вод имеют локальный характер распространения и приурочены преимущественно к местам тектонических нарушений, глубоким озерам и рекам, под которыми талые породы являются водопроницаемыми. Вещественный же состав четвертичных и меловых отложений рассматриваемых островов и смежной прикарской низменности представлен в значительной своей части пластами водонепроницаемых глинистых образований. При таком литологическом составе пород и наличии мощной толщи монолитной мерзлоты говорить о распространении пресных подземных вод на островах у нас нет оснований. К тому же воды меловых и юрских отложений (ниже многолетней мерзлоты) находятся в зоне затрудненного водообмена.

Можно предполагать, что воды мела и юры должны быть хлоридными натриевыми с минерализацией 25—40 г/л и выше на глубинах 2000—4000 м и 15—20 г/л на глубинах до 2000 м.



СУЩЕСТВУЮЩЕЕ И ВОЗМОЖНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Изложенные выше материалы показывают, что Западно-Сибирский артезианский бассейн обладает крупнейшими ресурсами разнообразных по своему химическому составу и физическим свойствам подземных вод, представляющих интерес для водоснабжения, бальнеологии и химической промышленности. Естественно, что на огромной территории, занятой артезианским бассейном, состав вод, их минерализация, температура, содержание и виды бальнеологически активных компонентов, а также элементов, имеющих промышленную ценность, значительно изменяются как по площади, так и в разрезе. Меняются и условия получения вод, поэтому в одних районах можно с наибольшим экономическим эффектом получать воды, пригодные для одних целей, в других — для других.

Чтобы отразить эти моменты, имеющие большое практическое значение, составлена карта народнохозяйственного использования подземных вод бассейна (прилож. 5), на ней показаны районы и условия получения подземных вод того или другого типа для удовлетворения различных потребностей народного хозяйства и дана в изолиниях величина подземной составляющей речного стока (по данным Ю. В. Махнева), отражающая естественные ресурсы подземных вод первого гидрогеологического комплекса. Модуль подземного стока закономерно нарастает от нуля в самых южных районах низменности, где подземный сток практически отсутствует (бессточные области Кулундинской степи), до 4 л/сек с 1 км² в районе Сибирских увалов. На территории горноскладчатого обрамления артезианского бассейна в пределах Томской и Новосибирской областей модуль подземного стока лежит в пределах 0,5—1,0 л/сек с 1 км². Для восточных склонов Полярного и Приполярного Урала (Тюменская область) данных о стоке нет.

Хозяйственное значение подземных вод горноскладчатых областей описываемой территории сравнительно невелико и слабо изучено. Характеристика значения этих вод схематичная.

ИСТОЧНИКИ ВОДОСНАБЖЕНИЯ

ТЮМЕНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Тюменская область обладает значительными ресурсами пресных подземных вод. Как правило, пресные воды можно получить почти на всей ее громадной территории. Разнообразие природно-климатических и гидрогеологических условий на территории области обуславливает существенно разные условия использования подземных вод как источника водоснабжения в ее южной, средней и северной частях (см. прилож. 5).

Северные районы расположены в зоне многолетней мерзлоты, что создает специфические условия залегания, формирования и использования подземных вод.

Южные районы области в пределах сельскохозяйственной зоны характеризуются преимущественно неустойчивым увлажнением, что обуславливает широкое развитие здесь процессов континентального засоления подземных вод и значительные трудности в организации водоснабжения за счет пресных подземных вод.

Средняя часть области, находящаяся в гумидной зоне, в полосе избыточного и весьма избыточного увлажнения, южнее границы многолетней мерзлоты, характеризуется благоприятными условиями для накопления значительных ресурсов пресных подземных вод и их использования как источника водоснабжения.

Роль подземных вод как источника водоснабжения населенных пунктов области с каждым годом возрастает. Бурением водоснабженческих скважин занимаются Тюменское геологическое управление, Тюменский областной отдел водного хозяйства и ряд других организаций. Буровые на воду скважины пробурены и эксплуатируются во многих населенных пунктах области. Групповых водозаборов нет.

В пределах северной и средней частей области повсеместно пресными являются подземные воды антропоген-олигоценых отложений. Узкой полосой вдоль восточного склона Полярного и Приполярного Урала пресные воды прослеживаются в эоценовых и верхнемеловых отложениях второго гидрогеологического комплекса (см. прилож. 5). Мощность зоны пресных вод изменяется от первых десятков метров до 300—400 м в районах древних погребенных долин северных рек и Мансийской синеклизы. Мощность зоны пресных вод на Полярном и Приполярном Урале не установлена и, вероятно, измеряется сотнями метров.

В области многолетней мерзлоты, в поясах двухслойного и сплошного развития мерзлых толщ, условия поисков и использования подземных вод для водоснабжения населенных пунктов крайне сложны, так как подземные воды здесь находятся большей частью в твердой фазе.

Надмерзлотные воды деятельного слоя широко использует местное население в летне-осеннее время посредством копанных колодцев. В санитарном отношении эти воды самые неблагоприятные. Они легко подвергаются загрязнению в районах населенных пунктов и могут быть использованы в исключительных случаях лишь для временного водоснабжения посредством колодцев и мелких буровых скважин.

Надмерзлотные воды подрусловых и подозерных таликов являются более надежным источником водоснабжения населения. Они характеризуются значительными и постоянными ресурсами и менее подвержены загрязнению, чем воды деятельного слоя. Дебиты скважин, вскрывших и эксплуатирующих воды надмерзлотных таликов в г. Салехарде и по трассе ж.-д. линии Салехард — Игарка, достигают 5 л/сек, а удельные дебиты 1,5 л/сек·м. Наибольшие ресурсы пресных подземных вод, пригодных для водоснабжения, приурочены к сквозным подрусловым и подозерным таликам, что необходимо учитывать при поисковых работах на воду. Эксплуатация надмерзлотных вод и вод сквозных таликов может производиться в целях временного и постоянного водоснабжения как мелких, так и более крупных населенных пунктов и предприятий. Условия их залегания предопределяют характер водозаборных сооружений для эксплуатации. Каптаж подземных вод может быть осуществлен колодцами, скважинами и галереями. Колодцы наиболее хорошо работают в отапливаемых помещениях. Буровые сква-

жины могут работать без утепления. Ресурсы надмерзлотных вод при интенсивной эксплуатации часто значительно истощаются к концу зимнего периода.

Меж- и подмерзлотные воды песчаных горизонтов в толще четвертичных и олигоценовых отложений Западно-Сибирской низменности с успехом могут быть использованы для водоснабжения как мелких, так и крупных населенных пунктов северной части области. Наиболее значительные ресурсы пресных меж- и подмерзлотных вод заключены в пределах современных и погребенных речных долин, где они тесно связаны друг с другом и с речными водами. Как правило, меж- и подмерзлотные воды напорные. Дебиты скважин, вскрывших и эксплуатирующих эти воды, довольно значительны и достигают 6 л/сек, а удельные дебиты 1 л/сек·м.

В пределах Полярного и Приполярного Урала наибольший практический интерес представляют меж- и подмерзлотные воды региональной трещиноватости зоны выветривания и более или менее крупных тектонических нарушений. Мощность трещинной обводненной толщи ориентировочно составляет 220—240 м. Дебиты скважин, вскрывших эту толщу, незначительны и колеблются в пределах 0,01—0,23 л/сек. Водообильность зон тектонических нарушений, по-видимому, значительно выше.

Каптаж меж- и подмерзлотных вод может осуществляться буровыми скважинами глубиной от 20—50 до 150—300 м, а в отдельных случаях шахтными колодцами и галереями.

В средней части области практически в любом пункте с той или иной глубины могут быть получены пресные подземные воды хорошего качества. Население деревень, рабочих поселков и городов, располагающихся в основном по долинам рек Оби, Иртыша и их крупных притоков, широко использует для нецентрализованного водоснабжения паряду с речными водами и подземные воды. Основным источником водоснабжения населенных пунктов, располагающихся в долинах рек Оби и Иртыша, могут служить воды песчаных и песчано-галечниковых аллювиальных отложений террас рек, тобольского горизонта и нижне-четвертичных отложений древних погребенных долин, обладающих значительными ресурсами и, как правило, хорошим качеством (рис. 44). Залегают подземные воды на глубине от 0 до 20—30 м. Дебиты скважин обычно колеблются от 1 до 3 л/сек, а удельные дебиты от 0,5 до 1 л/сек·м.

На междуречных пространствах надежным источником не крупного децентрализованного водоснабжения могут быть воды песчаных и песчано-галечниковых флювиогляциальных, озерно-аллювиальных и аллювиальных четвертичных отложений. Подземные воды здесь залегают на глубинах от нескольких метров до 120 м. Обычно воды напорные, реже безнапорные. Водообильность отложений значительно ниже, чем в долинах рек. Дебиты скважин колеблются от 0,3 до 1,7 л/сек, иногда до 3—5 л/сек. Удельные дебиты изменяются от 0,03 до 0,8 л/сек·м. В подземных водах четвертичных отложений средней части области часто отмечается повышенное содержание железа, достигающее иногда 22—84 мг/л, что затруднит их использование. Интенсивная эксплуатация неглубокозалегающих вод четвертичных отложений может привести к осушению болот и ухудшению качества вод.

В пределах всей средней части Тюменской области для водоснабжения наиболее крупных потребителей могут быть использованы пресные напорные воды олигоценовых отложений (см. рис. 44). Залегают они на глубине до 25—60 м в долинах рек и до 80—160 м на междуречных пространствах. Водоносность олигоценовых отложений пестрая

и часто значительная. Дебиты скважин изменяются от 0,5—1,7 до 6 л/сек, а удельные дебиты достигают 1 л/сек·м и более. Большая глубина залегания вод олигоценовых отложений делает их практически недоступными для загрязнения.

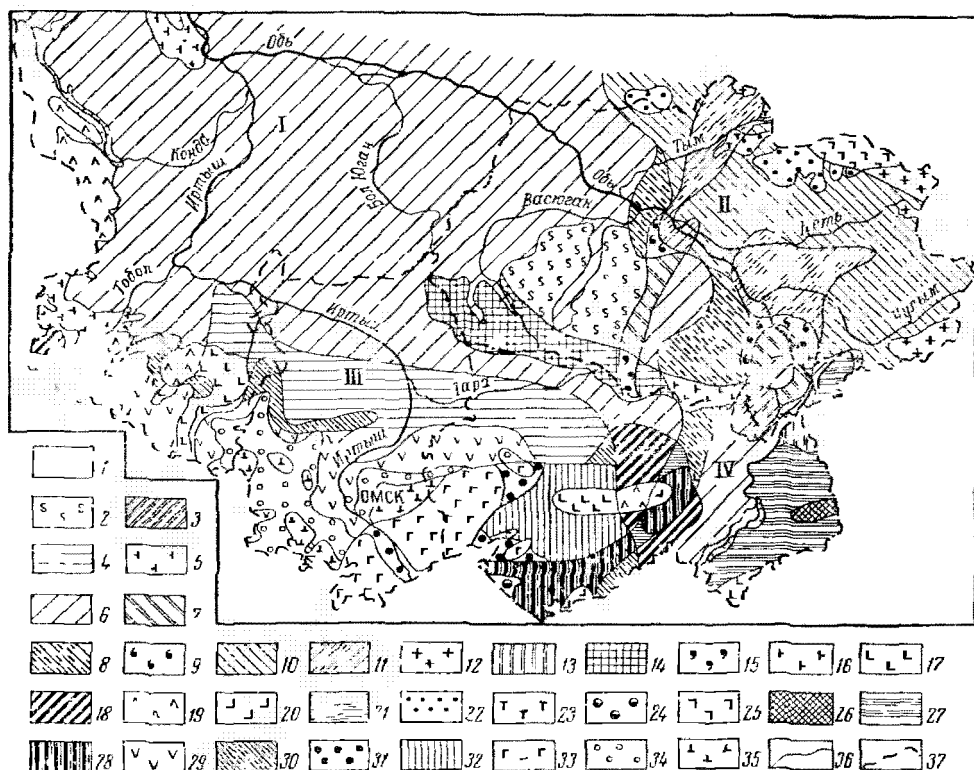


Рис. 44. Схематическая карта гидрогеологического районирования Томской, Омской, Новосибирской и южной части Тюменской областей в целях хозяйственно-питьевого водоснабжения (составили Ю. К. Смоленцев и Е. В. Михайлова)

Районы распространения пресных подземных вод, пригодных для хозяйственно-питьевого водоснабжения, в отложениях 1 — антропогена, 2 — антропоген-неоген-олигоцена, 3 — антропоген-неоген-олигоцен-эоцена, 4 — антропоген и верхнего — среднего олигоцена, 5 — антропоген и среднего — нижнего олигоцена; 6 — антропогена и олигоцена, 7 — антропогена, олигоцена и эоцена, 8 — антропогена, олигоцена и верхнего мела, 9 — антропогена, олигоцена, эоцена и верхнего мела, 10 — антропогена, олигоцена, верхнего и нижнего мела, 11 — антропогена, олигоцена, эоцена, верхнего и нижнего мела; 12 — антропоген, верхнего и нижнего мела, 13 — антропогена, олигоцена и палеозоя; 14 — неогена-олигоцена, 15 — неогена, олигоцена и эоцена, 16 — неогена, олигоцена и верхнего мела; 17 — верхнего — среднего олигоцена, 18 — среднего — нижнего олигоцена, 19 — олигоцена, 20 — верхнего — среднего олигоцена и верхнего мела, 21 — среднего — нижнего олигоцена и верхнего мела, 22 — олигоцена, верхнего и нижнего мела, 23 — олигоцена, эоцена, верхнего и нижнего мела, 24 — верхнего мела, 25 — верхнего — нижнего мела; 26 — юры, 27 — палеозоя Районы распространения минерализованных подземных вод: 28 — с минерализацией 1—3 г/л в олигоценовых отложениях и пресных в верхнемеловых осадках, 29 — 33 — с минерализацией 1—3 г/л в отложениях (29 — верхнего — среднего олигоцена, 30 — олигоцена, 31 — верхнего — среднего олигоцена и верхнего мела, 32 — олигоцена и верхнего мела, 33 — верхнего мела) 34 — с минерализацией 3—5 г/л в верхне-среднеолигоценовых отложениях, 35 — с минерализацией более 5 г/л Границы 36 — районов; 37 — административных областей Области I — Тюменская, II — Томская, III — Омская; IV — Новосибирская

В южной части области подземные воды с давних времен служат источником водоснабжения как мелких, так и крупных населенных пунктов. Город Ялуторовск использует подземные воды для централизованного водоснабжения, а города Тюмень, Тобольск, Заводоуковск, Ишим, многие рабочие поселки, села и деревни наряду с речными водами широко используют для децентрализованного водоснабжения и подземные воды. Поиски и эксплуатация пресных подземных вод в южной части области связаны с определенными трудностями из-за отсут-

ствия в ряде случаев хороших коллекторов и широкого развития соленоватых и соленых вод.

Воды четвертичных песчано-галечниковых аллювиальных отложений долин рек и суглинисто-песчаных элювиально-делювиальных образований водораздельных пространств широко эксплуатируются в основном мелкими колодцами, реже скважинами для удовлетворения хозяйственно-питьевых нужд индивидуальных хозяйств в сельских населенных пунктах. Залегают подземные воды на глубинах 5—18 м. Водообильность отложений невысокая, дебиты скважин изменяются от 0,01 до 0,7 л/сек. Минерализация вод четвертичных отложений пестрая. Встречаются воды от пресных до соленоватых с минерализацией 3—4 г/л и общей жесткостью от 1 до 32 мг-экв/л.

Нарушение условий каптажа и эксплуатации грунтовых вод, несоблюдение зон санитарной охраны во многих населенных пунктах приводит к загрязнению каптажных сооружений и водоносного горизонта в целом. Об этом свидетельствуют установленные анализами повышенные содержания нитрит- и нитрат-ионов и аммония органического происхождения.

Воды четвертичных отложений не могут быть использованы для организации централизованного водоснабжения. Воды аллювиальных отложений долин рек в отдельных случаях могут являться источником хозяйственного питьевого водоснабжения лишь небольших предприятий или сельских населенных пунктов.

Не могут быть рекомендованы для централизованного водоснабжения и воды песчано-глинистых неогеновых отложений, залегающие на глубинах до 23 м, из-за низкой водообильности (дебиты скважин — 0,01—0,4 л/сек) и часто высокой минерализации, достигающей на юге и юго-востоке 5,4 г/л. Пресные воды неогеновых отложений эксплуатируются единичными скважинами. В редких случаях соленоватые воды неогеновых отложений используются для водоснабжения животноводческих ферм. Часто воды неогеновых отложений эксплуатируются совместно с грунтовыми водами четвертичных отложений.

Наибольшее количество пресных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения в южной части области можно получить из песчаных отложений знаменской свиты, пользующейся повсеместным распространением (см. рис. 44). Залегают эти воды на глубинах до 20—80 м. Водообильность отложений неравномерная. Дебиты скважин колеблются от 0,1 до 1,7 л/сек, а удельные дебиты от 0,001 до 0,5 л/сек·м.

На большей части рассматриваемой территории воды знаменской свиты пресные с общей жесткостью 4,6—9,8 мг-экв/л. К югу минерализация увеличивается в отдельных случаях до 3 г/л, а иногда и больше. Воды знаменской свиты находятся в более благоприятных санитарно-бактериологических условиях. Эксплуатируются они большим количеством одиночных скважин и шахтных колодцев для водоснабжения населенных пунктов и мелких сельскохозяйственных предприятий. Из 600 скважин, пробуренных на этот горизонт, в настоящее время эксплуатируются только около 220 с суммарным дебитом примерно 180 л/сек, а остальные ликвидированы в основном по техническим причинам.

В отдельных районах, за исключением южной и юго-восточной частей области, для местного водоснабжения могут быть использованы пресные воды спорадического распространения песчаных прослоев новомихайловской свиты, залегающие на глубинах от 22 до 120 м. В южной и юго-восточной частях территории минерализация воды в этих отложениях возрастает до 3—7 г/л. Общая жесткость воды изменяется от 4 до 12 мг-экв/л, увеличиваясь на юге до 50 мг-экв/л. Водообильность отложений различная. Дебиты скважин, эксплуатирующих эти

воды, колеблются от 0,13 до 3,5 л/сек, а удельные дебиты от 0,01 до 0,6 л/сек·м.

Источником хозяйственно-питьевого водоснабжения в северо-западной половине сельскохозяйственной зоны области могут быть пресные воды песчаных отложений атлымской свиты, пользующиеся площадным распространением на глубинах 45—200 м. В юго-восточной половине территории минерализация вод атлымской свиты возрастает до 3—10 г/л. Воды атлымской свиты широко эксплуатируются одиночными водозаборными скважинами. Дебиты скважин колеблются от 0,2 до 1,4 л/сек, редко до 25 л/сек, а удельные дебиты от 0,01 до 0,5 л/сек·м. Из пробуренных на атлымской горизонт 600 скважин в настоящее время эксплуатируется около 200 с суммарным дебитом порядка 254 л/сек. Воды атлымской свиты находятся в наиболее благоприятных санитарно-бактериологических условиях.

Региональная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод знаменского, новомихайловского и атлымского водоносных горизонтов проведена бывш. ТТГУ (Тюменское территориальное геологическое управление) по методике ВСЕГИНГЕО лишь в пределах южной части области. Почти на всей характеризуемой территории водопроводимость основных водоносных горизонтов весьма незначительна и не превышает 50 м²/сутки. Лишь на сравнительно небольшом участке в юго-западных районах области водопроводимость пластов увеличивается до 50—100 м²/сутки, а в северных районах сельскохозяйственной зоны до 200—500 м²/сутки. Величина возможного максимального понижения уровня при эксплуатации, в общем, увеличивается с юга на север с 20 до 100 м и более (рис. 45).

Эксплуатационные запасы пресных подземных вод южной части Тюменской области на площади 89 839 км² составляют 287 315 л/сек, т. е. в среднем на 1 км² из расчетной площади приходится около 3,2 л/сек. Характер размещения эксплуатационных запасов подземных вод на описываемой площади не одинаков. Модули эксплуатационных запасов подземных вод увеличиваются с юго-запада, юга и востока к центральной и северной частям территории от 1,6—1,9 до 4,5—6,4 л/сек·км². Эксплуатационные запасы пресных подземных вод южной части Тюменской области используются в среднем примерно на 0,2%, что составляет не больше 2—3% от общего количества воды, используемой в хозяйственно-питьевых целях.

Перспективы дальнейшего расширения использования подземных вод Тюменской области достаточно благоприятны. Каптаж подземных вод олигоценовых отложений в средней и южной частях области может быть осуществлен главным образом буровыми колодцами глубиной до 100—200 м.

Следует изучить возможность получения слабосолоноватых вод из трещиноватых опок эоценового возраста для снабжения животноводческих предприятий и технических нужд. Горизонты с опоками залегают в южных районах области на глубинах около 400—500 м и могут содержать большие количества высоконапорных вод. В ряде районов Приуралья, как уже отмечалось по скважинам, вскрывшим опоки, получены большие притоки вод.

Применение глинистого раствора при бурении скважин и неправильный подбор фильтров в настоящее время значительно снижают дебиты водозаборных скважин и приводят к их быстрому заиливанию. При оборудовании эксплуатационных скважин пока все еще широко используются сетчатые фильтры. Новые типы фильтров, обеспечивающие длительную работу скважин в тонкозернистых песках, почти

не применяются. В ряде случаев требуется улучшение качества воды путем обезжелезивания, умягчения и т. д., и повсеместно строгое соблюдение норм санитарной охраны.

Для водоснабжения на арктических островах Н. И. Обидин рекомендует воды озер, рек и подрусловые воды рыхлых терригенных пород. Их минерализация, как правило, не превышает 0,3—0,5 г/л, а по

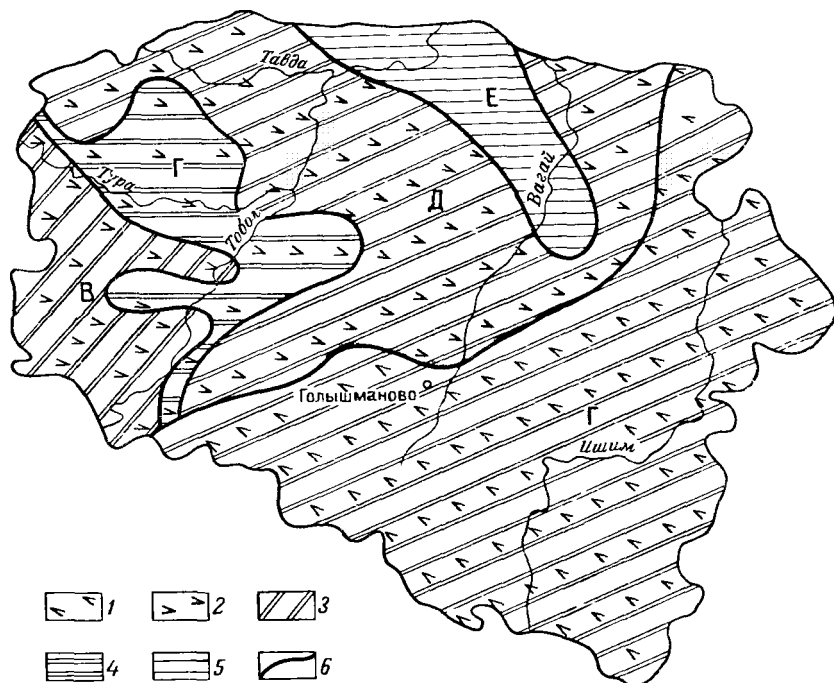


Рис. 45. Схематическая карта коэффициентов водопроницаемости и возможного максимального понижения динамического уровня водоносных горизонтов южной части Тюменской области (составил Р. П. Глушко)

Водоносные горизонты в олигоценных отложениях 1 — знаменской свиты, 2 — атлымской свиты. Коэффициент водопроницаемости, м²/сутки, 3 — до 50, 4 — от 50 до 100, 5 — от 100 до 500. Возможное максимальное понижение динамического уровня, м, 6 — от 20 до 30, 7 — от 30 до 50, 8 — от 50 до 100, 9 — от 100 до 500, 10 — граница между зонами с различной величиной возможного максимального понижения динамического уровня

составу растворимых солей они являются гидрокарбонатными кальциево-натриевыми.

В зимнее время, когда воды рек, озер и деятельного слоя проморожены, водоснабжение может быть обеспечено за счет опреснения морских вод и таяния снега. Снеговые воды и перегонные воды моря не содержат минимального количества необходимых для организма солей, вследствие чего, как показали исследования Н. И. Обидина (1958) на о. Шпицберген в 1952 г., происходит выщелачивание солей из организма. Предотвратить этот процесс можно путем добавления морской воды. В табл. 34 приведены некоторые результаты экспериментов по смешению вод, проведенные Н. И. Обидиным.

Амбулатория рудников дала заключение, что такая смесь удовлетворяет требованиям ГОСТа и вода пригодна для питья. Подземные воды меловых и юрских отложений для хозяйственно-питьевого водоснабжения не пригодны из-за их высокой минерализации.

Таблица 34

Химический состав смеси ледниковых и морских вод (в г/л)

Показатели	Смесь морской (30 см ³) и ледниковой (1000 см ³) вод	Морская вода из зал Грин Харбур	Вода из ручья ледника
Ca	0,068	0,554	0,032
Mg	0,047	1,259	0,005
Na+K	0,156	9,878	0,156
Fe	Сл.	Нет	Сл.
Cl	0,529	19,260	0,017
SO ₄	0,109	1,204	0,023
HCO ₃	0,061	0,140	0,054
CO ₃	Нет	Сл.	Сл.
H ₂ S	Нет	Нет	Нет
Сухой остаток при 105°С	1,127	35,744	0,136
Жесткость общая, нем град	20,35	376,88	6,50
pH	6,5	7,5	7,0
Щелочность (общая)	1,00	2,30	0,90

ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ

Территория Томской области обладает громадными ресурсами пресных подземных вод. Как правило, пресные воды можно получить в значительных количествах в любом из ее районов (см. рис. 44). Подземные воды антропоген-олигоценовых отложений и палеозойских пород обрамления в пределах области повсеместно являются пресными. Глубина распространения пресных подземных вод от западной границы области к восточной значительно возрастает. Если в западной половине области мощность зоны пресных вод, прослеживаемой до кровли водоупорной чеганской свиты, составляет 150—350 м, то в центральной части (р-н г. Колпашево) нижняя граница ее опускается на глубину до 1000 м в отложения покурской свиты. Наибольшую мощность зона пресных вод имеет в восточной части области, в Чулымо-Енисейской впадине. Нижняя ее граница здесь опускается на глубину порядка 1800 м (сел. Максимкин Яр, Тегульдет) в нижнемеловые отложения илекской свиты.

Подземные воды в Томской области довольно широко используются для водоснабжения как мелких, так и крупных населенных пунктов. В городах Томске, Асино, Колпашево, многих рабочих поселках, селах и деревнях наряду с водозаборами на реках широко развита сеть копаных и буровых колодцев для децентрализованного водоснабжения. Роль подземных вод как источника водоснабжения с каждым годом возрастает. Бурением водоснабженческих скважин занимаются Новосибирское геологическое управление, Томский областной отдел водного хозяйства, трест Востокбурвод и другие организации.

В пределах палеозойского обрамления в основном используются трещинные воды зоны выветривания в палеозойских отложениях, а в отдельных пунктах трещинно-жильные воды (см. рис. 44).

На территории, располагающейся в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна, основными источниками крупного централизованного водоснабжения могут служить водоносные горизонты в континентальных отложениях олигоцена.

Для некрупных разрозненных потребителей могут быть широко использованы воды четвертичных отложений, особенно аллювиальных отложений древних долин, а в восточных районах и воды отложений сымской свиты верхне- и нижнемелового возраста.

Во всех этих горизонтах водовмещающими породами являются обычно пески, лишь в аллювиальных отложениях встречаются песчано-гравийные и песчано-галечниковые горизонты. Суммарная мощность водоносных отложений четвертичного и олигоценового возраста составляет 35—150 м и более. Наибольшую мощность эти отложения имеют в восточной части района. Глубина их залегания изменяется от 15 до 100 м. Зеркало грунтовых и пьезометрическая поверхность напорных вод располагаются на глубинах 0—40 м.

В долинах рек южной части области пьезометрические уровни напорных вод иногда устанавливаются выше дневной поверхности до 116 м. Напор вод составляет 0—170 м. Водообильность отложений неравномерная. Дебиты скважин равны 0,002—18 л/сек при понижениях уровня на 0,3—40 м. Удельные дебиты скважин составляют 0,0012—4 л/сек·м и более. Как правило, дебиты скважин больше 1 л/сек. Большей водообильностью обладают верхнечетвертичные отложения надпойменных террас, отложения верхнего, а на востоке и нижнего — среднего олигоцена. Воды по составу гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые, с минерализацией до 1 г/л. Часто в них присутствует двухвалентное железо, содержание которого превышает норму, допустимую для хозяйственно-питьевых целей.

Региональная оценка эксплуатационных запасов подземных вод основных водоносных комплексов проведена по методике ВСЕГИНГЕО. Наименьшая водопроницаемость основных водоносных комплексов до 50—100 м²/сутки установлена в юго-восточной части области, в пределах палеозойского обрамления и периферической части Чулымской впадины, а также в остальных районах, кроме северного, на междуречных пространствах. С удалением от палеозойского обрамления водопроницаемость антропоген-верхнемеловых отложений в общем увеличивается. Наибольшую водопроницаемость (до 500—700 м²/сутки) пласты имеют в придолинных участках и по долинам рек Томи, Оби, Чаи, Шегарки, Кети и др. В долине р. Чулым водопроницаемость достигает 700—1000 м²/сутки. На междуречных пространствах водопроницаемость пластов уменьшается до 200 м²/сутки и меньше (рис. 46).

Эксплуатационные запасы пресных подземных вод по части Томской области площадью 135 160 км², вошедшей в подсчет, подсчитаны в количестве 597 805 л/сек. Средний модуль эксплуатационных запасов равен 4,4 л/сек·км². Характер размещения эксплуатационных запасов подземных вод на исследуемой площади неодинаков. Минимальные значения модулей эксплуатационных запасов подземных вод получены для палеозойского обрамления бассейна и составляют 0,7—1,7 л/сек·км². Модули эксплуатационных запасов подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна значительно выше. Для большей части бассейна значение модулей составляет 2—5 л/сек·км². Наибольшими эксплуатационными запасами пресных подземных вод обладают восток-северо-восточные районы области. Модули эксплуатационных запасов подземных вод здесь в общем выше 5 л/сек·км². Учитывая то обстоятельство, что мощность зоны пресных вод значительно превосходит принятую для расчетов величину (100—150 м), подсчитанные значения эксплуатационных запасов подземных вод представляют собой их минимальную величину.

В настоящее время в области используется только около 0,02 % от учтенных запасов пресных вод. Наиболее интенсивная эксплуатация подземных вод идет в Томском районе, но и здесь использование эксплуатационных запасов подземных вод составляет всего 0,52 %. В настоящее время на территории области эксплуатируется, по неполным данным, около 550 одиночных скважин. Групповых водозаборов нет

В среднем скважины работают по 4—6 часов в сутки. Перспективы дальнейшего расширения использования подземных вод весьма благоприятны. В ряде случаев требуется улучшение качества воды путем обезжелезивания и умягчения.

НОВОСИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ

На территории Новосибирской области для водоснабжения используются как поверхностные, так и подземные воды. Водоснабжение го-

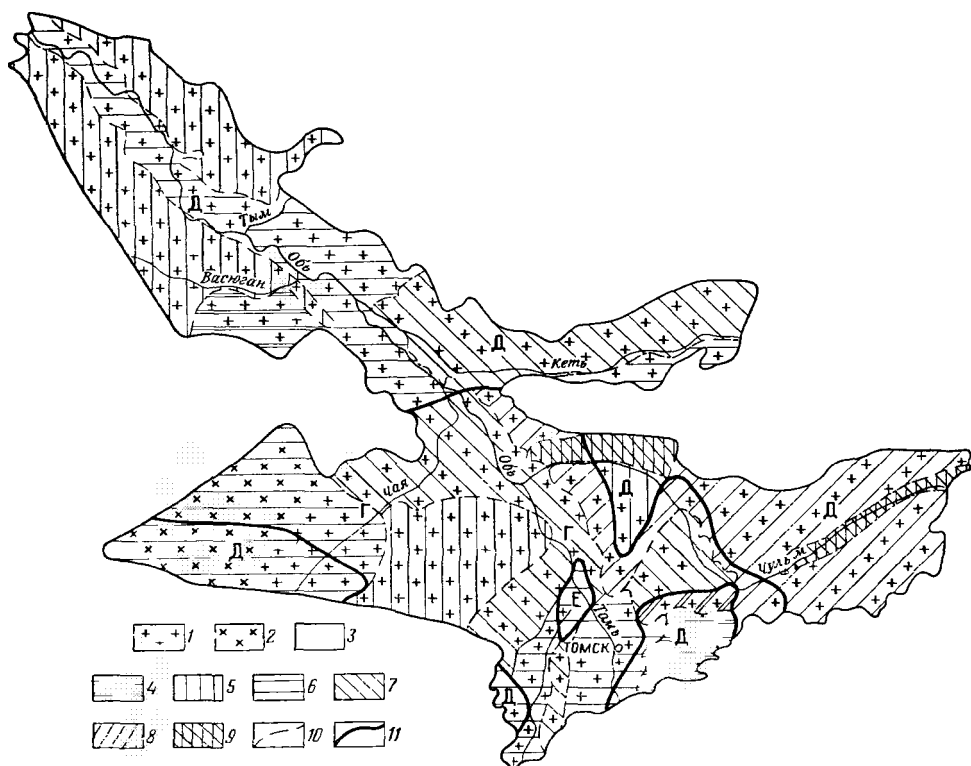


Рис 46. Схематическая карта коэффициентов водопроницаемости и возможного максимального понижения динамического уровня водоносных горизонтов Томской области (составили Ю. К Смоленцев и Л. Ф. Валениук)

Водоносные горизонты в отложениях 1 — антропогена и олигоцена, 2 — олигоцена 3 — палеозоя. Коэффициент водопроводимости, м²/сутки 4 — от 50 до 100, 5 — от 100 до 200, 6 — от 200 до 500, 7 — от 500 до 700, 8 — от 700 до 1000, 9 — >1000. Возможное максимальное понижение динамического уровня, м В — от 20 до 30, Г — от 30 до 50, Д — от 50 до 100. Границы зон с различной величиной 10 коэффициента водопроводимости, 11 — возможного максимального понижения динамического уровня.

родов Новосибирска, Бердска, Искитима и других разрешается в основном за счет вод из водохранилища Новосибирской ГЭС, р. Оби и ее притоков. В левобережной части области для водоснабжения населенных пунктов и частично городов используются воды небольших рек и озер. Качество этих вод с бактериальной стороны неблагоприятное, и поэтому основное внимание в водоснабжении направлено на эксплуатацию подземных вод.

Основными источниками, пригодными для хозяйственно-питьевого водоснабжения на территории области, являются воды аллювиальных отложений долины р. Оби, кочковской, знаменской и атлымской свит олигоцена, верхнемеловых, юрских и палеозойских пород. Распростра-

нение основных водоносных горизонтов, пригодных для водоснабжения, отражено на схеме (см. рис. 44).

Воды аллювиальных отложений долины р. Оби широко используются для хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения в г. Новосибирске и многочисленных населенных пунктах. На участке долины выше створа плотины в результате подпора со стороны водохранилища в правобережной зоне уровень воды аллювиального горизонта и трещиноватых пород фундамента резко повысился, что создало благоприятные условия для инфильтрационного питания при искусственном понижении уровня подземных вод в береговых водозаборах. Проведенные работы в районе Академгородка г. Новосибирска показывают возможность получения на таких участках значительного количества хозяйственно-питьевой воды как одиночными, так и групповыми скважинами. Дебит отдельных скважин здесь может достигать 30 л/сек, а удельный дебит до 5 л/сек·м (Бейром, 1962 и др.). На участке долины р. Оби ниже плотины более водообильными являются осадки II террасы, развитые в основном на левом берегу, особенно на участках, где они залегают на трещиноватых обводненных палеозойских породах. Коэффициент водопроводимости здесь достигает 350 м²/сутки.

Эксплуатационные запасы для аллювиального горизонта составляют 4,1 м³/сек. Процент использования этих вод колеблется от 0,5 до 26% в г. Новосибирске. Эксплуатация аллювиальных вод производится большей частью совместно с водами палеозойских отложений одиночными скважинами и реже водозаборами из двух-пяти скважин. В г. Новосибирске к числу наиболее крупных водозаборов относятся водозабор Академгородка, расположенный на правобережье близ устья р. Берди, и водозаборы ряда заводов, в левобережной части города. Основные данные по водозаборам приведены ниже в табл. 35. Из таблицы видно, что в пределах долины р. Оби в районе г. Новосибирска и ниже возможно более широкое использование подземных вод для водоснабжения. Производительность водозаборов из трех-пяти скважин может достигать здесь 100—200 л/сек.

В районе береговой зоны водохранилища Новосибирской ГЭС на участках распространения песчано-гравийной толщи II, III и IV террас рекомендуется совместное использование вод, приуроченных к аллювиальным осадкам и подстилающим их трещиноватым палеозойским породам. Учитывая возможность подтока инфильтрационных вод, расходы отдельных скважин могут достигать 30 л/сек.

Водоносный горизонт кочковской свиты широко используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения в восточных районах области. Эксплуатация его производится в основном одиночными скважинами, которых в настоящее время насчитывается более полутора тысяч, и очень редко водозаборами из двух-трех скважин. Наиболее высокие коэффициенты водопроводимости 400—600 м²/сутки отмечаются на северо-востоке области (Колыванский р-н). На Приобском плато и в западной части распространения горизонта они не превышают 50 м²/сутки (рис. 47). Модули региональных эксплуатационных запасов соответственно имеют значения от 0,5 до 1,9 м³/сутки. Эксплуатационные запасы горизонта составляют 75 м³/сек.

Современное использование этих вод составляет десятые доли и реже 1—1,5 %. По качеству воды преимущественно пресные и реже слабосоленоватые с минерализацией от 0,5 до 1,5 г/л. Состав воды преимущественно гидрокарбонатный натриевый и реже сульфатно-хлоридный натриевый. На отдельных участках в воде из скважин отмечается повышенное содержание железа. Воды кочковской свиты ввиду неглубокого залегания, а также удовлетворительного качества и в даль-

Таблица 35

**Некоторые данные по водозаборам,
использующим подземные воды в г. Новосибирске**

Наименование водозабора	Годы строительства	Возраст экспл. вод. г-та	Кол-во скважин	Наличие фильтра и его тип	Статиче- ский уровень, м	Дина- миче- ский уро- вень м	Суммар- ный дебит, м³/сутки
		Литологич. состав пород	Глубина м				
Научный городок СОАН СССР*	1958—1961	Q ₋₃ +Pz	10	Прово- лочный, в Pz без фильтра	13—15	30—33	15 000
		Песок с гравием, сланцы	80—120				
Кировский р-н, Гормолзавод	1958—1962	Pz	5	Без фильтра	11—16	27—54	2 400
		Песчано- глинистые сланцы	112—123				
Кировский р-н Оловозавод, жил. пос.	1958—1963	То же	4	Без фильтра	23—30	40—52	2 000
			67—75				
Завод им. Ефремова	1958—1960	Q ₋₃ +Pz	4	Сетча- тый, в Pz без фильтра	8—10,5	30—32	1 300
		Песок с гравием и галькой, сланцы	90				
З-д Медпре- паратов	1961—1964	Q ₃	3	Сетча- тый	6—6,5	8—13	1 500
		Песок	25—30				
		Pz	1	Без фильтра	11	43	
		Сланцы	80				

* Радиус влияния составляет 1000 м, для остальных водозаборов сведения нет

нейшем на значительной территории области будут представлять интерес для водоснабжения населенных пунктов, совхозов, ферм и других объектов. Дебит отдельных скважин в водозаборах при учете необходимого радиуса влияния может достигать 10 л/сек при понижении уровня на 5—15 м.

Водоносный горизонт знаменской свиты распространен повсеместно к западу от р. Оби, но пригодные для водоснабжения воды вскрываются только в восточной ее части, где они пресные и слабосоленые с плотным остатком до 1,5—2,0 г/л.

На западе области в Чановском, Татарском и Купинском районах, где минерализация воды превышает 3,0 г/л, вода используется только для животноводства и некоторых технических целей. Горизонт залегает на глубине 30—150 м. Уровень воды в скважинах находится близко к дневной поверхности или выше ее. Лишь на Приобском плато он устанавливается на глубине 30—50 м. Водопроницаемость пород повышенная на северо-востоке области, где коэффициент водопроницаемости достигает 325 м²/сутки. На остальной территории он не превышает 50—80 м²/сутки (см рис 47). Эксплуатационный модуль составляет 0,03—1,9 л/сек·км². Современное водопотребление не превышает 2—4% от общих запасов. Эксплуатация водоносного горизонта возможна одиночными скважинами или групповыми водозаборами производительностью порядка 50 л/сек и реже 100 л/сек.

Водоносный горизонт атлымской свиты используется для водоснабжения в южных и западных районах области, где распространены пресные и слабосолоноватые гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 1,0—1,5 г/л. В Барабинском, Купинском и Карасукском районах воды атлымской свиты эксплуатируются в основном одиночными скважинами глубиной 230—340 м и редко водозаборами из двух-трех скважин (г. Барабинск, сел. Верх. Каргат и др.). Большинство скважин самоизливается с дебитами от 1,0 до 10,0 л/сек. Коэффициент водопроницаемости составляет здесь 500 м²/сутки и более (см. рис. 47). Он уменьшается на юго-восток и юго-запад, где горизонт сложен тонкозернистыми песками, коэффициент водопроницаемости которых равен 20—50 м²/сутки. Эксплуатационные модули соответственно изменяются от 0,44 до 0,07 л/сек·км². Эксплуатационные запасы горизонта равны 11,6 м³/сек.

В Карасукском, Купинском и южной части Барабинского районов водопотребление составляет 3—9% от общих запасов. В остальных районах оно не превышает 1—2%. Атлымский водоносный горизонт на значительной части территории области является перспективным для хозяйственно-питьевого водоснабжения городов и крупных населенных пунктов. Возможный дебит одиночных скважин может достигать 20 л/сек, а производительность водозаборов из группы скважин до 50—100 л/сек.

В Барабинском районе вода отличается повышенным содержанием свободной углекислоты, вызывающей коррозию фильтров и преждевременное прекращение работы скважин. Поэтому при оборудовании скважин следует предусматривать антикоррозионные конструкции фильтров. В скважинах Купинского района установлен газ метано-азотного состава.

Большое практическое значение для водоснабжения имеют водоносные горизонты ипатовской и покурской свит. На юге области в Купинском и Карасукском районах воды этих свит эксплуатируются совместно. Воды верхнемеловых отложений характеризуются высокими напорами, достигающими 900 м. Дебиты скважин составляют 1500—2500 м³/сутки и более. Коэффициент водопроницаемости равен 120—220 м²/сутки (см. рис. 47). За последние годы в связи с возросшей потребностью в воде эти горизонты, помимо использования их на железнодорожных станциях, начали успешно осваиваться в городах, совхозах, колхозах и других объектах. Решается вопрос водоснабжения за счет вод ипатовской свиты городов Барабинска и Куйбышева.

Воды по качеству пресные и слабосолоноватые с минерализацией от 0,5 до 2,0 г/л, щелочные. Температура воды от +19 до 32°C на устье. Учитывая, что воды верхнемеловых отложений не отвечают современным стандартным требованиям к питьевой воде, при проектировании следует предусматривать мероприятия по улучшению их качества.

В Доронинской впадине (Тогучинский район) могут быть использованы воды юрских отложений. Водообильность песчано-конгломератовых толщ высокая. Коэффициент водопроницаемости достигает 520 м²/сутки, а эксплуатационные модули 5,5 л/сек·км². Региональные эксплуатационные запасы, подсчитанные по юрским отложениям этой впадины при максимальном понижении уровня до 80 м, составили 6800 м³/сек. Воды хорошего качества и полностью отвечают санитарным нормам. Воды юрских отложений являются весьма перспективными для крупного хозяйственно-питьевого водоснабжения городов и других объектов, расположенных как на площади бассейна, так и за пределами его. Решается вопрос об использовании этих вод для водо-

снабжения г. Тогучина, находящегося в 30 км севернее контура Доринской впадины.

Водоносные горизонты трещиноватой зоны пород палеозоя в основном развиты восточнее р. Оби в пределах Колывань-Томской складчатой зоны и Салаира. Водоносность приурочена к трещинам выветривания осадочных и осадочно-эффузивных пород, интрузий и реже к отдельным тектоническим зонам. Водоносные породы залегают на глубине от нескольких метров до 100 м и более. Палеозойские породы обводнены неравномерно. Наряду с водообильными участками, приуроченными к долинам рек Берди, Ини и других, где по скважинам получены удельные дебиты 0,8—1,5 л/сек·м, встречаются участки слабообводненные и безводные. Последние обычно приурочены к водораздельным пространствам и площадям развития в кровле глин. В целом для палеозойских пород характерны удельные дебиты в пределах сотых и десятых долей метра в секунду на метр.

Коэффициент водопроницаемости колеблется от 24 до 140 м²/сутки, наибольшей водопроницаемостью характеризуются участки в среднем и верхнем течении рек Берди и Ини. Эксплуатационные модули изменяются от 0,45 до 17 л/сек·км². Общие эксплуатационные запасы по данным НТГУ составляют порядка 20 м³/сек. Современное использование подземных вод в среднем равно 2,3% (от 0,7 до 6,1%). Наиболее эффективно эти воды используются в городах Новосибирске, Искитиме, Черепаново и др. Подземные воды палеозоя эксплуатируются в основном одиночными скважинами и редко водозаборами из двух-четырёх скважин.

Воды палеозойских пород имеют большое практическое значение для водоснабжения городов, промышленных предприятий, совхозов и других объектов. Наиболее благоприятные условия для заложения крупных водозаборов имеют участки по долинам рек Оби, Берди, Ини и другим, где воды залегают на небольшой глубине под водоносной песчано-галечниковой толщей. Дебит отдельных скважин может достигать 10—15 л/сек. Мощность водозаборов из 5—10 скважин вне прибрежной зоны водохранилища составит 50—100 л/сек.

С качественной стороны воды вполне пригодны для хозяйственно-питьевого водоснабжения. По химическому составу это гидрокарбонатные кальциевые и реже натриевые воды с плотным остатком 0,3—0,6 г/л и общей жесткостью 1—10 мг·экв/л. В большинстве случаев требуется очистка воды от излишнего содержания железа.

ОМСКАЯ ОБЛАСТЬ

Хозяйственно-питьевое водоснабжение в Омской области осуществляется за счет поверхностных и подземных вод. Водоснабжение г. Омска, расположенного на р. Иртыше, осуществляется за счет речных вод. Воды р. Иртыша и его притоков также используются для водоснабжения многих населенных пунктов, размещенных по их долинам. На остальной территории используются пресные и солоноватые воды аллювиальных и верхнеолигоценых отложений, а в юго-восточной части и воды покурской свиты.

Водоносный горизонт в аллювиальных мелко- и тонкозернистых песках долины р. Иртыша характеризуется слабой водообильностью. Дебиты отдельных скважин и колодцев колеблются от десятых долей литра в секунду до 1,2 л/сек, а коэффициенты водопроницаемости не превышают 54 м²/сутки (см. рис. 47). Лишь на небольшом левобережном участке долины, расположенном на юге области (свх. Ермак), коэффициент водопроницаемости равен 165 м²/сутки. Эксплуатационные

запасы подземных вод, подсчитанные НТГУ в целом для долины р. Иртыша, составили $2,5 \text{ м}^3/\text{сек} \cdot \text{км}^2$. Воды на севере пресные гидрокарбонатные натриевые, а к югу от г. Омска — солоноватые, с плотным остатком до $3,0 \text{ г/л}$.

Аллювиальный водоносный горизонт используется для мелкого децентрализованного водоснабжения населенных пунктов и других объектов, особенно на юге области, где преобладают разнотерные пески значительной мощности.

Воды неогеновых отложений распространены на юге области. Они приурочены к прослоям тонко- и мелкозернистых песков и алевроитов, залегающих в толще плотных глин. Горизонты характеризуются невыдержанным распространением, слабой водообильностью и пестрой минерализацией. Дебиты скважин колеблются от $0,01$ до $1,6 \text{ л/сек}$, реже более $2,0 \text{ л/сек}$, при понижении уровня на $1\text{—}34 \text{ м}$. Пресные и солоноватые воды неогеновых отложений используются в основном для мелкого рассредоточенного водоснабжения небольших поселков и отдельных хозяйств, а также некоторых технических нужд.

Водоносный горизонт верхнеолигоценовых отложений приурочен к тонко- и мелкозернистым, часто алевроитовым, пескам и алевроитам знаменской и туртасской свит. Горизонт вскрывается на глубинах $20\text{—}150 \text{ м}$, а уровни его устанавливаются на глубинах $1\text{—}17 \text{ м}$ ниже поверхности земли. Водообильность осадков слабая. Преобладающий коэффициент водопроницаемости равен $11\text{—}20 \text{ м}^2/\text{сутки}$ (см. рис. 47). Лишь на отдельных участках по долине р. Иртыша и на юго-западе области он повышается до $60 \text{ м}^2/\text{сутки}$. Дебиты скважин изменяются от тысячных долей литра в секунду до $2,0 \text{ л/сек}$ и редко выше, при понижении уровня до 65 м . По качеству воды различные. Для хозяйственно-питьевых целей воды используются в основном на севере области, где они являются пресными. На юге ввиду их повышенной минерализации (до 5 г/л) забор вод производится только для водопоя скота и некоторых технических нужд. На карте (см. рис. 44) выделены участки, непригодные для использования, с плотным остатком свыше 5 г/л .

Воды верхнеолигоценовых отложений могут эксплуатироваться как одиночными скважинами, так и групповыми водозаборами ($5\text{—}7$ скважин) производительностью до $20\text{—}50 \text{ л/сек}$. При использовании вод с повышенной минерализацией, развитых на юге области, необходимо в дальнейшем предусматривать мероприятия по улучшению их качества.

Водоносный горизонт верхнемеловых отложений покурской свиты практическое значение для водоснабжения имеет лишь на юго-востоке области, где распространены пресные и слабосоленоватые воды с минерализацией до $2,0 \text{ г/л}$ (см. рис. 44). За последние годы в связи с возросшей потребностью в воде этот горизонт успешно осваивается для хозяйственно-питьевых целей крупных целинных совхозов, городов, промышленных предприятий и других объектов. В настоящее время на горизонт покурской свиты пройдено более 100 скважин глубиной от 500 до 1100 м . Большинство скважин работает самонизливом с дебитами $1,0\text{—}30,0 \text{ л/сек}$. Учитывая повышенное содержание щелочи в воде, при эксплуатации этих вод следует предусматривать мероприятия по улучшению качества.

БАЛЬНЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ

Западная Сибирь является одним из богатейших районов страны по ресурсам минеральных вод. Они распространены на огромных площадях в мезозойских отложениях и среди изверженных и осадочных

палеозойских пород, обрамляющих артезианский бассейн. Кроме того, в пределах ее территории известно большое количество минеральных озер, многие из которых содержат ценные лечебные грязи.

Широко распространены в подземных водах бассейна бальнеологически активные компоненты йод, бром, кремниевая кислота, железо, имеющие на больших площадях концентрации, позволяющие отнести содержащие их воды в разряд минеральных лечебных. Содержание указанных компонентов в различных количествах создает много разновидностей лечебных вод, среди которых наиболее распространены йод-бромные и бромные воды (рис 48, 49, 50, 51).

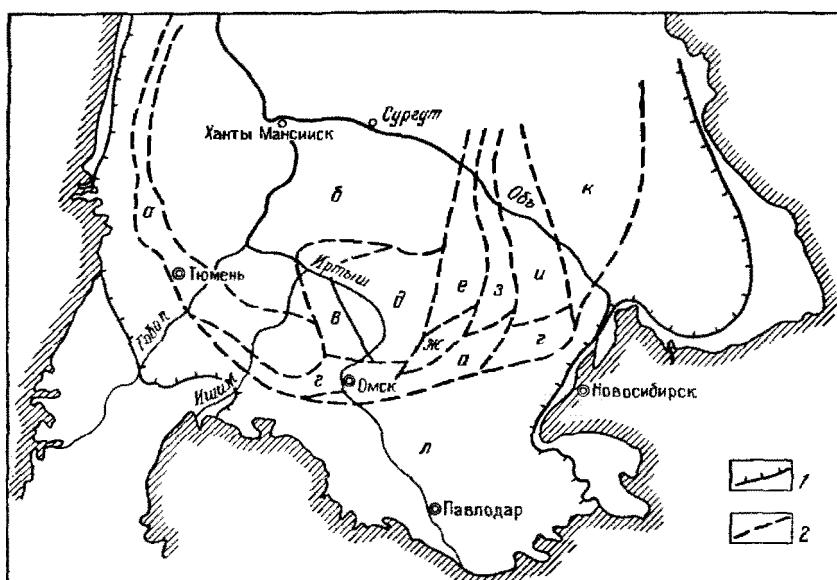


Рис 48 Схема распространения разновидностей минеральных вод

Районы распространения разновидностей минеральных вод (названия разновидностей даны в порядке затекания вод по разрезу сверху вниз): а — йод-бромные, б — йод-бромные, в — йод-бромные, г — йод-бромные, д — йод-бромные, е — йод-бромные, ж — йод-бромные, з — йод-бромные, и — йод-бромные, к — йод-бромные, л — йод-бромные. 1 — минеральные воды не содержащие специфических компонентов, 2 — граница распространения вод с минерализацией выше 1 г/л (штрихи показывают направление распространения вод), 2 — границы между районами.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАСЕЙНА

Группа специфических вод

В отложениях III, IV и V комплексов (см гл III) на больших площадях распространены йод-бромные воды (см рис 48). Среди апт-альб-сеноманских пород они занимают всю западную и центральную части бассейна общей площадью свыше 650 тыс км². В неокотских породах область их распространения уменьшается до 160 тыс км² и тяготеет к западной и юго-западной частям бассейна, а среди юрских отложений небольшие площади йод-бромных вод отмечаются лишь на юго-западе бассейна (см рис 49, 50, 51).

Глубина залегания кровли йод-бромных вод, приуроченных к третьему гидрогеологическому комплексу, изменяется от 600—700 м в прибортовой части до 1000 м в центре бассейна. На северо-западе,

в Березовском районе, йод-бромные воды залегают на меньших глубинах, начиная с 300—400 м. Мощность наиболее проницаемых слоев в апте колеблется от 25 до 275 м, составляя в среднем 120 м, а в альб-сеномане — от 75 до 320 м, имея средние значения около 175 м. Пористость песчаников составляет в среднем 24—25%.

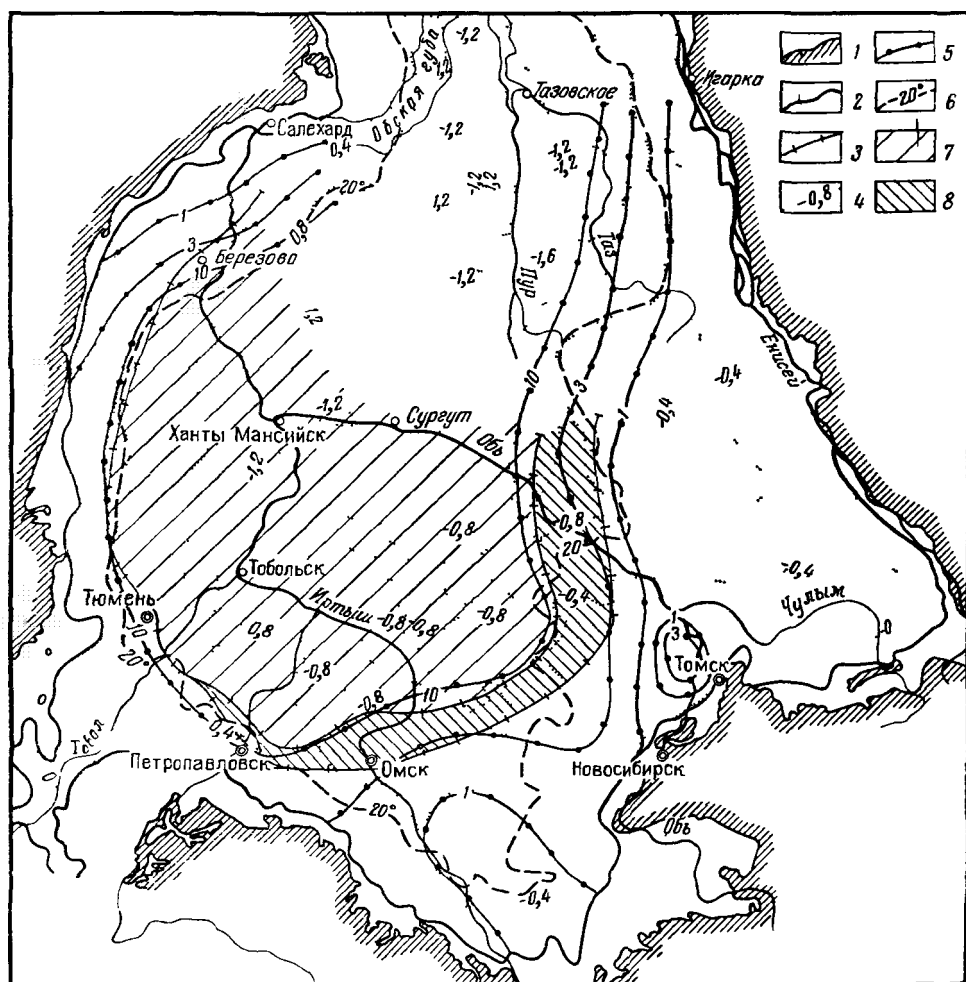


Рис. 49. Карта минеральных вод апт-сеноманских отложений Западно-Сибирского артезианского бассейна (составил В. В. Нелюбин)

1 — граница артезианского бассейна, 2 — граница распространения апт сеноманских отложений, 3 — граница распространения апт сеноманских отложений, 3 — граница распространения специфических минеральных вод, 4 — изолинии глубины залегания кровли апт сеноманских отложений (абс. от м. км), 5 — изолинии минерализации подземных вод, 6 — изотермы, °С. Области распространения 7 — йод-бромных вод, 8 — бромных вод.

Скважины, вскрывающие йод-бромные воды в отложениях III комплекса, могут давать самоизливом, как правило, 1000—3000 м³/сутки и лишь в отдельных районах (центральная часть Ханты-Мансийской впадины и некоторые др.) 100—500 м³/сутки, а иногда и меньше. Воды, за исключением крайней северо-западной части бассейна, термальные с температурой от 35 до 60°C, а во внутренних районах до 80°C. Это обеспечивает получение на поверхности почти всюду термальных и высокотермальных лечебных вод.

По химическому составу они хлоридные натриевые III типа с минерализацией от 9,0 до 20 г/л. Газовый состав вод азотно-метановый и метановый, газонасыщенность до 1000 мл/л и выше.

Иод содержится обычно в количестве от 5 до 10 мг/л, в ряде районов до 13—14 и даже 16 мг/л. Повышенные содержания брома до 40—

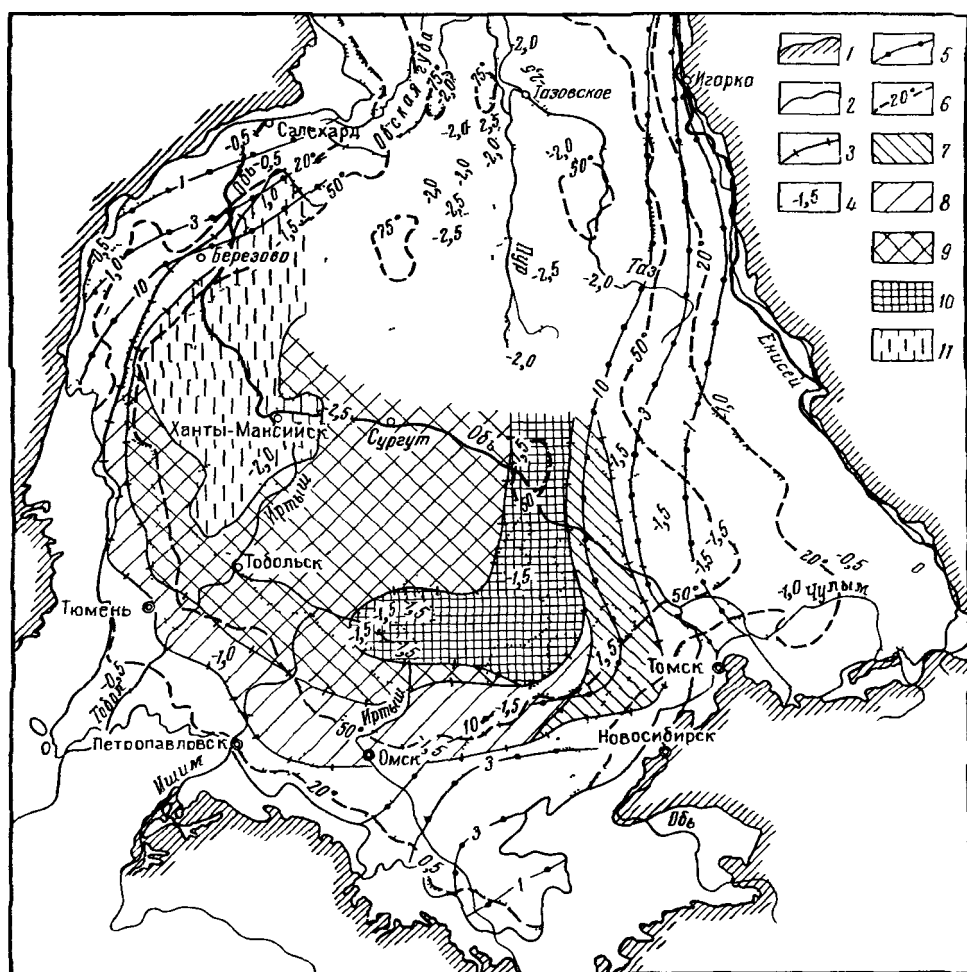


Рис. 50. Карта минеральных вод неокимских отложений Западно-Сибирского артезианского бассейна (составил В. В. Нелюбин)

1 — граница артезианского бассейна 2 — граница распространения неокимских отложений 3 — границы распространения специфических минеральных вод, 4 — изолинии глубин залегания кровли неокимских отложений (абс. отн. км) 5 — изолинии минерализации подземных вод г/л 6 — изотермы, °C Области распространения 7 — бромных вод 8 — йод бромных, 9 — йод бром борных, 10 — йод бром кремнистых вод 11 — преимущественно глинистые осадки неокима

70 мг/л отмечаются в Приуральской полосе бассейна и в Тарском Прииртышье. Содержание кремнекислоты изменяется в сравнительно небольших пределах — от 7 до 29 мг/л; нафтеновых кислот содержится не более 0,6 мг/л; pH воды чаще всего равна 7,2—7,6. Эти воды используются в Ханты-Мансийской водолечебнице.

Иод-бромные воды в отложениях четвертого комплекса (см. рис. 50) имеют, как правило, более высокую минерализацию и повышенные содержания биологически активных микроэлементов. Они используются в лечебных целях в Туринской, Заводоуковской и Тюмен-

ской водолечебницах. В районе г. Туринска йод-бромные воды получены с глубины 810—830 м из готерив-барремских отложений. Скважина, обеспечивающая водой лечебницу, фонтанирует с дебитом 860 м³/сутки, температура воды на устье 37°C. Состав воды следующий:

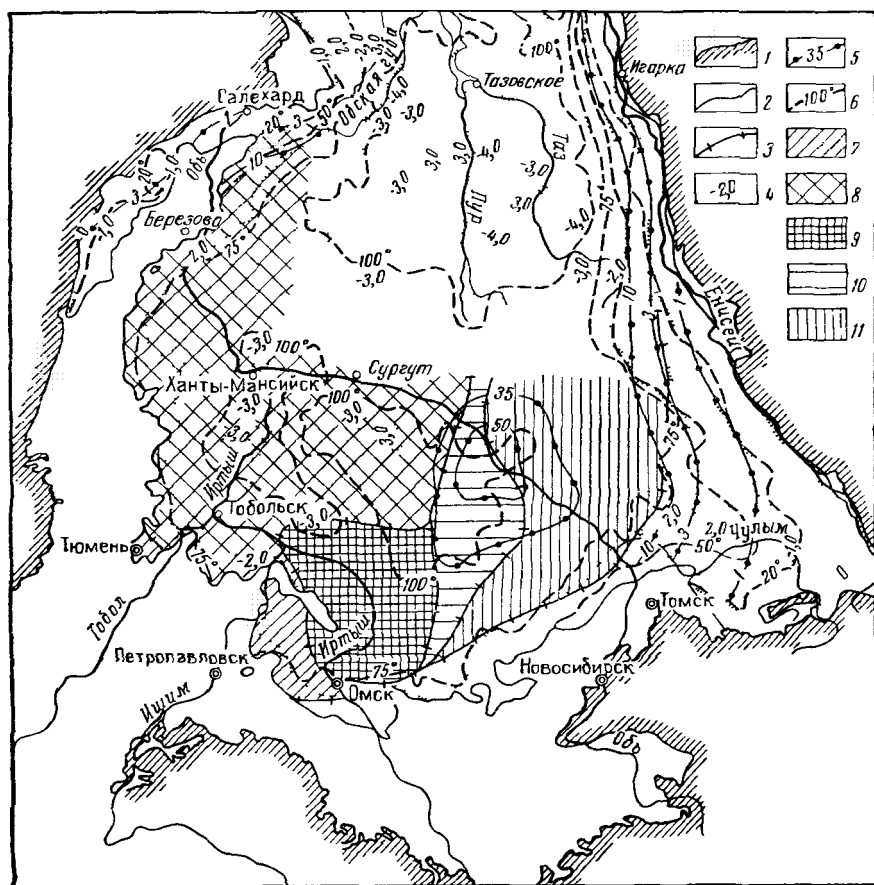
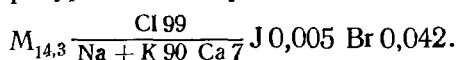


Рис. 51. Карта минеральных вод юрских отложений Западно-Сибирского артезианского бассейна (составил В. В. Нелюбин)

1 — граница артезианского бассейна, 2 — граница распространения юрских отложений, 3 — границы распространения специфических минеральных вод, 4 — изолинии глубины залегания кровли тюменской свиты (абс. отм., км), 5 — изолинии минерализации подземных вод, г/л, 6 — изотермы, °С. Область распространения 7 — йод-бромных; 8 — йод-бром-борных, 9 — йод-бром-бор кремнистых, 10 — йод-бром-кремнистых, 11 — бром-кремнистых вод

Вода содержит растворенный азотно-метановый газ в количестве 190 см³/л. Характеристика йод-бромных вод, используемых в Заводуковской и Тюменской лечебницах, приведена при описании гидрогеологии курортов.

Йод-бромные воды, приуроченные к юрским отложениям, имеют весьма ограниченное распространение (см. рис. 51). Ввиду большой глубины залегания и низкой водообильности вмещающих пород они не представляют интереса.

Бромные воды, приуроченные к отложениям апт-альб-сеномана, занимают сравнительно небольшую по площади территорию, около 100 тыс. км², протягиваясь узкой полосой от г. Петропавловска

через г. Омск и пос. Пудино к пос. Ларьяк. Область распространения бромных вод в неокомских отложениях уменьшается до 50 тыс. км², полоса шириной 80—100 км имеет меридиональное направление от пос. Парбиг к поселкам Парабель и Ларьяк.

Глубина залегания их изменяется от 600—700 м на юге артезианского бассейна до 900—1000 м и глубже в районе Ларьякской опорной скважины. Мощность песчаных пород апт-сеномана составляет в среднем 270 м, изменяясь от 150 до 400 м. В неокомских отложениях она равна в среднем 100 м. Средняя открытая пористость названных отложений соответственно равна 24—25 и 17—22%. Большинство скважин, вскрывших бромные воды, самоизливают, причем суточные расходы достигают нередко 300—500 м³/сутки. Воды повсеместно термальные с температурой в низах неокомских отложений 75—80°С.

Химический состав воды хлоридный натриевый III типа с минерализацией от 10—12 г/л в южной части бассейна до 20 г/л и более в центральных районах. Содержание йода в этих водах изменяется от 1—2 до 4 мг/л, брома от 25 до 54—84 мг/л (поселки Назино, Ларьяк), железа не более 5—8 мг/л. Нередко присутствуют нефтеновые кислоты в количестве, не превышающем 0,2 мг/л, и бор. Состав растворенных газов азотно-метановый, а ближе к внутренним районам бассейна — метановый, газонасыщенность от 200 до 1200—2300 см³/л.

Количество брома в водах обычно увеличивается вниз по разрезу и при погружении кровли водоносных горизонтов к центральным участкам бассейна. Поэтому высококонцентрированные бромные воды приурочены к неокомским отложениям, где содержание брома достигает 84 мг/л (Ларьякская скважина).

В нижней части разреза апт-сеноманских отложений в подземных водах юга низменности наряду с увеличением содержания брома и других микрокомпонентов увеличивается концентрация йода до 5—9 мг/л, и воды на ряде площадей становятся йод-бромными.

Кроме охарактеризованных площадей бромные воды встречаются и в районе г. Тюмени. Так, Ярская водолечебница функционирует на базе бромных вод.

Бром-кремнистые воды, встреченные в юрских отложениях, восточной половины низменности, занимают площадь свыше 200 тыс. км². Они распространены восточнее линии: пос. Ларьяк — Пудино до границы, проходящей через пос. Келлог — Белый Яр.

Глубина залегания этих вод изменяется от 1300—2000 м на юго-востоке и востоке территории до 2600 м при приближении к центральным районам. Мощность песчаников колеблется от 25 до 225 м, составляя в среднем 160 м. Средняя пористость равна 11%. Расходы скважин незначительные и редко превышают 50—100 м³/сутки, статические уровни устанавливаются чаще всего ниже дневной поверхности.

Температура колеблется от 40°С близ юго-восточной границы их распространения до 90—105°С в районе Назинской разведочной площади.

Химический состав бром-кремнистых вод хлоридный натриевый III типа, минерализация изменяется от 6—9 (Кыксинские, Елогуйские скважины) до 80 г/л (Колпашевская площадь). Растворенный газ преимущественно метановый, газонасыщенность до 2000—2300 см³/л.

Содержание йода колеблется от 1 до 4 мг/л, концентрация брома растет от юго-восточного обрамления бассейна к центральным и северо-восточным районам от 59—75 (Максимкин-Ярская, Бело-Ярская скважины) до 90—120 мг/л и более (Тымская, Назинские скважины). Изменение содержания кремнекислоты проследить не удается ввиду ее

слабой изученности. Максимальная величина ее 224 мг/л установлена близ пос. Лукашкин Яр.

Несмотря на значительные запасы, перспективы использования в бальнеологии бром-кремнистых вод не очень велики в связи с большой глубиной залегания и слабой водообильностью содержащих их отложений.

Йод-бром-кремнистые воды имеют небольшое распространение лишь среди отложений юрского возраста, протягиваясь узкой полосой от г. Омска к ст. Татарской и поворачивая от последней на север к поселкам Мыльджино и Бол. Тархово; общая площадь — около 75 тыс. км².

Воды залегают на глубинах 2300—2500 м. Мощность песчаников изменяется от 25 до 175 м, в среднем 50 м, пористость их составляет в среднем 11%.

Скважины, вскрывшие йод-бром-кремнистые воды, имеют крайне низкие дебиты, порядка 10—30 м³/сутки, редко до 100 м³/сутки, уровни устанавливаются чаще всего ниже дневной поверхности. Воды хлоридные натриевые III типа с минерализацией от 28 до 62 г/л. Ионный состав следующий:

$$M_{55-62} \frac{Cl\ 99}{Na + K\ 90-93\ Ca\ 7-10} \times \\ \times J\ 0,006-0,013\ Br\ 0,115-0,146\ H_2SiO_3\ 0,073-0,104.$$

Проследить изменение микрокомпонентов по площади и в разрезе не представляется возможным, поскольку имеются лишь единичные и к тому же неполные химические анализы вод.

Йод-бром-кремнистые воды не смогут, вероятно, найти широкого применения в бальнеологии, поскольку залегают на больших глубинах, имеют ограниченное распространение и приурочены к отложениям, имеющим незначительную водообильность.

Углекислые минеральные воды установлены в районе пос. Шаима и являются локально развитыми водами вблизи контура нефтяного месторождения. Залегают они в восточном крыле структуры на глубине 1520—1540 м в песчаниках юрского возраста. Водообильность отложений невысокая, удельные дебиты скважин составляют тысячные доли литра в секунду на метр. Пьезометрические уровни устанавливаются на 10—37 м ниже дневной поверхности. Температура подземных вод в пласте около 80°C.

По химическому составу это хлоридные натриевые воды I типа (гидрокарбонатно-хлоридные натриевые)* с минерализацией от 23,9 (скв. 46) до 29,4 г/л (скв. 12). Химический состав вод следующий:

$$CO_2\ 24-37\ M_{24-29} \frac{Cl\ 51-65\ HCO_3\ 24-48}{Na + K\ 99-100} \times \\ \times J\ 0,014-0,016\ Br\ 0,030-0,052\ H_2SiO_3\ 0,005-0,026.$$

Спонтанный и растворенный газ представлен в основном углекислотой, составляющей 88—96% общего объема, количество углеводородных газов от 2 до 10%. Газонасыщенность вод достигает 12 200—18 600 см³/л. Таким образом, данные воды относятся к высококонцентрированным углекислым водам. Кроме того, по содержанию микрокомпонентов они могут быть отнесены к йод-бромным, что придает им дополнительную бальнеологическую ценность. Характерно, что с западной стороны нефтяная залежь подпирается хлоридными натриевыми

* В скобках указано наименование вод, принятое в бальнеологии.

водами III типа с минерализацией 14—16 г/л, свойственными данному району. Локальное проявление углекислых вод установлено и на Веселовской площади в Новосибирской области.

Железистые воды встречены на территории артезианского бассейна и в краевой части Тургайской впадины в пределах Алапаевского, Камышловского и Каменского районов (Славянова, 1962). Большинство выходящих здесь источников приурочено к известнякам визейского яруса, с которыми связаны железорудные месторождения алапаевского типа. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным натриевым I типа с минерализацией до 0,6—0,8 г/л и содержанием железа до 18 мг/л (Поскотинский ключ). Однако получение железистых вод с концентрацией железа свыше 10 мг/л и устойчивым режимом затруднено, поэтому в отношении использования минеральных подземных вод названные районы малоперспективные.

Известный источник железистых вод, выходящих близ курорта «Озеро Медвежье» в Курганской области, связан по предположению В. Н. Васильевой (1955), с песками и тонкопесчанистыми глинами неогенового возраста. Эти хлоридные натриевые II типа воды широко используются для питьевого лечения на упомянутом курорте.

Минеральные воды с содержанием железа 78—290 мг/л распространены на крайнем северо-западе низменности, в районе Салехарда. Вскрытые скважинами Гидропроекта в четвертичных отложениях, они залегают на различных глубинах от 4 до 47 м и глубже и являются над- и межмерзлотными водами. По химическому составу эти воды преимущественно гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатные кальциевые I типа с минерализацией от 0,17 до 0,96 г/л. Несмотря на высокие концентрации железа они не нашли еще применения в бальнеологии.

Значительное количество железа наряду с другими микрокомпонентами отмечается по многим глубоким скважинам, вскрывшим подземные воды в отложениях от сеномана до юры включительно. Концентрация железа изменяется от 10 до 290 мг/л при минерализации воды от 8—9 до 40 г/л и более.

Группа неспецифических вод

Помимо описанных разновидностей специфических минеральных подземных вод в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна широко распространены преимущественно гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые воды метаново-азотного, азотно-метанового и метанового газового состава с содержанием микрокомпонентов ниже кондиционных. Они занимают периферическую часть бассейна площадью свыше 1,5 млн. км² и встречены в палеогеновых, меловых и юрских отложениях.

В Приуралье минеральные воды имеют состав от гидрокарбонатных натриевых I типа (дер. Чекуново, Туринский р-н) в трещиноватых палеогеновых и верхнемеловых опоках до хлоридных натриевых III типа (города Талица, Махнево, Сосьва) в нижнемеловых осадках и залегают на глубинах 250—1000 м. Глубже 450 м воды становятся слаботермальными и термальными. Газовый состав этих вод изменяется от азотно-метанового в прибортовой части бассейна до метанового. В лечебных целях используются солоноватые хлоридные натриевые воды. Так, в г. Талице Свердловской области гидроминеральной базой существующей водолечебницы являются воды, выведенные из песчанников аптского возраста с глубины 450—459 м. Первоначальный расход скважины достигал 45 л/сек, затем снизился до 20 л/сек. По составу

это хлоридные натриевые воды III типа с азотно-метановым растворенным газом и минерализацией 9,0—9,2 г/л. Йода в воде содержится около 3 мг/л, брома 20—25 мг/л, нафтеновых кислот 0,15 мг/л. Температура самоизливающихся вод 26°C.

Воды аналогичного состава с минерализацией около 9 г/л, но, вероятно, с несколько меньшим содержанием микроэлементов вскрыты в верхнемеловых отложениях Махневского района и послужат базой строящейся водолечебницы Кыртомка.

На юге Тюменской области, близ оз. Тараскуль, из готерив-барремских отложений получены неспецифические минеральные воды с глубины 1100 м.

Южнее г. Петропавловска и на юге Омской области за пределами развития специфических минеральных вод в меловых и юрских отложениях на глубинах свыше 400—1200 м широко распространены хлоридные натриевые воды III типа с минерализацией от 2 до 10—12 г/л и содержанием йода до 5 мг/л и брома до 25 мг/л, которые также могут найти широкое применение в лечебных целях.

На юге артезианского бассейна, на большей части территории Новосибирской области, солоноватые гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые воды I типа находятся на глубине 900—1300 м в отложениях апт-альб-сеномана. Газовый состав вод преимущественно азотно-метановый, содержание йода до 1—2 мг/л, брома до 12—15 мг/л. Такие воды используются на курорте «Озеро Карачи». Следует отметить, что подземные воды типа карачинской вскрыты и добываются для водоснабжения в ряде районов Новосибирской и Омской областей. Минеральные воды подобного же состава имеют большое развитие и в восточной части Томской области, где диапазон распространения их по разрезу весьма велик: от юрских до верхнемеловых отложений в районах г. Колпашево и пос. Напас.

Неспецифические воды с минерализацией выше 1 г/л широко развиты в верхних горизонтах геологического разреза, в отложениях антропогена, неогена и палеогена к югу от линии Тобольск — Тара — Новосибирск, т. е. в полосе неустойчивого и недостаточного увлажнения. Минерализация этих вод колеблется в широких пределах, достигая 50 г/л и выше.

Очень разнообразны воды и по составу растворенных анионов и катионов. Чаще всего это гидрокарбонатные (при невысокой минерализации) или хлоридные воды, реже сульфатные. Нередко в водах в значительных количествах содержатся два, а иногда и все три аниона. Среди катионов, как правило, преобладает натрий, но часто наряду с ним встречаются и кальций и магний.

На описываемой территории преобладают воды с минерализацией до 3 г/л. Большие площади занимают также воды с минерализацией до 10 г/л. Воды с более высокой минерализацией встречаются небольшими участками среди вод первых двух групп.

Статические запасы неспецифических минеральных вод очень велики и составляют около одной трети общих статических запасов подземных вод артезианского бассейна.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ТОМЬ-КОЛЫВАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

В Томь-Колыванской складчатой зоне встречены холодные радиоактивные источники в пределах Томской области по долине р. Ушайки, близ деревень Заварзино, Бол. Киргизки, Петухово, у сел Семилужки и Басандайки и в Новосибирской области в районе сел. Колывань.

Наиболее изученным и перспективным участком развития радоно-радиевых вод в Томской области является Заварзинское месторождение. Подземные воды здесь связаны с трещиноватыми палеозойскими породами, а также третично-меловыми и четвертичными осадками. Глубина залегания минеральных вод с повышенной активностью колеблется в пределах первых двух десятков метров от поверхности. Удельный дебит скважин, вскрывших напорные воды, составляет около 0,5 л/сек·м, реже 1,5—1,7 л/сек·м при понижении до 4,0 м.

Расходы большинства минеральных источников долины р. Ушайки невелики и изменяются от сотых до десятых долей литра в секунду. Температура воды источников довольно постоянная, около 6°C. Химический состав воды гидрокарбонатный кальциевый I типа с минерализацией 360—770 мг/л. Среди анионов преобладают гидрокарбонатные ионы — 268—518 мг/л, содержание хлора не превышает 14 мг/л, сульфатов 10 мг/л. Свободная углекислота присутствует в количестве от 4,4 до 48,4 мг/л. Катионный состав воды следующий: кальция 54—148 мг/л, магния 13—36 мг/л, щелочей 0,2—30 мг/л, железа не выше 0,7 мг/л; реакция воды чаще всего нейтральная. По данным спектральных анализов, воды содержат барий, стронций, свинец, медь, титан, ванадий, хром, кобальт, сурьму в количестве до 1% от веса сухого остатка; присутствуют также висмут, никель и серебро (до 0,01%). Содержание радия колеблется от 4×10^{-11} до $1,9 \times 10^{-10}$ г/л, урана от $0,5 \times 10^{-6}$ до 3×10^{-6} г/л. Газовый состав преимущественно азотный (82—89%), углекислоты 5—10%, кислорода 2—10%.

Радиоактивность источников весьма различна: из 33 обследованных водопунктов лишь пять имеют кондиционное содержание радона (14 махе), позволяющее отнести их к водам с малой концентрацией радона, причем 3 источника содержат радона от 14 до 27 махе и два источника от 28 до 36 махе.

Своим происхождением радоно-радиевые воды данного района обязаны, вероятнее всего, рассеянным радиоактивным минералам, образовавшимся вместе с другими рудами в период гидротермального оруденения.

Радиоактивные воды Новосибирской области, относимые И. М. Земсковой и И. И. Плуманом к радоновым, связаны с Колыванским гранитным массивом, представляющим собой интрузию герцинского возраста. Трещинные воды гранитов залегают на глубинах от 2 до 75 м, нередко составляя единый горизонт с вышележащими грунтовыми водами четвертичных отложений. Водообильность пород невысокая: удельные дебиты скважин не превышают 0,1 л/сек. Температура воды — 5—6°C. Ионный состав вод по опробованным скважинам следующий:

$$M_{0,5-2,5} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 30—94 } \text{NO}_3 \text{ 2—48 } \text{Cl} \text{ 8—28 } \text{SO}_4 \text{ 2—8}}{\text{Ca} \text{ 60—76 } \text{Mg} \text{ 16—26 } \text{Na} \text{ 2—20}} \cdot$$

Следует отметить значительную загрязненность подземных вод (окислов азота местами до 400—600 мг/л) сточными водами в районе населенного пункта. Окисляемость составляет до 5 мг/л, pH — 7,0—7,8.

По содержанию радона они относятся к водам с малой и средней концентрациями. Из пятнадцати опробованных скважин в одной установлено некондиционное содержание радона в воде, в семи скважинах — от 20 до 104 махе и в семи — от 111 до 433 махе.

Проводилось изучение эманулирующей способности колыванских радиоактивных вод через определенные промежутки времени после извлечения на поверхность, а также при нагревании до 40—50°C. Результаты показали, что потери радона во времени достигают значительных величин только через двое-трое суток.

Охарактеризованные радиоактивные воды заслуживают дальнейшего всестороннего изучения и могут послужить базой для строительства местных здравниц тем более, что месторождения их располагаются вблизи таких крупных промышленных центров, как Томск и Новосибирск.

МИНЕРАЛЬНЫЕ И ГРЯЗЕВЫЕ ОЗЕРА

В широкой полосе лесостепной и степной зон Западно-Сибирской низменности расположено огромное количество минеральных озер, воды и грязи которых часто обладают хорошими бальнеологическими показателями.

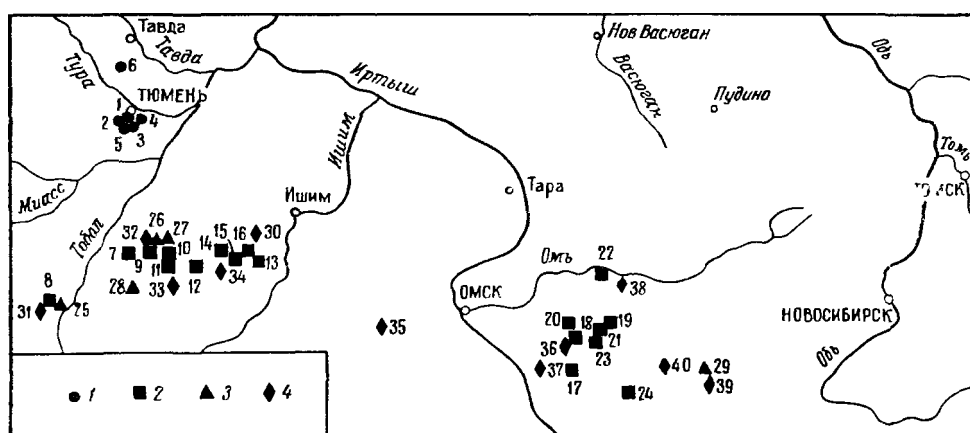


Рис. 52. Схема расположения типичных минеральных и грязевых озера юга Западно-Сибирской низменности (составили В. В. Нелюбин, Т. Г. Севастьянова)

1 — пресные и слабосоленые озера с сапропелевыми илами, 2 — соленые и рапные озера, 3 — соленые озера с лечебными грязями, 4 — рапные озера с лечебной водой и грязями (названия озера приведены в табл. 36)

В зависимости от лечебной ценности все озера юга низменности ориентировочно подразделены нами на четыре основные группы: 1) пресные и солоноватые озера с сапропелевыми илами; 2) соленые и рапные озера; 3) соленые озера с лечебными грязями; 4) рапные озера с лечебной рапой и грязями (рис. 52, табл. 36).

Озера, расположенные севернее 55—56 параллелей, являются чаще всего пресными или слабосоленатыми (до 3 г/л) и в большинстве случаев содержат сапропелевые и торфяные грязи. Такими являются озера южной части Тюменской области, а также северных частей Омской и Новосибирской областей. По химическому составу воды этих озера гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные натриевые, реже хлоридные натриевые I—III типов с минерализацией от 0,1 до 2,6 г/л. Тип сапропелей зачастую смешанный: кремнеземисто-известковистый или известковисто-кремнеземистый, иногда преимущественно кремнеземистый; содержание органического коллоида в грязях изменяется от 6 до 21%, составляя в среднем 8—14% от веса сухой грязи.

Сапропелевые грязи озера являются ценными для лечебных целей и применяются в грязелечении в Свердловской и Тюменской областях. Нередко в озерах имеется несколько слоев сапропелевых залежей общей мощностью до 7,0 м. Запасы сапропелей весьма значительны: только по нескольким озерам юга Тюменской области (см. табл. 36) они составляют по категории А₂ около 20 млн. т. В настоящее время в лечебных целях сапропель используется в грязелечебнице «Озеро

Типичные минеральные и грязевые озера юга Западно-Сибирской низменности

№ на карте	Название и местоположение озера	Площадь, км ²	Макс. глубина, м	Минерализа- ция, г/л	Тип воды, по Лавреню	Характер целевых свойств и их мощность, м	Примечание в отношении хозяйства и рекомендаций по дальнейшему использованию
1	Бол. Тараскуль, 17,0 км южнее г. Тюмени	1,49	2	0,26	С ₁ ^{Na}	Саропель до 7,5 м	На берегу озера распо- ложен детский санато- рий на 150 мест
2	Мал. Тараскуль, 19 км южнее г. Тюмени	1	1,8	0,16	С ₁ ^{Ca}	Саропель до 6,7 м	Предназначен строи- тельством крупного са- натория на 400 мест
3	Турбузово, 12 км южнее г. Тюмени	3,5	1,5	0,22	С ₁ ^{Ca} ^{III}	Саропель до 5,5-6 м	Грязь используется в лечебных учреждениях г. Тюмени. Вода ис- пользуется для полива
4	Дубовое, 13 км южнее г. Тюмени	1,4	1,5	0,13	С ₁ ^{Na}	Саропель до 6,5 м	Саропель озера может быть успешно исполь- зован в лечебных це- лях, а также в каче- стве удобрений, по- скольку озеро осуша- ется
5	Сай-Куль (Чиккуль), 2 км на юг от пос. Черни- шево	0,04	1,2	0,4	С ₁ ^{Na}	Саропель до 2 м	Саропель рекомендова- ны для лечебных пос. Чернышево
6	Армака, 95 км севернее г. Тюмени	3,3	1	0,125	С ₁ ^{Na} ^{III}	Саропель до 5,3 м	Грязелечебница «Армака» каз. функционировал с 1947-1949 гг. Запасы саропеля 10- 12 млн. м ³

Солёные и рассольные озёра

7	Горыше (Старое) Курганский обл., 25 км южнее пос. Варгаш	6	0,5	16	$\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$	Или с примесью песка, 0,7 м	Вода озера может быть использована в лечебных целях
8	Бол. Горыше Курганской обл., в 6 км к югу от сел Камыган	>6	1,2	144	$\text{S}_{\text{II}}^{\text{Na}}$	Или глинистые со сбоями запахом H_2S до 0,4 м	То же
9	Бол. Горыше (Лебяжинское) Курганский обл., в 7 км западнее пос. Лебяжье	8	0,3	54	$\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$	Или засыпано опесчанностью, 0,2—0,6 м	" "
10	Киселе Курганской обл. Варгашинского р-на, севернее дер. Бол. Островное	3	1,2	17	$\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$	Или до 0,3 м, ниже метко- и среднеразмерные пески	Вода озера может быть использована в лечебных целях
11	Островное Курганский обл., Варгашинского р-на, южнее дер. Островное	7	0,5	23,7	$\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$	Или до 0,5 м и мелко- и среднеразмерные пески	То же
12	Еланье Курганский обл., в 7 км от ж. д. ст. Макушино	12,0	0,45	22,5	$\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$	Серая грязь с примесью песка до 1 м	" "
13	Сивера Тюменский обл., на границе с Северно-Казахстан обл., около сел Нов. Александровка	62	0,5	190,7	$\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$	Или опесчаненные до 0,60 м	" "
14	Горыше Курганский обл. южнее сел. Волчинское	5,0	0,5	25,1	$\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$	Грязь со значительной примесью песка до 0,5 м	" "
15	Солёное Курганский обл., в 3 км от дер. Карасе		0,5	206	$\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$	Грязь мощностью до 1 м плавится со слом соли в 1 м	В лечебных целях может быть использована в основном вода озера и, возможно, грязь

№ на карте	Название и местонахождение озера	Площадь, км ²	Макс. глубина, м	Нормализо- ванн. $\frac{1}{4}$	Тип воды, по Лавреню	Характер иловых отложений и их мощность, м	Примечание в отношении хозяйства и размещения по ландшафту использованию
16	Бол. Кушук, в 7,5 км от сел. Чердыни Кураганской обл.		1	19	Ca_{III}	Мощность гравия до 0,5 м	В лечебных целях может быть использована пре- имущественно вода озера
17	Саян-Гор Омской обл., Дробышевского р-на, в 5 км от сел. «По- беда»	2,0	0,15	75	Ca_{III}	Мощность заглинянных иллов до 2,3 м	Раса, возможно, выдает примечание в балансе зотии. Запасы типа в озере около 1,6 млн т
18	Горыше Новосибирск обл. Чистозерного р-на, в 3 км от сел. Чистозерного	7	0,5	19,0	Ca_{III}	Иловые отложения до 7 м	Вода представляет ле- чебную ценность
19	Солонце Новосибирск обл. Татарского р-на, 1,5 км восток, дер. Болосники	10,5	1	60	Ca_{III}	Донные отложения гли- стые (2,8 м), подсти- лаются суглинками	То же
20	Денежье Новосибирск обл. Чистозери р-на, у дер. Елизаветинки	1,5	0,7	190	Ca_{III}	Илы черные и голубово- то-серые с вымываем солей до 4,5 м	Раса представляет ле- чебную ценность, ис- пользуется для купа- ний
21	Солонце (Польнянское) Новосибирск обл. Чистозери р-на	0,8	0,5	10,7	Ca_{III}	Илы с кристаллами по- варенной соли и мине- рализы	Рату озера рекоменду- ется использовать в ле- чебных целях
22	Бол. Тейлес Новосибир обл. Чановского р-на, у дер. Дюбинки	32,5	0,9	17	Ca_{III}	Глинистые илы	Вода озера может быть использована для ку- паний, аналогично мор- ской

23	Абышкан Южный Ново- сибирской обл. Чисто- озери. р-на, между де- ревьями Мал Тохтой и Васильевкой	20	0,7	11,8	Cl_{III}^{Na}	Мощность долинных отло- жений до 6 м	Вода может быть ис- пользована для вну- треннего употребления и лечебных ванн
24	Баган Новосибирск. обл. Андреевского п-на, в 2 км от дер. Гру- шевкин	9	8	47	Cl_{III}^{Na}	Иловатые пески и супе- си в прибрежной по- лосе	Рапа озера может быть использована для ванн

Соленые озера с лечебными грязями

25	Горькое Курганской обл., в 18 км от дер. Зве- ринскоголовское		2,5	17	Cl_{II}^{Na}	Грязь высокого качества без примесей до 0,9 м	Функционирует грязе- чебница
26	Горькое Курганской обл., вблизи дер. Кузнецова	0,25	0,5	13,2	Cl_{III}^{Na}	Грязь однородная, мажу- щаяся, без примесей	Грязь можно использо- вать для лечебных це- лей
27	Суевское Курганской обл., дер. Кузнецово		2,0	10,4	Cl_{III}^{Na}	Мощность илов до 0,9 м	То же
28	Горькое вблизи дер. Чу- лошное Курганской обл.	1,0	0,65	22,2	Cl_{III}^{Na}	Грязь высокого качества до 0,6—1,0 м	Грязелечебница «Зеленый борок» на 120 мест
29	Горькое Новосибирской обл. Веселовского р-на, в 3 км от дер. Лотошное	6	1	17,2	Cl_{II}^{Na}	Грязь мажущаяся, жир- ная, однородная по составу	Грязь вполне пригодна для лечебных целей

№ на карте	Название и местоположение озера	Площадь, км ²	Макс. глубина, м	Измерения шир. и д.	Тип воды, по А.И.Ву	Характер воды, солонч. и ее мощность, м	Примечание в народном хозяйстве и в рыболовстве по замыслу и использованию
30	Солонце Томской обл., в 3 км от дер Огурево, сел Бердский	0,5	0,55	147	С _{III} ^{Na}	Грязь хорошего качества до 1 м	Грязь используется местной больницей, может быть использована и рапа озера
31	Горыше Курганской обл., у дер Камышное		0,22	72	С _{III} ^{Na}	Грязь хорошего качества до 1 м	
32	Мал. Горыше Курганск обл., в 4 км от дер Косардин на юге области	3	1,1	79	С _I ^{Na}	Илы хорошего качества до 0,7 м	
33	Горыше Курганск обл., у дер Бол. Курейное	3	1	167,2	С _{III} ^{Na}	Грязь хорошего качества до 2 м	Грязь в рапа может использоваться для лечения. На озере возможно строительство здравниц
34	Медвежье Курганск обл., в 17 км от ж. д. ст Петухова	4,5	1,05	344,1	С _{III} ^{Na}	Грязь хорошего качества, общие запасы около 8 млн м ³ , до 10 м	Функционирует курорт «Озеро Медвежье»
35	Эбелга Омской обл., 35 км на юго-восток от райцентра Омбыно	90	1,5	245,6	С _{III} ^{Na}	Илы хорошего качества до 6 м	Рекомендуется органами для межхозяйной заправки. Источны

Ранние озера с лечебной водой и грязи

36	Атача, в 13 км севернее пос. Черлак, Омской обл.	45	0,7	59	$\text{Cl}_{\text{II}}^{\text{Na}}$	Или хорошего лечебного качества до 9 м	важно поднежит рапа, грязь озера
37	Ульжани Омск. обл., Черлакского р-на	13	0,6	170	$\text{Cl}_{\text{II}}^{\text{Na}}$	Или высокого качества до 6,2 м	Ранее существовал курорт местного значения. Используется рапа и из Черлакской районной больницы. Рекомендуется для более широкого применения.
38	Караичи Новосибирской обл.	3,3	1	150-214	$\text{Cl}_{\text{II}}^{\text{Na}}$	Грязь токоциперная, однородная по составу, легко мажущаяся, до 0,5 м	Курорт «Караичи», используется рапа и грязь
39	Островное, в 5 км от дер. Лопатинское Красноярского р-на	35	0,8	146	$\text{S}_{\text{II}}^{\text{Na}}$	Мощность иловых отложений до 5,7 м	Грязи используются местными населением для лечения целей, ревматизма и используются к использованию рапа
40	Горки Новосибирск. обл., у дер. Новокалени			196	$\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$	Или лечебного значения	

Ахманка», в детском санатории «Озеро Бол. Тараскуль» и в некоторых больницах г. Тюмени. Кроме того, ведется строительство крупного курорта на озере Мал. Тараскуль.

Недостаточная изученность пресных озер с сапропелевыми и торфяными глинами северных районов Омской и Новосибирской областей, а также удаленность от крупных населенных пунктов затрудняет их использование.

Большое значение для бальнеологии имеют соленые и рапные озера, находящиеся в степной зоне. Подавляющее количество озер этой группы содержат хлоридную натриевую воду II—III типов с минерализацией от 16—19 до 190—206 г/л. Наиболее типичными среди соленых озер являются Горькое (Строево), Кислое, Еланач в Курганской области, Горькое, Абышкан и Бол. Тебисс в Новосибирской области. Среди рапных озер большой интерес представляют озера Сиверга, Бол. Горькое, Соленое в Тюменской и Курганской областях, Карачи, Сасык-Сор, Соленое (Польяновское), Лечебное и другие в Омской и Новосибирской областях.

На востоке Челябинской и в Курганской областях насчитываются сотни соленых озер различного размера с осадочными неорганическими илами. Последние являются преимущественно кремнистыми, реже известковисто-кремнистыми глинами с небольшим содержанием органических веществ. Вода озер, как правило, хлоридная натриевая I—III типов с минерализацией до 17—22 г/л (см. табл. 36). Для лечебных целей используются лишь немногие из них: на озерах Горькое (Звериноголовское) и Горькое (Чулошное) функционируют грязелечебницы; грязь других озер (Соленое, свх. Бердюжский и др.) используется в районных больницах.

В Омской области грязевых озер, пригодных для грязелечения, значительно меньше и располагаются они лишь в южных районах, на границе с Кокчетавской областью. Кроме того, определенный интерес представляет группа озер, расположенных в древнем русле р. Камышловки, а также в Тюкалинском районе, и целый ряд других.

Наиболее ценными для освоения в лечебных целях являются рапные озера с лечебной рапой и глинами. Среди них в первую очередь следует отметить озера Соленое, Горькое (Бол. Курейное) и Медвежье в Тюменской и Курганской областях; Ульжай, Атаежье, Эбейты в Омской области; Карачи, Островное, Горькое (Нов. Ключи) и другие в Новосибирской области. Рапа этих озер относится к хлоридным натриевым преимущественно II—III типов, а минерализация изменяется от 60—70 до 240—344 г/л. В воде озер нередко содержатся значительные количества брома, боратов и других микрокомпонентов.

Характерной особенностью некоторых озер последних трех групп является повышенная щелочность воды или рапы, обусловленная или отмытием солонцов (озера Горькое-Мыльное, Узково в Курганской обл.) или процессами сульфат-редукции (оз. Карачи в Новосибирской обл.). Кроме того, встречаются озера, например в Кулунде, вода которых в значительной мере обогащена карбонатами.

Осадочные материковые грязи большинства рапных озер имеют значительную мощность (от 0,4 до 6 м) и представляют собой гомогенные пластичные, с характерными специфическими качествами неорганические илы, обладающие высокими показателями для производства аппликаций, не уступающими в бальнеологическом отношении глинам известного курорта «Озеро Карачи». Большую лечебную ценность представляют озера Кулундинской и Барабинской степей, однако многие из них нуждаются в дополнительном бальнеологическом изучении.

Все вышеизложенное показывает, что Западно-Сибирский артезианский бассейн обладает огромными запасами минеральных вод разных типов и имеет по существу неограниченные возможности для организации широкой сети водолечебниц и крупных санаторно-курортных учреждений. Выбор местоположения здравниц зависит в большинстве случаев не от гидроминеральной базы, а от потребностей в них и экономической целесообразности. В районе каждого более или менее крупного населенного пункта в пределах распространения специфических минеральных вод (см. рис. 48, 49, 50, 51) можно выбрать место с хорошими природными условиями и, пробуравив скважину, получить лечебную воду.

Следует считать целесообразным использование для этих целей широкой сети разведочных скважин, пробуренных в Западно-Сибирской низменности, что значительно удешевит капиталовложения в строительство лечебниц, и лишь в крупных населенных пунктах можно, очевидно, пойти на бурение специальных скважин.

Необходимо также отметить, что органы здравоохранения уделяют крайне недостаточное внимание организации лечебниц на базе местных минеральных вод. Например, совершенно не оправдано отсутствие лечебниц на базе вод, вскрытых разведочными скважинами в городах Татарске, Барабинске, Колпашево, Увате, Александрово и многих других населенных пунктах.

По богатству и разнообразию сапропелевых, рапных и грязевых озер Западно-Сибирская низменность, безусловно, занимает одно из первых мест среди грязелечебных районов Советского Союза.

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

Геотермические исследования на территории Западно-Сибирского артезианского бассейна проводились главным образом к югу от широтного участка р. Оби. В северных районах бассейна температура недр изучалась лишь в областях развития вечной мерзлоты на небольших глубинах. Температурные замеры по всему разрезу мезо-кайнозойских отложений на севере бассейна были проведены только в нескольких пунктах в Приенисейской и Приобской его частях.

Обобщение этих исследований и характеристика геотермических условий бассейна приводятся в ряде работ различных авторов (см. гл. I). Ниже дается краткая сводка наших представлений по этому вопросу. Надо только оговориться, что температурные замеры проводились в бассейне, как правило, без надлежащей предварительной выдержки скважин. Количество замеров по стволу скважин большей частью невелико и они сосредотачиваются во всех случаях в нижних частях скважин (большей частью ниже 1000 м). При обработке температурных замеров по скважинам использовались методы математической статистики, причем изменение температуры по разрезу определялось по графикам температура — глубина, построенным для каждой разведочной площади по данным всех скважин, пробуренных в ее пределах. Эти же графики использовались при построении термальных карт и определении геотермических градиентов.

Исследования показали, что температура подземных вод бассейна изменяется в широких пределах от отрицательных — в областях развития многолетней мерзлоты до 120—150°C, а возможно и выше в наиболее глубоких прифундаментных частях разреза. Осредненные геотермические градиенты, обуславливающие темп нарастания температуры с глубиной, изменяются в пределах от 2 до 6—7°C/100 м.

На большей части территории величина геотермических градиентов в отложениях чехла составляет $3-4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (рис. 53, IV) Приенисейская полоса бассейна характеризуется наименьшими значениями геотермических градиентов — от 2 до $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ Повышенные градиенты — до $4-5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ имеют отдельные районы Среднего Приобья и

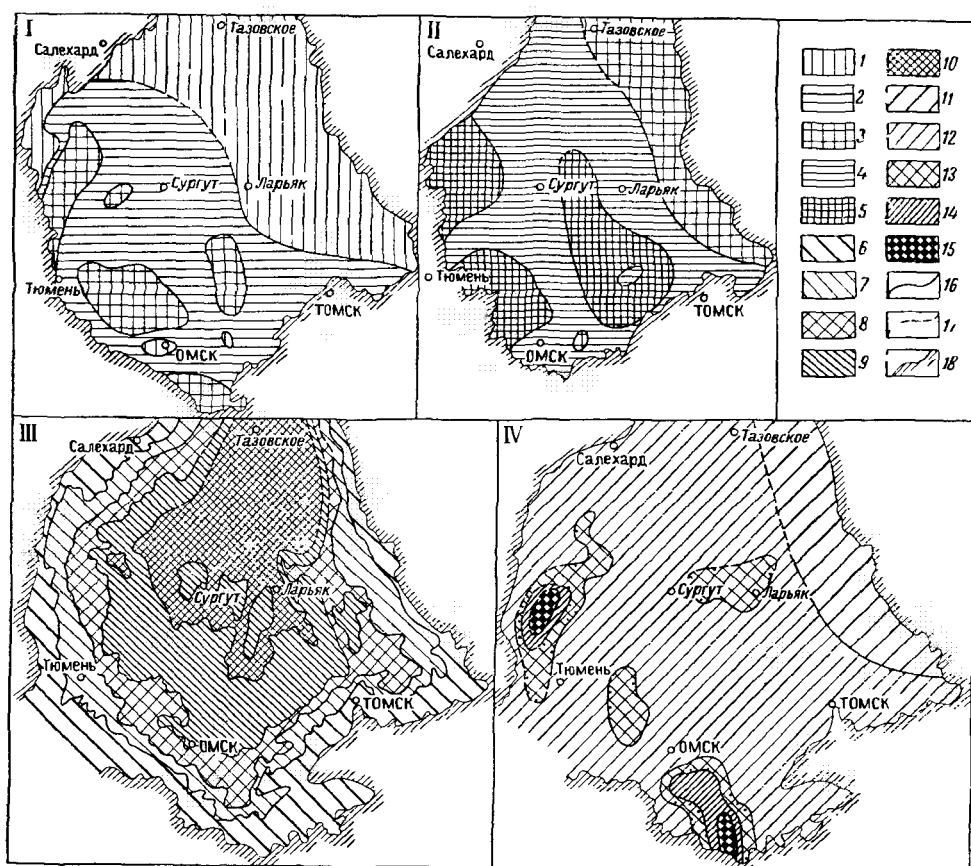


Рис 53 Геотермические карты Западно Сибирского артезианского бассейна (составили Ю В Махнев, А А Розин)

Карты температур I — на глубине 1000 м II — на глубине 2000 м III — по кровле палеозойского фундамента IV — карта геотермических градиентов Температура $^{\circ}\text{C}$ 1—15—30 2—30 40 3—45—60 4—60—75 5—75—90 6—<30 7—30—60 8—60—90 9—90—120 10—>120 Геотермический градиент в град/100 м 11—2—3 12—3—4 13—4—5 14—5—6 15—6—7 16—границы зон с различными температурами и градиентами 17—то же предполагаемые 18—граница артезианского бассейна на соответствующей глубине

значительная часть территории Вагай-Ишимского района Самые высокие величины геотермических градиентов — от 6 до $7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ отмечены в Павлодарском Прииртышье и Среднем Приуралье

В соответствии с таким распределением градиентов наименьшие температуры подземных вод на глубине 1000 м (см рис 53, I) отмечаются в Приенисейской полосе и в районе Омской впадины, где они не превышают 30°C Подземные воды с температурой $45-60^{\circ}\text{C}$ распространены в Приуралье, а также к северу от участка железной дороги Ишим — Называевская до р Иртыша, в верхней части бассейна р Васюган и в районе Кулундинской степи На остальной территории на глубине 1000 м температура подземных вод составляет $30-45^{\circ}\text{C}$

Температура подземных вод на глубине 2000 м (см. рис. 53, II) изменяется в пределах от 50 до 100°C и редко выше. Наиболее широко распространены воды с температурой 60—75°C. В восточной части бассейна температура подземных вод понижается до 45—60°C. Самые высокие температуры наблюдаются в отдельных районах центральной и западной частей бассейна.

Температура подземных вод на границе с фундаментом увеличивается с возрастанием глубины его залегания от обрамления к центральной части бассейна. На сравнительно узкой полосе, примыкающей к палеозойскому обрамлению, температура подземных вод не превышает 30°C. Во внутренних областях бассейна, где фундамент вскрывался на глубинах 2400—3200 м, температура вод составляла до 90—105°C, иногда до 135°C. В районах, где глубина залегания фундамента будет большей, возможны температуры до 150°C и выше.

Нагрев мезозойских отложений и заключенных в них вод идет главным образом за счет внутреннего тепла земли. Тепло, возникающее при радиоактивном распаде, физико-химических и биохимических процессах, в мезозойских отложениях ничтожно по сравнению с тепловым потоком, идущим снизу, и не оказывает существенного влияния на тепловое поле Западно-Сибирского бассейна, но создает на отдельных участках аномалии. Например, в некоторых районах химические процессы, происходящие в углях, создают положительные аномалии температур в скважинах против отдельных угольных пластов.

Основными факторами, определяющими температуру мезо-кайнозойских отложений, помимо интенсивности теплового потока, идущего снизу, являются: состав горных пород, рельеф фундамента, динамика подземных вод, тектонические разрывы, геологическая история бассейна и его фундамента. Влияние этих факторов в той или иной степени сказывается на температуре подземных вод.

Распределение температур определяется суммарным действием всех факторов. Зачастую влияние одного фактора затушевывается другими и далеко не всегда может быть установлено. Другая причина, мешающая определению степени влияния различных факторов на распределение температур, заключается в недостаточно высоком качестве геотермических исследований.

Известно, что литологический состав в значительной мере определяет тепловое сопротивление пород. Глины обладают большим тепловым сопротивлением, чем песчаные породы, и поэтому являются теплоизоляторами. И, наоборот, песчаные пласты по сравнению с глинистыми являются в большей степени теплопроводящими (Сухарев и др., 1954 г.). В разрезе мезо-кайнозойских отложений южной и центральной частей Западно-Сибирского бассейна выделяются две основные теплоизолирующие глинистые толщи. Высокотермальные условия Западно-Сибирского бассейна в значительной степени обусловлены этими толщами. Нижняя глинистая толща верхнеюрско-нижневаланжинского возраста (марьяновская и куломзинская свиты и их аналоги) в Омско-Тарском Прииртышье и Среднем Приобье имеет мощность 170—350 м и располагается на глубине 1900—2300 м.

Верхняя теплоизолирующая глинистая толща турон-палеогенового возраста имеет мощность 500—800 м. Глубина залегания этой толщи в Среднем Приобье 50—230 м, а в Омско-Тарском Прииртышье 170—300 м.

В пределах глинистых теплоизолирующих толщ плотность теплового потока увеличивается, что приводит к заметному увеличению геотермических градиентов. Имеющиеся в нашем распоряжении данные не поз-

воляют уверенно проследить изменение геотермических градиентов по разрезу.

Судя по отрывочным разрозненным данным, с известной долей условности геотермическая характеристика основных литологических толщ, слагающих мезо-кайнозойский разрез бассейна, представляется следующим образом: верхнеюрско-нижневаланжинские отложения первой глинистой теплоизолирующей толщи характеризуются геотермическими градиентами преимущественно от 5 до $8^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$; глинистые отложения второй теплоизолирующей толщи турон-палеогенового возраста преимущественно от $3,5$ до $4,5^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$.

Песчано-глинистые отложения нижнего и верхнего мела (покурская, киялинская и тарская свиты), залегающие между глинистыми теплоизолирующими толщами, имеют наименьшие геотермические градиенты. В этих отложениях более часто встречаются градиенты от $2,5$ до $3,5^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$.

Геотермические градиенты песчано-глинистых отложений средней и нижней юры, залегающих между нижней глинистой толщей и палеозоем, чаще всего изменяются от 3 до $5^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$. Такие высокие значения геотермических градиентов в данном случае, вероятно, объясняются высокой плотностью этих пород, значительным содержанием глин, а также теплоизолирующим действием вышележащей глинистой толщи.

В восточной части бассейна разрез представлен песчано-глинистыми отложениями. Здесь отсутствуют глинистые толщи значительной мощности, которые могли бы сыграть роль теплоизолятора. Это обстоятельство наряду с другими причинами привело к значительному снижению градиентов.

Влияние рельефа фундамента на температурные условия мезо-кайнозойских отложений обычно уловить не удастся, но в отдельных случаях эта зависимость проявляется достаточно определенно. Например, в Вагай-Ишимском районе температура подземных вод на глубине 1000 м на $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$ выше, чем в примыкающей к нему с востока Омской впадине, где глубина залегания фундамента почти на 1000 м больше.

В пределах Тобольской зоны линейных валообразных структур температура на $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$ выше температуры, наблюдаемой в соседних прогибах. В ряде районов отмечается некоторое повышение температуры вод на сводах локальных структур. Эта закономерность улавливается на Завьяловской, Ново-Васильевской, Большереченской и некоторых других площадях. Здесь температура подземных вод юрских отложений в сводах на $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$ выше, чем на той же глубине над крыльями структур.

Существенную роль в распределении тепловых потоков играют зоны крупных тектонических нарушений в фундаменте. Наблюдаемая в ряде случаев приуроченность тепловых аномалий к зонам тектонических нарушений указывает, по-видимому, на то, что тепловой поток повышенной плотности поступает по этим нарушениям в вышележащие мезозойские отложения. Так можно объяснить тепловые аномалии в Павлодарском Прииртышье, на Мулымьинской, Межовской, Усть-Сильгинской и других площадях.

Заметное влияние на геотермический режим недр оказывает динамика подземных вод. В областях, непосредственно прилегающих к обрамлению, в результате проникновения холодных инфильтрационных вод и сравнительно интенсивного водообмена происходит охлаждение мезозойских отложений. Такое понижение температуры недр хорошо прослеживается в юго-восточной части района, где геотермический градиент в мезозойских отложениях минимальный. От этого района к центру бассейна геотермический градиент возрастает.

Западно-Сибирский бассейн содержит огромные запасы термальных и перегретых вод.

Температура подземных вод, извлеченных на поверхность, в южных и восточных районах бассейна обычно не превышала 30—40°C. Наиболее высокие температуры вод на устьях скважин при опробовании установлены на площадях, значительно удаленных от обрамлений (табл. 37).

Таблица 37

Температура воды по некоторым скважинам бассейна

Наименование разведочных площадей и скважин	Интервал опробования, м	Возраст и свита	Дебит при самозливе, м ³ /сутки	Температура воды на устье, °C	Температура воды в пла- стовых усло- виях °C
Тобольская 5-Р	1723—1720	Тарская и леушинская (C _{Г1})	216	47	72
Челноковская 7-Р	1762—1750	Куломзинская и вогул- кинская (C _{Г1} —J ₃)	425	60,5	78
Сургутская 2-Р (52)	2166—2160	Тарская (C _{Г1})	285	49	68
	2115—2109	Тарская (C _{Г1})	324	47	64
	2104—2100				
Усть-Балыкская 64-Р	2215—2210	Тарская (C _{Г1})	297	59	69
Островная 40-Р	2090—2079	Вартовская (C _{Г1})	140	47	74
Мулымьинская 13-Р	1673—1657	Фундамент (Pz)	345	59	83
Чуэльская 231-Р	1639—1630	Абалакская и вогулкин- ская (J ₃)	204	45	58
Омская 1-Р	2525—2518	Татарская и тюменская (J ₁₋₃)	395	49	93
	2114—2102	Киялинская и тарская (C _{Г1})	380	45	59
Колпашевская 5-Р	2126—2122	Тарская (C _{Г1})	835	66	—
Белоярская 1-Р	2005—1997	Киялинская (C _{Г1})	654	48	—

Большое несоответствие между высокой температурой подземных вод бассейна в пластовых условиях и сравнительно низкой температурой вод, выведенных на поверхность, объясняется тем, что нижняя наиболее высокотермальная часть разреза на глубинах более 2000—2200 м сложена глинистыми породами нижнего валанжина и верхней юры и слабодообильными песчано-глинистыми отложениями нижней и средней юры. Воды из этих отложений, как правило, не дают самоизлива по скважинам. Дебиты скважин, вскрывающих эти толщи, в южной части бассейна обычно составляют 10—70 м³/сутки при динамических уровнях 20—600 м. В центральной части бассейна указанные отложения обладают еще меньшей водообильностью. Единственным исключением является Омский район. Здесь Омская опорная скважина в верхней части среднеюрских отложений на глубине 2640—2650 м вскрыла обводненный песчаник, из которого были получены самоизливающиеся воды с дебитом 400 м³/сутки.

Таким образом, наиболее горячие воды, приурочивающиеся к нижней части разреза, как правило, труднодоступны для практического использования. Юрские породы не дают больших дебитов даже при полном вскрытии водоносных горизонтов, тогда как песчаники меловых отложений во многих районах обладают высокой водообильностью. Дебиты воды на отдельных площадях при полном вскрытии песчаных пластов могут достигнуть 500—3000 м³/сутки при самоизливе. Избы-

точные давления на устьях скважин по этим горизонтам составляют 2—6 атм. Наибольшие количества вод с максимальной температурой на устьях скважин можно обычно получить из отложений готерив-баррема и валанжина, лежащих на глубинах 1700—2200 м. Между температурой воды, выведенной на поверхность, и ее дебитом существует зависимость. Чем выше дебит, тем меньше охлаждается вода в процессе движения по стволу скважины. Дегазация подземных вод при их высокой газонасыщенности также приводит к некоторой потере тепла при выведении этих вод на поверхность. До последнего времени термальные воды изучались попутно при нефтепоисковых работах. Перед опробованием глубоких скважин не ставилась цель получения больших количеств максимально горячих вод. Несомненно, длительная эксплуатация, приводящая к прогреву окружающих ствол скважины пород, а также увеличение притока воды, в результате более совершенного вскрытия пласта и опробования наиболее водообильных песчаников, приведет к возрастанию температуры воды на устье. По-видимому, в отдельных районах на поверхность могут быть выведены подземные воды с температурой 70—80°C.

Возможность использования термальных вод в народном хозяйстве определяется целым рядом фактов: температурой подземных вод, их дебитом и напором, глубиной залегания водоносных пластов, потребностью в тепловой энергии и обеспеченностью ею районов, стоимостью тепловой энергии термальных вод по сравнению с другими видами энергии и т. д.

Использование высокотермальных вод Западно-Сибирского бассейна в народном хозяйстве затрудняется их высокой минерализацией и газонасыщенностью. Коррозирующее действие минерализованных вод на металл требует применения антикоррозийного оборудования. Кроме того, возникает необходимость в установке сепараторов для отделения газа от воды. Наконец, для многих районов трудно разрешима проблема сброса отработанных минерализованных вод. Большой отбор термальных вод в районах возможной промышленной добычи нефти, газа и промышленных вод может затруднить разработку этих полезных ископаемых в результате создания больших воронок депрессии.

Оценивая целесообразность использования термальных вод в народном хозяйстве, следует иметь в виду создание в Западной Сибири мощной нефтегазодобывающей промышленности. Экономически более выгодно будет в нефтегазоносных районах бурить глубокие скважины для добычи нефти и газа, а не для термальной воды. В условиях Западной Сибири энергетический эффект от нефтяной и газовой скважины будет во много раз больше, чем от скважины, добывающей термальную воду.

Территория, примыкающая к южному и восточному обрамлению бассейна, является бесперспективной на нефть и газ и дефицитной по теплоэнергетическим ресурсам. Здесь использование термальных вод для теплофикационных целей, по-видимому, может быть целесообразно, особенно в сельском хозяйстве, для отопления теплиц и парников, а возможно и других не крупных рассредоточенных потребителей, при применении подогрева или тепловых насосов.

Наиболее хорошие условия для использования термальных вод имеются в Колпашевском и Омском районах. В Колпашевском районе из скважины 5-Р, расположенной в 50 км от г. Колпашево, в течение многих лет изливаются воды с температурой 66°C. Глубина залегания водоносного горизонта 2122—2126 м. Низкая минерализация и газонасыщенность подземных вод облегчат их эксплуатацию. Отрицательным фактором является коррозирующее действие подземных вод.

Благоприятные условия для применения термальных вод в сельском хозяйстве имеются также в южной части бассейна, в Новосибирской и Омской областях, на территории, примыкающей к Транссибирской железной дороге. Здесь при сравнительно небольшой глубине скважин до 1200—1500 м могут быть получены самоизливающиеся воды с температурой 30—40°C и дебитами до 1000—2000 м³/сутки. Воды слабосолоноватые (до 4 г/л) и имеют невысокую газонасыщенность. В Омском районе можно рассчитывать на получение из песчаников среднеюрских отложений, расположенных на глубине 2500—2700 м, 600—1500 м³/сутки воды с температурой около 75°C.

Учитывая глубокое залегание подземных вод с наиболее высокими температурами, а также и другие перечисленные выше факторы, не следует ожидать большого экономического эффекта от использования для теплофикации термальных вод Западно-Сибирского бассейна. Вполне возможно, что по сравнению с другими источниками тепла в ряде пунктов оно не будет рентабельным, особенно учитывая более низкие температуры воды на устьях скважин, чем в пластовых условиях, показанные на схемах.

Наиболее интересной для большинства районов является толща пород, залегающих на глубине 1500—2000 м. Из нее можно, как правило, получить приток по скважине с удельным дебитом в несколько десятков кубических метров в сутки с температурой на устье до 60—70°C.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КАК ПОИСКОВЫЙ КРИТЕРИЙ НА НЕФТЬ И ГАЗ

На различных этапах развития нефтегазописковой гидрогеологии в Западной Сибири гидрогеологическим показателям нефтеносности уделялось различное, но, как правило, большое внимание.

Анализируя богатый гидрогеологический материал, полученный по Западно-Сибирскому бассейну, многие исследователи пытались установить признаки нефтеносности и газоносности недр. Но до открытия промышленных месторождений нефти (1960 г.) пока не было данных о составе вод, непосредственно примыкающих к нефтяным залежам, нельзя было оценить возможность существования таких признаков.

К настоящему времени количество месторождений нефти и газа, а также залежей с полупромышленными и непромышленными притоками в Западно-Сибирском артезианском бассейне исчисляется несколькими десятками. Появились необходимые сведения о составе подземных вод, взятых на различных расстояниях от контура залежей как по площади, так и в разрезе. Эти данные позволяют сделать определенные выводы о значении различных гидрогеологических показателей для оценки перспектив территории низменности в отношении нефти и газа.

Мы разделяем мнение А. А. Карцева (1963), что деление гидрогеологических показателей на прямые и косвенные, достоверные и предположительные является необоснованным. Это подтверждается, в частности, обширными геологическими и гидрогеологическими материалами, полученными в настоящее время в процессе поисковых и разведочных работ на нефть и газ в Западной Сибири.

Так, в отложениях нижней и средней юры в центральных частях бассейна на изученной территории площадью свыше 500 тыс. км² установлено региональное насыщение нефтью слабопроницаемых песчаных пород. Подземные воды здесь повсеместно находятся в контакте с нефтью и поэтому ничем не отличаются от вод, залегающих вблизи

промышленных скоплений нефти. В менее ярко выраженном виде это характерно и для вод меловых отложений, которые также на больших территориях находятся в среде, интенсивно обогащенной нефтяной органикой. Почти всегда, особенно в крупных платформенных бассейнах нефтегазоаккумуляции, месторождения находятся в среде рассеянного нефтяного органического вещества, накладывающего на подземные воды тот же отпечаток, что и промышленные скопления.

Считая, что гидрогеологические показатели характеризуют главным образом лишь благоприятную или неблагоприятную обстановку для процессов широкого нефтегазообразования вообще и сохранения залежей нефти и газа, мы придаем им большое значение как показателю перспективности на нефть и газ в Западно-Сибирском артезианском бассейне.

Уже в первых работах Н. Н. Ростовцева, М. С. Гуревича и других по перспективам нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности на основе изучения комплекса гидрогеологических показателей были сделаны выводы о том, что прибортовые области артезианского бассейна, промытые инфильтрационными водами, являются бесперспективными или малоперспективными на нефть и газ. По мере продвижения к центральным районам и к областям разгрузки, находящимся в северной части, перспективы открытия залежей нефти и газа возрастают. В результате накопления фактического материала по данным глубокого бурения уточнялась конфигурация перспективной территории, однако высокая оценка перспектив центральной и северной частей бассейна принципиально не изменилась а, наоборот, все более и более подтверждается.

Рассмотрим значение отдельных гидрогеологических показателей перспектив нефтегазоносности в Западно-Сибирском артезианском бассейне.

К показателям, указывающим на наличие в бассейне процессов накопления органического вещества и нефтегазообразования, относятся газовая и гидрохимическая характеристика подземных вод.

В Западно-Сибирском артезианском бассейне почти на всей его территории, в пределах нижнего, а частично и в верхнем гидрогеологических этажах, подземные воды, как это уже отмечалось, содержат углеводородные, преимущественно метановые газы. Количество растворенного газа, заключенного в подземных водах, оценивается величиной порядка 400—500 трил. м³. Это наглядно свидетельствует о том, насколько обогащены отложения мезозоя в низменности органическим веществом и как широко распространены процессы нефтегазообразования.

Ионно-солевой состав подземных вод также подтверждает, что на протяжении длительного геологического периода и в настоящее время в бассейне имелись условия для накопления и преобразования органического вещества. На это указывают наличие в водах йода, брома, аммония, нафтеновых кислот, практическое отсутствие сульфатов, низкие значения хлор-бромного коэффициента (обычно 190—290), хлоридный натриевый состав подземных вод (хлор-кальциевый и реже гидрокарбонатно-натриевый типы, по В. А. Сулину).

Закономерности в изменении химического состава вод и газонасыщенности в разрезе и по площади показывают, что преобразование органического вещества в осадочной толще шло в направлении формирования углеводородов нефтяного ряда. Так, содержание тяжелых углеводородов в растворенном газе подземных вод нижнего гидрогеологического этажа на площади бассейна, за исключением периферических частей, где состав подземных вод и газов формировался под влиянием

более интенсивного воздействия инфильтрационных вод, изменяется от десятых долей процента до нескольких процентов.

По мере увеличения газонасыщенности подземных вод и нарастания количества тяжелых углеводородов в составе их появляются все более высокие гомологи метана. Эта закономерность наиболее хорошо прослежена в пределах Березовского газоносного района, где по мере продвижения с северо-запада на юго-восток наблюдается постепенное появление и нарастание концентрации в составе растворенных газов этана, пропана, бутана и более высоких гомологов (Кругликов, 1964).

Такое изменение состава растворенных газов увязывается с увеличением в газовых залежах содержания тяжелых углеводородов и конденсата, что может свидетельствовать о постепенном переходе от зоны развития только газовых месторождений к области распространения нефтяных месторождений.

Необходимо подчеркнуть характерную особенность, что наибольшие концентрации йода в подземных водах встречены в западной половине бассейна в отложениях неокома и базальном горизонте верхней юрской трансгрессии. Вряд ли возможно объяснить снижение концентрации йода по мере продвижения от центральных районов на восток, а также вверх по разрезу влиянием последующих процессов разубоживания, так как это снижение содержания йода происходит еще в пределах той территории, где по всем другим показателям установлен затрудненный водообмен и относительно застойный режим. По всей видимости, в центральных и западных районах бассейна в неокоме и верхней юре существовала благоприятная обстановка для накопления больших масс органического вещества, содержащего йод. Для суждений о перспективности на нефть и газ районов, различных по содержанию йода, пока материалов недостаточно. Конечно, неправильно было бы ожидать, что перспективность будет пропорциональна концентрациям йода, однако все открытые к настоящему времени залежи нефти и газа находятся в пределах территории с повышенными концентрациями йода в воде.

Некоторое исключение составляют подземные воды на крайнем северо-западе Березовского газоносного района, где содержание йода в них сравнительно невелико, что объясняется существующим в современном плане подтоком более пресных инфильтрационных вод со стороны Приполярного Урала.

Изменения концентраций брома хорошо увязываются с изменениями величины минерализации подземных вод. Наиболее высокие содержания брома отмечаются в рассолах, но зона распространения рассолов изучена очень слабо, и связь ее с перспективами на нефть и газ не устанавливается. Данные по Западно-Сибирскому бассейну свидетельствуют о том, что в пределах районов с наиболее высокой минерализацией подземных вод имеются наилучшие условия для процессов нефтегазонакопления. Напротив, наиболее крупные из открытых месторождений расположены в пределах территории с несколько пониженной минерализацией подземных вод.

Закономерности в изменении содержания аммония и связь этих изменений с перспективностью территории на нефть и газ изучены слабо и не позволяют высказать даже предварительных суждений. Концентрация аммония в водах юрских и неокомских отложений в пределах перспективной территории изменяется от единиц до нескольких десятков миллиграммов на литр.

Недостаточно изучены и нафтенаты. Концентрация их в водах районов с выявленными залежами изменяется от десятых долей до

3—4 мг/л, а иногда больше. В таких же количествах они встречены и в других районах, где залежи нефти не обнаружены.

Фенолы и другие растворенные органические вещества в подземных водах бассейна изучались только в отдельных районах (Барс; Носова, 1962; 1962а). Однако этих работ недостаточно для установления связи количественного содержания органического вещества в водах и его качественного состава с нефтегазоносностью отложений.

Крайне слабая изученность характера распространения микрофлоры, в подземных водах Западно-Сибирского артезианского бассейна затрудняет оценку микробиологических показателей как критерия возможного преобразования и сохранения рассеянной органики вообще и промышленных скоплений углеводородов в частности.

Кроме перечисленных выше факторов, свидетельствующих о благоприятной обстановке для нефтегазообразования, можно отметить ряд показателей, характеризующих условия формирования и сохранения залежей нефти и газа. Из этой группы показателей особое значение имеет давление насыщения растворенных газов.

При сравнительно высокой степени газонасыщенности подземных вод Западно-Сибирского бассейна и колоссальных объемах растворенного газа, о чем уже сказано выше, пока не установлено ни одного района, где фоновая упругость растворенных в воде газов достигала бы давления насыщения. Иначе говоря, современная газонасыщенность подземных вод свидетельствует об отсутствии в настоящее время процессов формирования в бассейне газовых залежей. Открытие месторождений газа в Березовском районе на фоне недонасыщенных вод, которые исследователи объясняли несовершенством аппаратуры и методов, с помощью которых производятся отбор проб и расчеты упругостей растворенного газа.

Однако открытия последних лет подтверждают региональное недосыщение подземных вод и нефтей газами, свидетельствующее по-видимому, о меньших глубинах формирования промышленных скоплений углеводородов.

Последующее опускание территории привело к тому, что гидростатическое давление и давление газа в залежах увеличились и на несколько десятков атмосфер превысили упругость растворенного газа. Поэтому в настоящее время должен идти процесс разрушения залежей, что подтверждает значительное, но плавное понижение газонасыщенности подземных вод по мере удаления от контакта газ — вода.

Характерной особенностью Березовского газоносного района, а возможно это подтвердится и для некоторых других районов бассейна, является то, что погружение сформировавшихся залежей, видимо, шло неравномерно, без крупных перестроек структурных планов, поэтому давление газа в залежах закономерно возрастает в сторону наиболее погруженных частей бассейна. Эту закономерность подметил Н. Н. Ростовцев (1961), что позволило ему прогнозировать поиски газовых залежей по карте равных давлений газа в залежах (карта изобар).

Таким образом, современная газонасыщенность подземных вод в изученных районах бассейна не позволяет выделить территории, где существование залежей газа было бы несомненным. Однако недостаточная упругость растворенных газов не отрицает возможности сохранения залежей, сформировавшихся ранее в условиях, когда осадки залежали на меньших глубинах и упругость растворенных газов могла превышать гидростатическое давление. Реконструкция палеогидрогеологических условий, возможно, позволит выделить районы, благоприятные для формирования залежей газа.

Показателем благоприятной обстановки для сохранения залежей нефти и газа в водах Западно-Сибирского бассейна является низкое содержание сульфатов. Даже в областях, примыкающих к периферическим частям бассейна, где инфильтрационные воды оказали наибольшее влияние, количество сульфатов в водах редко превышает 100—150 мг/л. Во внутренней части бассейна, где распространены хлоридные воды, содержание сульфатов, как правило, меньше 10—20 мг/л.

Все эти показатели говорят о том, что в пределах бассейна на громадной территории существуют условия хорошей закрытости недр.

Наихудшие условия для формирования и сохранения залежей нефти и газа существуют в юго-восточном и восточном районах бассейна, где в мощной толще песчаных пород почти отсутствуют глинистые прослои, которые служили бы покрывками для залежей, а интенсивный подток инфильтрационных вод обуславливает хорошую промытость недр. Неблагоприятная обстановка для сохранения залежей существует и в южной части бассейна, в Кулундинско-Барабинском районе, где наличие потока инфильтрационных вод со стороны Салаира и Алтая создает интенсивное движение вод почти в широтном направлении и структуры этой части бассейна также хорошо промываются.

Оценивая условия для механического разрушения залежей нефти и газа потоком подземных вод, можно сказать, что оно возможно только в пределах сравнительно неширокой полосы в прибортовых частях бассейна. На всей остальной территории гидравлические уклоны столь малы, что даже при очень пологих структурах механического разрушения залежей ожидать не следует.

Палеогидрогеологические показатели являются наиболее общими и учитывают воздействие на углеводороды различных факторов в историческом плане. Они могут указывать на условия сохранения углеводородов, захороненных с осадками, и, наряду с гидродинамическими показателями, определять условия сохранения залежей от механического и химического разрушения.

Условия сохранения углеводородов в плане исторического развития бассейна наряду с другими факторами определяются качественно и количественно характером и кратностью водообмена с учетом химически или биохимически окисляющей активности флюидов. Ранее было показано, что в центральных частях бассейна почти на протяжении всей истории развития преобладал седиментационный водообмен. Кратность смены вод вследствие отжатия поровых растворов в районах Широкого Приобья составляет от 20—30 в юрских до 1—2 в апт-сеноманских отложениях. В основном отжимаемые растворы не являются окисляющим агентом, так как уже на стадии диагенеза и раннего эпигенеза в условиях обогащенности пород органическими веществами устанавливаются восстановительные условия среды. Тем не менее, сингенетичные осадкам морские воды (содержание сульфатов, в составе которых по аналогии с современным океаном, могло достигать 2—4 г/л) уже на стадиях диагенеза и раннего эпигенеза могли оказывать окисляющее действие на захороненную рассеянную органику.

Большая кратность смены вод вследствие отжатия поровых растворов могла сыграть определенную роль в формировании современной зональности углеводородных залежей в целом по бассейну и нефтей по их качеству в его центральной части.

В последнее время в работах многих исследователей (Альтовский, 1958; Бейкер, 1960 и др.) высказывается идея миграции нефти и протонефти в форме истинных и коллоидных растворов вместе с подземными водами. При этом основное место большинство авторов отводят седиментационным водам. Различная растворимость разных по составу

углеводородных и асфальтово-смолистых компонентов (Гусева, Парнов, 1966) могла обусловить раздельное их выделение из растворов в зависимости от термодинамических условий.

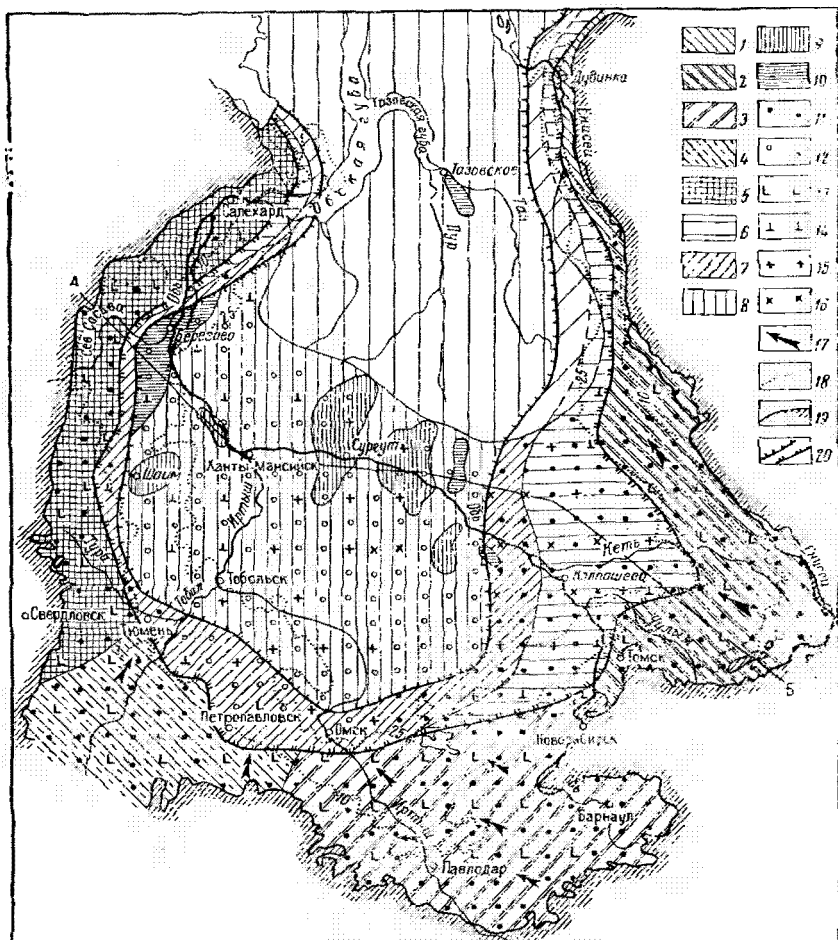


Рис. 54. Карта гидрогеологического районирования Западно-Сибирского артезианского бассейна в связи с нефтегазоносностью (составили Г. П. Богомяков, В. А. Нуднер, Б. П. Ставицкий, Г. А. Толстиков)

Раскрытая зона, бесперспективная на нефть и газ во всех гидрогеологических комплексах. Районы: 1 — Северный Приенисейский; 2 — Чулымско-Енисейский; 3 — Барабинско-Кулундинский; 4 — Тургайско-Казахстанский; 5 — Приуральский. Полузакрытая зона: 6 — первая подзона, перспективная на нефть и газ только в пятом гидрогеологическом комплексе; 7 — вторая подзона, перспективная на нефть и газ в пятом и четвертом гидрогеологических комплексах. Закрытая зона: 8 — перспективная на нефть и газ в трех нижних гидрогеологических комплексах. 9 — площади с доказанной промышленной нефтеносностью; 10 — площади с доказанной промышленной газоносностью. Минерализация, г/л: 11—12 для третьего комплекса (11 — до 10; 12 — от 10 до 20); 13—16 для пятого комплекса (13 — до 10; 14 — от 10 до 20; 15 — от 20 до 50; 16 — выше 50). 17 — направление движения подземных вод; 18 — изолинии кровли фундамента; 19 — граница бассейна; 20 — границы зон; (разрезанной штриховкой показаны условные обозначения для недостаточно изученной территории)

Рассмотренный комплекс показателей позволил произвести оценку перспективности меловых и юрских отложений и построить для них карту гидрогеологического районирования бассейна в связи с нефтегазоносностью (рис. 54). Верхний гидрогеологический этаж с точки зрения нефтегазоносности особого интереса не представляет за исключением отдельных песчаных пачек, залегающих в нижней его части в центральных и северных районах низменности, но эти горизонты тя-

готеют уже к нижнему гидрогеологическому этажу. Поэтому на карте показаны перспективы нефтегазоносности наиболее интересного в этом отношении нижнего гидрогеологического этажа, характеризующегося благоприятной обстановкой для нефтегазообразования и сохранения залежей нефти и газа. В зависимости от степени перспективности территория в плане (рис. 54) подразделяется на три гидрогеологические зоны: раскрытую, полураскрытую и закрытую.

Раскрытая или бесперспективная на нефть и газ зона располагается по окраине бассейна вдоль его горно-складчатого обрамле-

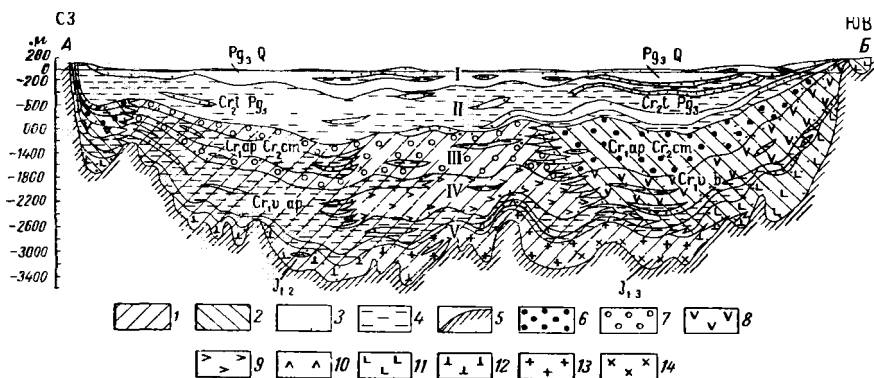


Рис. 55 Разрез по линии А — Б (см рис 54)

Гидрогеологические комплексы I — олигоцен антропогенный, II — турон олигоценный III — апт-сеноманский, IV — неоконский, V — юрский, I — области перспективные на нефть и газ, 3 — преимущественно песчаные отложения, 4 — преимущественно глинистые отложения, 5 — поверхность фундамента Минерализация, г/л 6—7 для третьего комплекса (6 — до 10, 7 — от 10 до 20) 8—10 для четвертого комплекса (8 — до 10, 9 — от 10 до 20, 10 — от 20 до 50), 11—14 для пятого комплекса (11 — до 10, 12 — от 10 до 20, 13 — от 20 до 50, 14 — выше 50)

ния. Наибольшая ее ширина наблюдается в южной половине бассейна и наименьшая в северной его части. Площадь зоны примерно равна 1200 тыс. км². На территории данной зоны отложения промыты во всех трех нижних гидрогеологических комплексах. Подземные воды пресные и солоноватые. Состав их изменяется от карбонатного кальциевого до хлоридного натриевого. В водах практически отсутствуют йод, бор, аммоний и нафтенные кислоты. Растворенный в них газ азотный, метаново-азотный или азотно-метановый. Тяжелые углеводороды в газе отсутствуют или количество их не превышает десятых долей процента. Упругость горючих газов, как правило, ниже 50 атм.

В зависимости от условий питания и разгрузки подземных вод в раскрытой зоне выделяется пять районов: 1) Северный Приенисейский (район преимущественно разгрузки подземных вод, питание ограничено); 2) Чулым-Енисейский (район наиболее обильного питания); 3) Барабинско-Кулундинский (район ограниченного питания, в западной его части на территории развития бессточных озерных котловин отмечаются очаги разгрузки подземных вод); 4) Тургайско-Казахстанский (район питания водами повышенной минерализации); 5) Приуральский (район ограниченного питания и частичной разгрузки подземных вод).

Площадь закрытой зоны составляет около 1300 тыс. км². Подземные воды соленые, а в районах (г. Колпашево, пос. Большеречье и др.) рассолы с минерализацией до 80 г/л. Состав вод хлоридный натриевый. На некоторых площадях отмечаются хлоридные кальциево-натриевые и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды. Характерным для вод рассматриваемой зоны является присутствие в сравнительно высоких

концентрациях йода до 33 мг/л, брома до 200 мг/л, аммония до 70 мг/л и нафтеновых кислот. Сульфаты практически отсутствуют. Растворенный газ-метановый. В составе газов всегда присутствуют тяжелые углеводороды. В законтурных водах газовых месторождений их содержание не превышает 1—2%. В водах нефтяных месторождений концентрация тяжелых углеводородов доходит до 12—15%, а иногда и более. Упругость горючих газов в рассматриваемой зоне повышается до 200 атм, а возможно и выше. На участках развития гидрокарбонатно-хлоридных вод в составе газа присутствует в значительных количествах углекислота — до 10—15%. На отдельных площадях концентрация ее достигает 96%.

Площадь полузакрытой зоны равна примерно 560 тыс. км². Характерным для нее является то, что все гидрогеологические показатели нефтеносности здесь ухудшаются по направлению к периферии бассейна, а в северо-западной и восточной частях — вверх по разрезу. В связи с этим в пределах зоны выделены две подзоны. Первая из них прилегает к раскрытой зоне. Перспективным на нефть и газ здесь является пятый гидрогеологический комплекс. Во второй подзоне, расположенной ближе к закрытой зоне, перспективная часть разреза охватывает пятый и четвертый гидрогеологические комплексы.

Расчленение территории бассейна по степени перспективности на основе гидрогеологических показателей в целом увязывается с оценкой перспектив по ряду других геологических критериев. Гидрогеологические показатели используются при составлении прогнозных карт на нефть и газ.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КАК ПОИСКОВЫЙ КРИТЕРИЙ НА ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах характеризуемой территории гидрогеохимические исследования проводились на двух участках. Первый из них располагается в северо-восточной окраине Салаирского кряжа, где с 1955 г. под руководством Е. А. Пономарева был внедрен и использован в больших объемах гидрогеохимический метод поисков рудных месторождений в совокупности с другими геохимическими методами. Эти исследования, в частности, проводились в Маслянинском и Тогучинском районах Новосибирской области.

Второй участок располагается в районе г. Томска, где с 1956 г. кафедрой гидрогеологии и инженерной геологии Томского политехнического института проводятся детальные гидрогеохимические исследования в пределах Томского выступа палеозойского фундамента и периферической части Западно-Сибирского артезианского бассейна. С 1963 г. рекогносцировочные гидрогеохимические исследования начали проводиться в пределах всей Колывань-Томской складчатой зоны.

В периферической части Западно-Сибирского артезианского бассейна севернее Томского выступа палеозойского фундамента по результатам гидрогеохимической съемки в 1956 г. было установлено несколько участков с высоким содержанием в водах циркония (Матусевич, Лукин, 1962). В 1957 г. в непосредственной близости от них были обнаружены циркон-ильменитовые россыпи. Результаты детальных гидрогеохимических исследований, проведенных Томским политехническим институтом в содружестве с Томской комплексной экспедицией НТГУ на известных участках россыпей, показали, что последние четко выделяются по сложному комплексу элементов в водах и высокому их содержанию. Водные потоки рассеяния зон минерализации прослеживаются на протяжении 250—500 м от россыпи, а на участках, где воды сильно обогащены гумусом, они увеличиваются до 1000 м.

Содержание металлов в фоновых водах колеблется от 0,005 до 0,01 мг/л, в потоках рассеяния от 0,01 до 0,05 мг/л, а в зонах минерализации более 0,5 мг/л. В водах зон минерализации отмечается 10—12 элементов, в потоках рассеяния 6—8, а в фоновых водах 4—5. Воды циркон-ильменитового месторождения характеризуются строго определенным комплексом элементов (Ti, Zr, Cr, V, иногда Sn, Ag, Ni и Co), что в общем повторяет элементарный состав россыпи. Проведенные опыты в лабораторных условиях показали, что миграция циркония и титана в водах происходит главным образом в виде коллоидов и тонкодисперсных минеральных взвесей. Этим и объясняется наблюдаемая на месторождении опалесценция вод с повышенным содержанием элементов, особенно в период ливневых осадков.

На основании перечисленных гидрогеохимических критериев было выделено несколько перспективных участков, проверка бурением которых дала положительные результаты. Участки, перспективные на циркон-ильменитовые россыпи, были выявлены также в одной из депрессий палеозойского фундамента, выполненной рыхлыми отложениями, и в коре выветривания турнейских сланцев в районе дер. Семилужное. В первом случае проверкой обнаружена промышленная россыпь, во втором — содержание титана и циркона было близким к промышленному.

В. М. Матусевичем было проведено гидрохимическое опробование некоторых разведочных скважин Бакчарского железорудного месторождения (Удодов, Матусевич, Григорьев, 1965). Микрокомпонентный состав вод месторождения (комплекс Ti, Zr, Cr, V) отражает рассеянную минерализацию осадочной толщи пород. Содержание их в водах очень низкое (0,1—5 мг/л) и редко превышает 10 мг/л. Отмечается повышенное содержание двухвалентного (до 50 мг/л) и трехвалентного (до 10 мг/л) железа. Воды продуктивных железорудных отложений характеризуются несколько повышенным содержанием Ni, V и Mn.

В геологическом строении Томского выступа палеозойского фундамента принимают участие структуры Колывань-Томской складчатой зоны, Кузнецкого Алатау и Кузбасса. Для участка характерно наличие крупных зон тектонических нарушений, перекрытых толщей рыхлых отложений, с одной из которых связана сурьмяная минерализация.

Наиболее распространенными микроэлементами в районе являются Pb, Cu, Zn, Ba, Ni, Ti, Zr, Cr, V и Mn, но и они не имеют повсеместного распространения в фоновых водах. Обычно в водах встречаются три-четыре элемента. В фоновых водах не встречаются Ag, Sb, As, Co, Mo, Sn, Be. Самым высоким фоновым содержанием (до 10 мг/л и более) характеризуется Mn, Ti, Zn и Ba; в количестве 1—3 мг/л содержатся Pb, Cu, Zr и Cr. Наименьшие содержания в водах регионального фона (менее 1 мг/л) имеют V и Ni. Наиболее полный комплекс элементов и высокое их содержание отмечаются в водах локального фона эффузивно-туфогенных пород среднего девона, что особенно касается Zn, Pb, Cu и Mn.

Результаты проведенных гидрогеохимических исследований показали, что характеризуемый район весьма перспективен в отношении полиметаллической минерализации, причем перспективность его повышается в восточном направлении. В этом направлении наблюдаются резкое увеличение (в сотни раз) содержания микрокомпонентов и появление новых характерных элементов: Sb, As, Hg, Cd и Ag, что объясняется влиянием многочисленных зон тектонических нарушений с проявлением полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализации. Отмечаются участки с железо-марганцевой минерализацией. Результаты исследований показали, что участки с резко повышенным содержанием

в водах тяжелых металлов представляют собой потоки рассеяния зон минерализацией, приуроченные главным образом к зонам разломов.

Химический состав вод зон разрывных нарушений характеризуется рядом особенностей, отмеченных в гл. V. Для них характерно присутствие специфических элементов полиметаллического комплекса (Hg, Cd, Bi, As, Mo) и отложение карбонатных травертинов, иногда сопровождающееся спонтанным выделением углекислого газа (Матусевич, 1962).

Воды зон нарушений западной, центральной и восточной частей Томского выступа палеозойского фундамента довольно резко отличаются по составу и содержанию микрокомпонентов. Для вод зон нарушений западной части района характерны следующий комплекс микрокомпонентов и максимальное их содержание (в *мкг/л*); Pb — до 20, Cu — до 40, Zn — до 240, Ba — до 540, Sb — до 30; а для центральной и восточной частей — Pb — до 950, Cu — до 180, Zn — до 3600, Ag — до 90, Ba — до 7500, Sb — до 2700, Hg — до 1000 и Cd — до 500, характерно наличие As.

Проведенные гидрогеохимические исследования позволили выявить водные потоки рассеяния с различными комплексами элементов. Располагаются они в виде полос северо-восточного и северо-западного направлений и приурочены к зонам разрывных нарушений. Кроме подтверждения известной ранее Коларово-Семилуженской зоны разлома с сурьмяной минерализацией, выявлены и в дальнейшем подтверждены бурением Щербакская, Урбейская и другие зоны разрывных нарушений северо-восточного простирания.

Водные потоки рассеяния северо-западного направления совпали с магнитными аномалиями, фиксирующими разломы, выполненные дайками диабазов. При выявлении и прослеживании разломов использовались повышенное содержание в водах и донных осадках элементов полиметаллического и сурьмяно-ртутного комплексов (Pb, Cu, Zn, Ag, Cd, Sb, Hg, As, Ba и др.), результаты геофизических исследований и другие отмеченные ранее гидрогеологические поисковые критерии. Косвенные критерии: рН вод и сульфат-ион являются не характерными для потоков рассеяния зон минерализаций в исследуемом районе. Повышенное содержание элементов наблюдается и в нейтральных и в щелочных водах. Низкие содержания сульфат-иона обусловлены затрудненными процессами окисления на глубине, разубоживанием за счет вод верхних водоносных горизонтов, возможно, образованием вторичных сульфатных минералов (барит и др.), а также комплексных соединений серы с железом, выпадающих в осадок. Это подтверждено лабораторными исследованиями В. М. Матусевича.

Большинство из выделенных перспективных участков расположены в восточной части Томь-Яйского междуречья, в области сопряжения структур Колывань-Томской складчатой зоны, Кузнецкого Алатау и Кузбасса. Два из них связаны с выступами древних кембро-протерозойских пород северной оконечности Кузнецкого Алатау.

Перспективные участки восточной части района отличаются от Коларово-Семилуженской зоны разлома большим комплексом элементов, высоким их содержанием, присутствием специфических элементов, особенно Hg, и другими поисковыми признаками, указывающими на наличие зоны минерализации.

При удалении от зоны минерализации на 150—200 м в слабо химически активных и на 100—150 м — в сильно химически активных горных породах в водах наблюдается резкое уменьшение содержания Cd, Bi, Co, Ba и Au. На расстоянии 500—1000 м в зависимости от химической активности пород и интенсивности водообмена прослеживаются Cu, Ni,

Cg и Pb. Наибольшие потоки рассеяния отмечаются по Zn и Sb, а иногда и по Ag и As, превышающие в слабо химически активных породах 1000 м.

На стыке Колывань-Томской складчатой зоны со структурами Кузнецкого Алатау и Кузбасса наблюдаются наиболее сложные по составу водные потоки рассеяния. При наличии серии зон нарушений типа чешуй, широкого развития околорудных гидротермальных изменений и регионального метаморфизма водные потоки рассеяния по долинам, дренирующим зоны нарушений, как бы сливаются в общий поток большой протяженности, достигающий иногда 8 км. Расшифровка их была возможна лишь с помощью специфических или слабомигрирующих элементов (Pb, Cd, Bi, Mo, Co и др.), наличие которых в водах синхронно с участками зон минерализации отдельных чешуй.

По мнению П. А. Удодова и В. М. Матусевича, главными источниками обогащения вод микрокомпонентами являются не только сами рудные тела, а в значительной степени их первичные ореолы (диффузный и фильтрационный), размеры которых обычно превышают размеры рудных тел в десятки, а иногда и в сотни раз. Водные потоки рассеяния по Zn, Pb, Cu, Ag, Ba, Sb, As, Hg, Cd, Mo и отражают первичный ореол полиметаллической минерализации.

Наиболее полный комплекс элементов отмечается в центральной части водного потока рассеяния. По направлению движения потока содержание и комплекс элементов уменьшаются. В периферической части водного потока обычно встречаются Zn, Sb, Hg и Ag.

Гидрогеохимические данные были проверены бурением картировочных скважин на выявленных участках, вскрывших горные породы с наличием гидротермальных изменений и обогащенной минерализацией, которую можно считать надрудной. Особый интерес представляют признаки ртутной минерализации по керну некоторых скважин, а также присутствие отдельных зерен киновари в шлихах. На Семилуженском участке, где сурьмяное оруденение вскрыто на глубине менее 100 м, результаты гидрогеохимических исследований позволили высказать предположение о наличии здесь на больших глубинах полиметаллической минерализации, что уже частично подтверждено результатами бурения картировочных скважин.

Гидрогеохимические исследования в центральной части Колывань-Томской складчатой зоны подтвердили перспективность ранее выявленного Барановского участка с свинцовой минерализацией. Зоны минерализации приурочены здесь к разрывным нарушениям субмеридионального и субширотного направлений. Выделенные по результатам гидрогеохимических исследований перспективные участки характеризуются наличием большого комплекса элементов в водах (Pb, Cu, Zn, Ba, As, Sb, Ag, Cd, Sn), содержание которых превышает фоновое в 10—100 раз, повышенным содержанием хлора и сульфат-иона, уголекислоты (до 0,3 г/л).

Выявленные в Колывань-Томской складчатой зоне рудопроявления в основном группируются на участках повышенной напряженности, складчатости и метаморфизма, к которым тяготеют все известные выступы фундамента (Кузнецкого Алатау или Алтае-Саянского складчатого сооружения), а также варисские гранитные интрузии и дайки диабазов. Перспективность Колывань-Томской складчатой зоны на наличие рудных полезных ископаемых не вызывает сомнения. Выявление их обычными геологическими методами значительно затруднено из-за мощной толщи рыхлых отложений и расположения зон минерализаций на значительной глубине, но вполне доступно гидрогеохимическому методу благодаря его глубинности.

Ведущими полезными ископаемыми Салаирского кряжа являются руды цветных металлов (медноколчеданные и свинцово-цинковые), подчиненную роль играют золото, бокситы, ртуть, вольфрам, редкие и рассеянные элементы, железо, марганец и др. Для Салаира характерно наличие «слепых» рудных тел.

По данным Е. А. Пономарева (1957, 1962), при гидрогеохимических исследованиях вокруг всех известных медноколчеданных и полиметаллических месторождений (Салаирских, Каменушинского, Урских, Ускандинского и др.) выявлены четкие потоки рассеяния, характеризующиеся повышенным, против фоновое, содержанием в природных водах рудообразующих элементов (Cu, Pb, Zn) и их спутников (Ba, Ag, V, Mo и др.), сульфат-иона (до 100 мг/л) и низким значением pH (4—6).

Фоновое «кларковое» содержание Cu, Zn, Pb, Ni, V в природных водах неглубокой циркуляции составляет 0,003—0,005 мг/л, а Ba, Cr, Ti и Mn 0,01—0,05 мг/л. Е. А. Пономаревым за аномальные приняты значения, превышающие фоновые в 10—20 и более раз при наличии кислых вод и повышенном содержании сульфат-иона. Фон района определяют Cu, Pb и V, кларковое содержание которых в водах не превышает 0,003—0,005 мг/л.

Вблизи рудных тел и зон минерализации резко увеличивается содержание Cu до 0,03—0,5 мг/л, Pb — до 0,01—0,05 мг/л и Zn — до 0,03—0,08 мг/л. Водные потоки рассеяния с аномальными содержаниями металлов на Салаире характеризуют не только отдельные рудные тела, а месторождения и рудные поля, так как при образовании потоков рассеяния громадное значение имеет вкрапленная и рассеянная минерализация во вмещающих породах.

Участки месторождений выделяются также исключительной пестротой химического состава вод (по макрокомпонентам) и несколько повышенной (до 500—600 мг/л) против фона (200—350 мг/л) минерализацией.

Потоки рассеяния зон минерализации по меди, свинцу и цинку прослеживаются на протяжении 300—800 м от месторождений, а потоки рассеяния кислых вод с повышенным содержанием (до 100 мг/л) сульфат-иона — на протяжении первых сотен метров от рудных зон, максимум до 1200—1500 м, в условиях инертных силикатных пород. Е. А. Пономарев отмечает, что при переходе к известнякам и карбонатизированным породам pH природных вод резко меняется, а потоки рассеяния по сульфат-иону разносятся гораздо шире. Отмечено резкое уменьшение дальности миграции Cu, Zn и Pb при изменении pH вод от кислой до щелочной, а также повышение активности Pb и Zn к миграции при наличии в водах гумусовых кислот.

Результаты гидрогеохимических исследований позволили Е. А. Пономареву выявить ряд аномальных зон, аналогичных потокам рассеяния известных сульфидных месторождений и подтверждающихся результатами металлометрической, шлиховой и биогеохимической съемок. Проведение горнопроходческих и буровых работ на участках Волотомиха, Кузнечиха, Старикова, Каменка, Северный, Большое Ключевское подтвердило рудную природу аномалий, связанных с месторождениями и зонами оруденения медноколчеданного и полиметаллического типов.

В целом по всему северо-восточному Салаиру наблюдается тенденция к увеличению металлоносности по Pb, Cu, Zn, V, Ag и Mo при движении с северо-запада на юго-восток. Проведенные геохимические исследования показали, что продуктивными являются не только печеркинская свита, но и, возможно, бачатская, орлиногорская, салаирская и урская свиты.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ВОДЫ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В пределах Западной Сибири промышленно-нефтегазоносными являются юрские и меловые отложения, развитые на площади, ограниченной поселками Березово и Шаим на западе, Охтеурье и Мыльджино — на востоке, Межовка и Тайлаково — на юге, Новый Порт и Тазовское — на севере.

По характеру нефтегазоносности, стратиграфической приуроченности основных продуктивных горизонтов и ряду других признаков в пределах рассматриваемой провинции выделены нефтегазоносные районы, отличающиеся и рядом гидрогеологических особенностей.

Гидрогеологическая изученность этих районов весьма неравнозначна и зачастую совершенно недостаточна, поэтому здесь описываются лишь наиболее изученные из них, а в зависимости от степени изученности, описание районов и месторождений приводится с различной полнотой.

ГАЗОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО ГАЗОНОСНОГО РАЙОНА

Газовые месторождения Березовского газоносного района располагаются на Алясовском, Игримском и Шухтунгортском валах, а также на отдельных локальных поднятиях, не связанных с валами.

Алясовский вал имеет форму дуги, выгнутой в северо-западном направлении. Длина его 83 км, ширина 6—10 км. В пределах вала открыты Березовское, Деминское, Южно-Алясовское, Северо-Алясовское и Похромское газовые месторождения. Игримский вал имеет северо-восточное простирание. Длина его 60 км, ширина 5—20 км. В пределах вала выявлены: Северо-Игримское, Южно-Игримское, Нулин-Турское, Пауль-Турское и Сысконсыньинское месторождения.

Шухтунгортский вал расположен к югу от Игримского. Размеры вала 15×25 км. В его пределах открыты Шухтунгортское, Озерное и Горное месторождения.

Чуэльское, Тутиянское, Пунгинское месторождения не связаны с валами и приурочены к локальным поднятиям, расположенным на склонах Северо-Сосьвинского свода.

Газовые залежи приурочены к базальным слоям верхнеюрской трансгрессии (вогулкинская толща). На отдельных месторождениях (Деминское, Южно-Алясовское и Северо-Алясовское) имеются залежи незначительных размеров в низах готерив-баррема (леушинская свита).

Вогулкинская толща сложена разнородными песчаниками с прослоями гравелитов. На ряде площадей в составе толщи отмечаются прослои ракушняка. Залегаёт она непосредственно на породах фундамента или на континентальных отложениях средней юры. В сводовых частях отдельных локальных структур базальные песчаники вогулкин-

ской толщи отсутствуют. Мощность последней изменяется от 0 до 100 м. Выявлено несколько типов залежей, связанных с базальными пес-

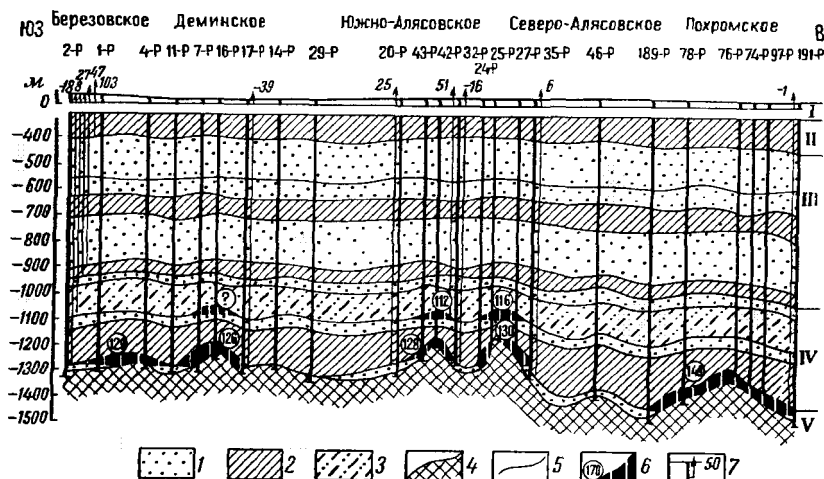


Рис. 56. Гидрогеологический разрез через месторождения газа Алясовского вала (составил Г. А. Толстиков)

1 — преимущественно песчаные породы; 2 — преимущественно глинистые породы; 3 — песчано-глинистые породы; 4 — породы фундамента; 5 — граница распространения однообразных отложений; 6 — залежь газа (в кружочке — пластовое давление, атм); 7 — скважина (сбоку стрелкой показан напор подземных вод и абсолютная отметка замеренного уровня, м); I, II, III, IV, V — гидрогеологические комплексы

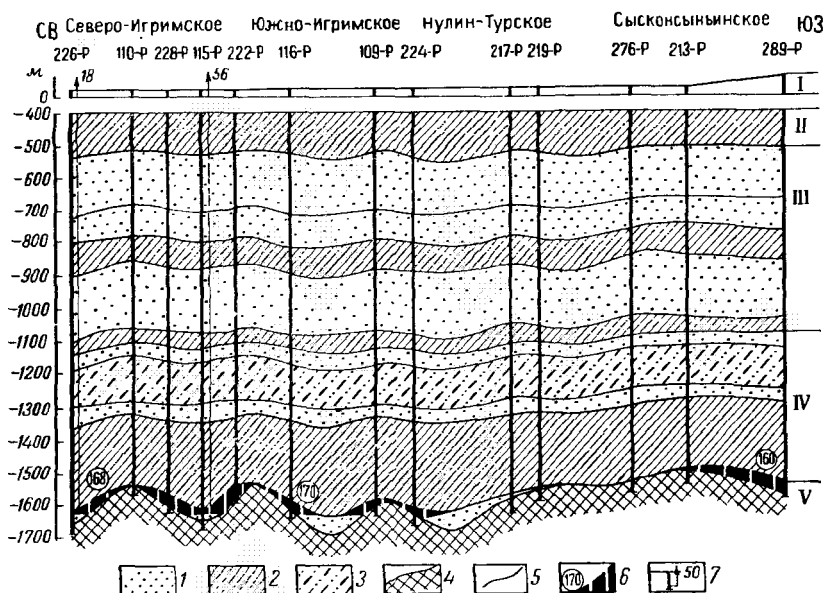


Рис. 57. Гидрогеологический разрез через месторождения газа Игримского вала (составил Г. А. Толстиков)

1 — преимущественно песчаные породы; 2 — преимущественно глинистые породы; 3 — песчано-глинистые породы; 4 — породы фундамента; 5 — граница распространения однообразных отложений; 6 — залежь газа (в кружочке — пластовое давление, атм); 7 — скважина (сбоку стрелкой показан напор подземных вод и абс. отм. замеренного уровня, м); I, II, III, IV, V — гидрогеологические комплексы

чаниками вогулкинской толщи. Это кольцевые пластовые, литологически экранированные залежи (вогулкинская толща выклинивается на склонах структуры), залежи, близкие к массивным (вогулкинская толща

отсутствует на своде структуры, но газ проник в сводовую часть структуры и заполнил трещины и пустоты фундамента и коры выветривания), залежи близкие к пластовым сводовым (вогулгинская толща небольшой мощности присутствует в своде структуры). Залежи газа в отложениях готерив-баррема являются сводовыми пластовыми.

Структуры, оконтуренные по кровле продуктивного горизонта, имеют размеры от $2,5 \times 3,0$ до $10,5 \times 13,0$ км. Амплитуда структур 28—250 м. Самой крупной газоносной структурой является Пунгинская.

Газовые месторождения Алясовского вала (рис. 56) имеют наименьшую глубину залегания и соответственно характеризуются наименьшими пластовыми давлениями (125—146 атм) и наименьшей глубиной газовойдно-го контакта — минус 1244—1424 м.

Газовые месторождения Игримского и Шухтунгортского валов (рис. 57, 58) имеют большую глубину залегания. Пластовые давления достигают 160—178 атм. Газоводяной контакт обычно имеет отметки минус 1500—1684 м. На Пунгинском месторождении пластовое давление увеличивается до 185 атм. Абсолютная отметка газовойдно-го контакта — 1779—1783 м. Пластовое давление всех залежей примерно соответствует гидростатическому давлению законтурных вод. Газоводяные контакты во всех залежах располагаются примерно в горизонтальной плоскости. На Березовском месторождении Л. М. Зорькин отмечает некоторый наклон газовойдно-го контакта, от отм. — 1275 до отм. — 1281 м, в северо-западном или северном направлении. На Чуэльском месторождении Н. М. Кругликов считает, что градиент наклона равен $1,4$ м/км. Следует отметить, что на соседних газоносных структурах газовойдно-ые контакты наклона не имеют и являются по существу горизонтальными. На Березовском и Чуэльском месторождениях кажущийся наклон газовойдных контактов обусловлен, по мнению Г. А. Толстикова, не движением вод, а аварийным фонтанированием скважин 1 и 83-Р, вызвавшим в различной мере снижение пластового давления в законтурной части месторождения, что отразилось и на изменении положения контактов. Спустя некоторое время после ликвидации аварий в наблюдательных скважинах отмечен рост пластового давления в Березовской залежи и восстановление уровней законтурных вод этих месторождений (скв. 13, 34 и 81-Р).

Состав газа в залежах преимущественно метановый. Содержание метана 90—98%, азота от десятых долей процента до 6%. Содержание тяжелых углеводородов обычно изменяется в пределах от десятых долей процента до 2,5%, в отдельных месторождениях (Чуэльское и Ту-

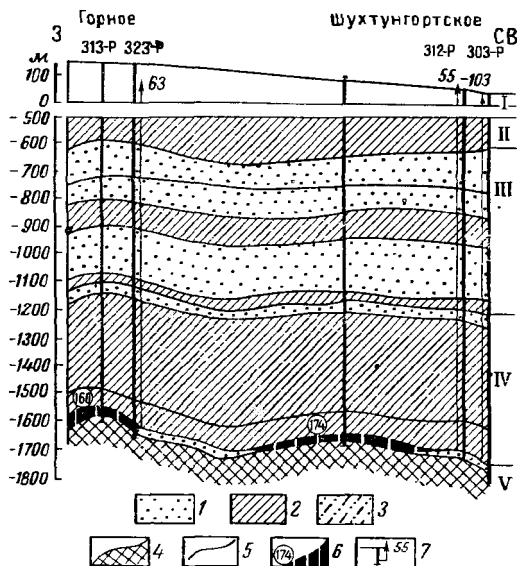


Рис. 58. Гидрогеологический разрез через месторождение газа Шухтунгортского вала (составили Г. А. Толстикова, Г. С. Ясевич)

1 — преимущественно песчаные породы; 2 — преимущественно глинистые породы; 3 — песчано-глинистые породы; 4 — породы фундамента; 5 — граница распространения разновозрастных отложений; 6 — залежь газа (в кружочке — пластовое давление, атм); 7 — скважина (сбоку стрелкой показан напор подземных вод и абс. отм. замеренного уровня, м); I, II, III, IV, V — гидрогеологические комплексы

гиянское) количество их возрастает до 3—5,7%. Содержание углекислого газа не превышает 1%. Краткая характеристика газовых месторождений дается в табл. 38.

Законтурные воды газовых месторождений Березовского района относятся преимущественно к хлоридным натриевым III типа по Алейкину или к хлоркальциевому типу, по В. А. Сулину. В Шухтунгортском и Тугиянском месторождениях воды хлоридные натриевые I типа (гидрокарбонатно-натриевое, по Сулину).

Минерализация воды изменяется в пределах 13—18 г/л. Воды с меньшей минерализацией встречаются на Березовском и Деминском месторождениях, наименее удаленных от палеозойского обрамления.

Содержание SO_4 , как правило, не превышает 30 мг/л. В ряде случаев вода полностью бессульфатная.

Коэффициент $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ изменяется в пределах 0,88—0,98. Содержание йода в законтурных водах газовых месторождений Алясовского вала 13—20 мг/л. На Игримском и Шухтунгортском валах в отдельных месторождениях встречаются более высокие содержания йода. Максимальное содержание йода отмечено в водах Пунгинского месторождения — 31 мг/л. Содержание брома 30—85 мг/л, чаще встречаются значения 30—70 мг/л.

Воды гидрокарбонатно-натриевого типа (Тугиянское и Шухтунгортское месторождения) обладают более высоким содержанием HCO_3^- (до 16—18 экв %) и меньшим содержанием хлора (82—84 экв %).

Коэффициент $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ возрастает до 1,09—1,15. В остальном эти воды ничем не отличаются от вод хлор-кальциевого типа.

Законтурные воды Березовского газоносного района обладают высокой газонасыщенностью. Газовый фактор подземных вод изменяется от 1,3 до 2,5. Наблюдается тенденция к возрастанию газонасыщенности подземных вод в восточном и южном направлениях. Газовые факторы законтурных вод месторождений Алясовского вала не превышают 2. Во многих месторождениях, приуроченных к Игримскому и Шухтунгортскому валам, а также на отдельных локальных поднятиях, расположенных за их пределами, величина газового фактора законтурных вод возрастает до 2,5—3,1.

Качество определений газонасыщенности подземных вод во многих случаях вызывает сомнение. Н. Н. Ростовцев считает, что законтурные воды газовых месторождений полностью насыщены растворенным газом. Н. М. Кругликов придерживается иного мнения по этому вопросу. Он считает, что газонасыщенность вод уменьшается при удалении от газовых залежей, а в целом законтурные воды недонасыщены газом и обладают значительным дефицитом упругости. По мнению Л. М. Зорькина, в северо-восточной части Березовского газоносного района подземные воды продуктивного горизонта недонасыщены газом, а в наиболее погруженной юго-восточной части района (Чуэльское месторождение) перенасыщены им.

Действительно, на газовых месторождениях законтурные воды предельно насыщены газом, а на некотором расстоянии от них газонасыщенность вод несколько снижается. В целом по району величина ее закономерно возрастает с запада и северо-запада в сторону центральной части бассейна.

Состав растворенного газа преимущественно метановый. Содержание метана 91—88%, азота — от десятых долей процента до 5%. Более высокое содержание азота (до 8%) отмечено на Пунгинском газовом месторождении. Содержание углекислого газа обычно не превы-

шает 1%. Максимальное содержание CO_2 (2,2%) отмечено в законтурных водах Тугиянского месторождения. Содержание тяжелых углеводородов в подземных водах Березовского района постепенно увеличивается от десятых долей процента в северо-западной его части до 3—5% и более на юго-востоке. В пределах газовых месторождений в зависимости от места и глубины их расположения количество тяжелых углеводородов в законтурных водах колеблется от 0,5 до 3%. Градиент их нарастания изменяется от 0,5 до 2,5% на 1 км.

Температура законтурных вод 48—64°C. Температура в газовых залежах ниже, чем температура законтурных вод, на 2—7°C.

Подземные воды готерив-баррема, апта и альб-сеномана изучались на ряде месторождений Алясовского вала. По своему газогидрохимическому облику они примерно аналогичны водам вогулкинской толщи (табл. 39).

НЕФТЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШАИМСКОГО ВАЛА

Рассматриваемая группа месторождений расположена в пределах Шаимского вала. В нее входит Шаимское, Мортмыньинское, Тетеревское и другие месторождения нефти. Размеры вала 60×240 км, амплитуда 400—700 м, простираение северо-восточное. Продуктивным горизонтом являются базальные песчаники верхнеюрских отложений (вогулкинская толща). Покрышкой нефтяных залежей служат глинистые породы верхней юры (абалакская и тутлеймская свиты). Нефти малосернистые, содержание серы до 0,5%, и значительно насыщены углеводородным газом. Газовый фактор нефтей 58—130. Состав газа представлен метаном 50—75%, тяжелыми углеводородами 12—46% и азотом 0,1—8,5%. В краевой части залежи на восточном крыле структуры Шаимского месторождения отмечается повышенное содержание углекислоты

Шаимское месторождение нефти

Месторождение приурочено к Мулымьинской и Трехозерной структурам. Размер Мулымьинской структуры 6×12 км, Трехозерной 2×6 км, амплитуда их равна 60 м. Разделяются они небольшим прогибом с амплитудой до 15 м.

Вогулкинская продуктивная толща выклинивается, и в наиболее приподнятых частях структур породы фундамента перекрываются глинистыми отложениями абалакской и тутлеймской свит.

Мощность продуктивного горизонта изменяется от нуля до 30 м. «Лысые» участки на Шаимском месторождении занимают около 60—70% от его площади. О характере развития залежей нефти и положении нефтеводяного контакта единого мнения нет. Н. Н. Ростовцев (1963, 1964) считает, что в районе пос. Шаим существует единая залежь с наклонным контактом, падающим примерно на 50 м через каждые 9 км. В связи с этим на Окуневской площади, где условная плоскость нефтеводяного контакта проходит на 40 м выше кровли продуктивных отложений, нефть отсутствует. Другого мнения придерживаются М. Я. Рудкевич, А. Д. Сторожев и другие, полагающие, что на Шаимском месторождении должно быть несколько самостоятельных залежей нефти, со своими нефтеводяными контактами. В настоящее время последнее положение подтверждается результатами бурения. Так, на Шаимском месторождении обнаружены две залежи. Одна из них находится в западной его части и имеет контакт на отметке — 1430 м. Вторая залежь расположена на восточном крыле. Нефтеводяной контакт здесь по двум скважинам отбивается на отметке — 1470 м. Аналогичная

Характеристика газовых залежей Березовского района

Месторождение газа	Размер ступицы по кровле в метрах	Амплитуда, м	Продуктивный горизонт (возраст)	Детонирование	Глубина залегания кровли по горизонту, м	Мощность пласта, м	Пластовое давление, атм	Абсолютная температура пласта в 1930 году, °C	Состав газа, об. %					Температура газового горизонта, °C
									CH ₄	CO ₂	N ₂	Углеводороды	Не	Ar

Алясовский вал

Березовское	6×7,5	28	Волукинская толща	Мелкозернистый кварцевый песчаник с прослоями слюды	1206—1321	30—39	125—129	—1275	94	1,1	3,3	>1	0,0227	0,0221	45
Деминское	4,5×8	70	То же	То же	1219—1342	9—43	125	—1275	95	1,0	4,0	>1	0,018	0,021	—
			Деминская толща	Песчанник с прослоями алевролитов и аргилитов	1083—1146	30—40		—1077	94	1,4	4,6	>1	0,021	0,013	—
Южно-Алясовское	3×6,5	95	Волукинская толща	Базальные песчаники, в верхней части прослоями органично-обломочных известняков	1195—1348	0—47	126—128	—1244	92,5	2,2	5,0	0,25—0,27	Не	He	44
Северо-Алясовское	2×6	95	Деминская толща	Песчанник с прослоями алевролитов и аргилитов	1095—1165	29—33	112	—1088	—	—	—	—	—	—	—
			Волукинская толща	Базальные песчаники, в верхней части прослоями органично-обломочных известняков	1234—1345	0—25	126—130	—1275	97	0,6	2,0	0,6	0,034	0,024	43
Паровское	5,5×10,5	145	Деминская толща	Песчанник с прослоями аргилитов	1101—1151	3—10	100—116,6	—1088	96	1,0	3,0	He обн	He	He	—
			Волукинская толща	Слабоцементированные алевролиты, перешедшие вниз по разрезу в разномеристые песчаники	1312—1361	4—53	145—146	—1424	93	1,3	4,8	до 1	0,019	0,026	45

Игирский вал

Северо-Игирское	3X7,5	66	То же	Нижняя часть — полн-миктовый песчаник. Верхняя — органо-обломный ракушник с прослоями гравия-тош	1600—1630	0—2,5	164—167	—1620	95	2,2	2,0	>1	0,021 0,046	58
Южно-Игирское	6X6	60	"	Нижняя часть — полн-миктовый песчаник. Верхняя — органо-обломный ракушник с прослоями гравия-тош	1582—1630	5—2,6	170	—1620	95	2,6	2,0	1	0,015 0,023	58
Нижне-Турское	2,2X4,5	50	"	Песчаник с прослоями агаритов	1628	18,4	—	—1620	—	—	—	—	—	—
Пауль-Турское	2,5X3,0	77	"	То же	1600—1607	6,8	160—162	—	92	2,4	5,4	<1	He 45,3—опр. 59	—
Сысоев-Сырымское	8X8 7X7,5 4X5,5	90 40 60	"	Песчанник и агариты с прослоями спонгитов и агаритов	1685—1941	0—20—25	153—165	—1477 —1528	91,4	1,0	6,6	до 1	0,038 0,035 55—66	—
Горное	6X9	80	"	Песчанник перемежающийся с глинами	15—20	160	—	—1035 —1607	97	2,8	0,2	He обн.	He 63	—
Озерное	7X8	"	"	То же	168	—	—	—	—	—	—	—	—	62
Шугун-горское	8,5X10,5	"	"	"	10—15	171—174	—	—1684	95,3	2,6	1,5	~1,0	He 63—64	—

Отдельное локальное поднятие

Пунинское	10,5×13	120	"	Органо-облом- ные известняки с про- слоями песчаников и агаритов	8—100	184—185	—1779	95	2,5	3	~0,5	0,024 0,025	64	
Чульское	6×12	70	"	Песчаник с прослоями органогено-облом- ных известняков	20—32	167—169	—1630	91,5	3,5	5,1	1	0,034 0,10	53,5	
Тунгусское	2×5	70	"	То же	1749—1791	16—18	178	—1736,5	50,4	5,7	3,3	0,7	He He опр опр	—

Примечание. Здесь и в следующих таблицах прочерк означает отсутствие данных.

Месторождение газа	Легкие воды, мг/куб. м	Абсолютная отметка, м	Минерализация, г/л	Средний состав воды							Газовый фактор, л/т	Таблица факторов законтурных вод	Состав газа, распределено в масс. %	Температура законтурных вод, °С	
				Cl	HCO ₃ ⁻	Na	Ca	Mg	SO ₄	I					Br

Алексовский вал

Березовское	65,0	-35 до +4	12-16,794-99	1-3	87-91	4-112-30-20	8-17	30-60	0,981,1-2,0	94	1	5	<1	0,0120,022133-54
Денинское	17,3-43	-15,5 до -38	11,1-15,699-99	1-2	83-89	6-112-30-15	7-15	32-55	0,891,8-1,7	97	1,2	1,1	<1	0,0550,028152-54
Кузно-	5,9	33-34	12,2-16,199-99	1-2	89-90	8-9 1-30-9	14-18	41-52	0,911,6-2	95		4	<1	0,0210,013 44
Алексовское	26-391	-25,4-0,4	13-14,795-99	1-4	83-100	5 1-2 He	11-12	41-43	0,981,3-3,5	92	0,7	5,40,25-2,2	0,0140,012	50
	0,2	50,6	14,7 99	1	91 6 2	обм.	8	32	0,82 1,7	95	0,5	4,2 He обм.	0,0100,039	36
Северо-	8,0	12	13,1-15,195-97	2-4	88-93	6-8 2 0-17	7-13	45-59	0,91 1,9	94	1,2	4,5 0,6	0,0250,02046-5	
Алексовское	0,6-100,0	-7	15,7-16,698-99	1-2	85-90	7-8 2-6 He	11-20	55-60	0,91 1,7	93	1,3	4,5 до 1	0,02 0,023	52,3

Игримский вал

Северо-	38,0	18-36	11,3-17,795-99	1-4	91-97	8-11-50-39	11-16	84-74	0,921,1-2,3	92	2,8	5,1	<1	0,0160,015 63
Игримское														
Кузно-	0,7	37	13,8 96	4	92 5 3 5	28	85	0,96 2,3	95,5 0,5	30	<1	0,0110,021	60	
Игримское														
Павль-	-	-	13 96	4	94 2 3 -	-	-	0,90 -	-	-	-	-	-	-
Турское														
Саклин-	0,1-4	23,5	15,9-16,394-95	5-6	86-99	7-101-5 He	26-27	73-85	0,951,8-2,2	94	1,1	4,5 до 1	0,0120,01863-59	
Сынянское														

Шугунгортский вал

Горное	25,9	по проф. 63	15,7 99	1	93 5 2 He	23	63	0,94 1,9	98 1,4 0,5	<0,5	He He	He	He	65
Шугунгортское	3,4-39,1	по проф. 55	13,2-13,592-87	16-18	92-94 4-5 2 0-8	обм.	18-22	48-60	1,151,6-1,8	95,8 1,3 1,3	~1,0	He He	He	65-65,9

Отдельное локальное поднятие

Пунтинское	8-15,8	21-20	11-16,195-96	4-5	94-97	1-3 12-30-111	11-31	44-57	0,981,5-2,4	91,5	8,1	~0,5	0,0060,008	61
Чуаьское	5,7-45,6	8-16	13,2-15,495-98	2-4	90-94	5-8 2 0-9	5-10-21	23-25	0,921,3-2,5	99 2	4,3	<1	0,020,01638-64	
Гутинское	5,7-12,6	18	13,8 84	16	91 6 3 He	18	65	1,09 1,5	94,4	3,3	2,2	He He	He	91

картина наблюдается на Мортмынском месторождении, где в залежах также отмечается различное положение нефтеводных контактов.

Дебиты скважин, вскрывших законтурные воды месторождения, колеблются от 0,14 до 345 м³/сутки при переливе.

В отличие от остальных месторождений Западно-Сибирской низменности законтурные воды Шаймского месторождения имеют различ-

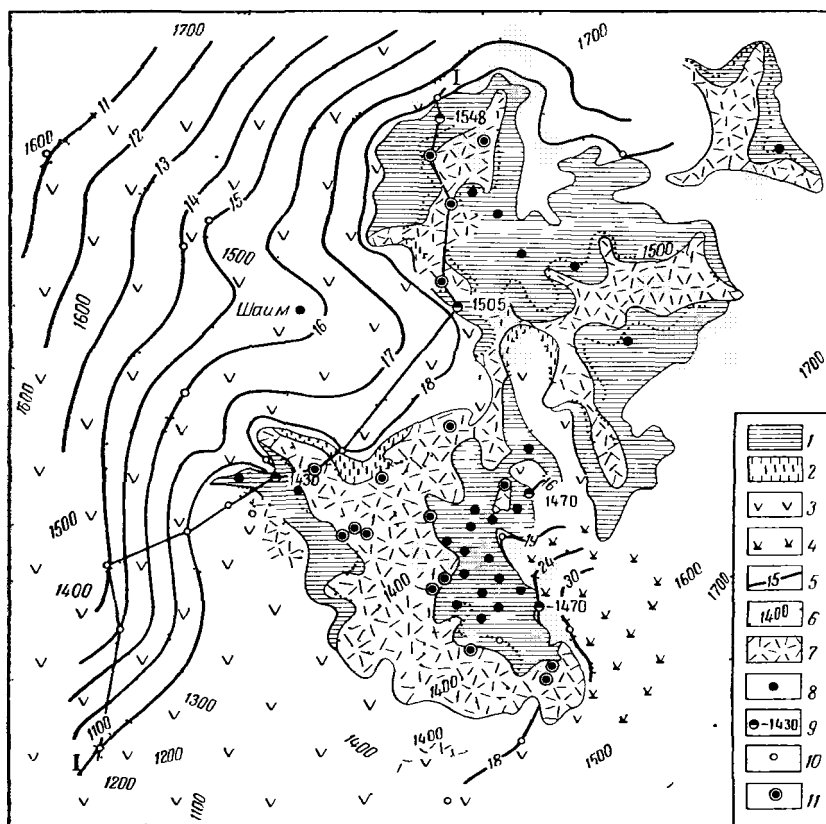


Рис. 59. Гидрогеологическая карта Шаймской группы нефтяных месторождений (составили Г. А. Толстикова, А. Д. Сторожева)

1 — залежи нефти, установленные бурением, 2 — то же, предполагаемые, 3 — законтурные хлоридные натриевые воды (III тип по О. А. Алекнуну), содержащие в основном горючий газ, 4 — законтурные гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды (I тип, по О. А. Алекнуну), содержащие в основном углекислый газ, 5 — линии равной минерализации, г/л, 6 — линии равных отметок залегания кровли продуктивного горизонта, м, 7 — участки, где продуктивный горизонт отсутствует, 8 — скважины, давшие промышленные притоки нефти, 9 — скважины, вскрывшие нефтеводной контакт (НВК) (справа от скважины — абс. от НВК, м), 10 — скважины, давшие воду, 11 — скважины практически сухие или давшие незначительные притоки воды или нефти.

ный солевой и газовый состав (рис. 59). Законтурные воды в западной части месторождения относятся к хлоридным натриевым водам III типа (хлор-кальциевый тип, по В. А. Сулину). Минерализация уменьшается по мере удаления от залежи нефти от 18 до 14 г/л. Катионно-анионный состав воды:

$$M_{14-18} \frac{Cl\ 95-97\ HCO_3\ 3-4}{Na\ 91-93\ Ca\ 6-7\ Mg\ 2-3}.$$

Содержание сульфатов составляет 0—10 мг/л, йода 13—17 мг/л, брома 30—57 мг/л. Коэффициент $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ колеблется от 0,90 до 0,95. Га-

зовый фактор подземных вод равен 1,0—2,5. Растворенный газ имеет преимущественно метановый состав. Содержание метана 90%, тяжелых углеводородов 2,5%, азота 7%. На долю уголекислоты приходится около 1%. В восточной части месторождения развиты хлоридные натриевые воды I типа (гидрокарбонатно-натриевый тип, по В. А. Сулину). Минерализация воды увеличивается по мере удаления от залежи от 24 до 30 г/л. Катионно-анионный состав воды:

$$M_{24-30} \frac{\text{Cl } 51-65 \text{ HCO}_3 \text{ 24-48}}{\text{Na } 99 \text{ Ca } 1}.$$

Количество сульфатов в водах составляет 53—197 мг/л, брома 40—52 мг/л, йода 14—16 мг/л. Коэффициент $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ колеблется от 1,5 до 1,9. Растворенный газ представлен в основном уголекислотой (88—96%). Воды обладают высокой газонасыщенностью. Газовый фактор достигает 12,5—18. Температура законтурных вод и в залежах нефти равна 76—83°C. По мнению Г. А. Толстикова (1963), щелочные воды образовались в результате внедрения «сухих» струй уголекислого газа из пород фундамента по разломам.

Подземные воды готерив-баррема в пределах месторождения имеют пьезометрический уровень +95 м. Дебит воды при свободном переливе равен 1,1 м³/сутки. Минерализация воды 14,7 г/л. Воды хлоридные натриевые III типа. Катионно-анионный состав воды:

$$M_{14,7} \frac{\text{Cl } 97 \text{ HCO}_3 \text{ 3}}{\text{Na } 94 \text{ Ca } 4 \text{ Mg } 2}.$$

Количество йода в них составляет 11 мг/л, брома 42 мг/л, сульфатов 0—16 мг/л, коэффициент $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ 0,97. Газовый фактор подземных вод равен 0,9—1,2. Растворенный в воде газ имеет метановый состав: CH₄ 98; N₂ 1,5; CO₂ 0,1; тяжелые углеводороды 0,4. Температура подземных вод равна 53—59°C.

Мортимьянское месторождение нефти

Месторождение приурочено к одноименной структуре. Размер ее 4×14,5 км, амплитуда 120 м. В сводовой части структуры здесь так же, как и на Шаймском месторождении, продуктивные отложения вогул-кинской толщи отсутствуют и на фундаменте залегают аргиллиты абалакской и тутлеймской свит. Нефтеводяной контакт южной залежи находится на абсолютной отметке — 1505 м, северной — на — 1548 м. Различное положение контакта здесь обусловлено, видимо, теми же причинами, что и на Шаймском месторождении. Абсолютные отметки уровней воды в северной части месторождения составляют 82—90 м. Дебиты вод колеблются в пределах примерно от 32 до 132 м³/сутки.

Законтурные воды имеют минерализацию 17—18 г/л. Воды хлоридные натриевые III типа. Катионно-анионный состав вод:

$$M_{18} \frac{\text{Cl } 95 \text{ HCO}_3 \text{ 5}}{\text{Na } 86-92 \text{ Ca } 6-11 \text{ Mg } 2-3}.$$

Йод и бром присутствуют соответственно в количествах 13—15 и 53—54 мг/л, сульфаты отсутствуют. Коэффициент $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ колеблется от 0,95 до 0,97; а хлор-бромный — от 193 до 335. Газовый фактор равен

единице. Состав газа метановый (в %): CH_4 87, N_2 1,1; тяжелые углеводороды 8,4; CO_2 1—4. Температура законтурных вод и нефтяной залежи колеблется от 80 до 87°C.

Тетеревское месторождение нефти

Месторождение приурочено к одноименной структуре размером 5×12 км, амплитуда 86 м. Продуктивными отложениями здесь являются песчаники вогулгинской толщи. Мощность их изменяется от нуля в сводовой части до 35 м на крыльях. Нефтеводяной контакт северной залежи находится на отметке — 1548 м, для южной он не определен. Абсолютная отметка уровня воды равна 81 м. Дебит воды составляет $7 \text{ м}^3/\text{сутки}$. Воды хлоридные натриевые III типа. Катионно-анионный состав воды:

$$M_{18} \frac{\text{Cl } 95 \text{ HCO}_3 \text{ 5}}{\text{Na } 92 \text{ Ca } 6 \text{ Mg } 2}.$$

Йод и бром присутствуют в количестве 16 и 59 мг/л. Воды бессульфатные. Отношение $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ составляет 0,96; а $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$ 166. Газовый фактор равен 1,54. Состав газа метановый (в %): CH_4 87; N_2 2; CO_2 3; тяжелые углеводороды 7. Температура законтурных вод и залежи нефти составляет 79—83°C.

Приведенные данные по гидрогеологии месторождений Березово-Шаймского района позволяют высказать некоторые соображения о возможном режиме при их эксплуатации. Продуктивный горизонт сложен породами вогулгинской толщи и тюменской свиты и представляет собой единый гидрогеологический комплекс. Условия его залегания различные. Западнее и южнее Шаймской группы месторождений нефти комплекс выклинивается на отметках минус 1000—1100 м. В Березовском районе, в северо-западной части, породы комплекса выходят на дневную поверхность вдоль восточного склона Урала. Здесь наблюдаются более благоприятные условия для питания вод, чем в Шаймском районе. Мощность пород комплекса и их коллекторские свойства изменяются в зависимости от глубины их залегания и структурных особенностей. В краевой части комплекса, а также на Алясовском и других валах мощность его уменьшается до нуля. На склонах структур и между ними по мере погружения мощность отложений комплекса увеличивается от 10—30 и 50—100 м в пределах месторождений газа и нефти до 150 м и более восточнее их. Проницаемость пород комплекса падает примерно от 500 мд в полосе выклинивания до 100 мд и менее с приближением к Ханты-Мансийской впадине. Наибольшая величина проницаемости отмечается непосредственно на месторождениях газа и нефти, где она колеблется от 1000 мд в пос. Шаим до 2000 мд и более в пос. Березово. В связи с этим там же наблюдается относительно высокая водообильность продуктивных отложений.

Судя по уклону пьезометрической поверхности вод комплекса, равному 0,0001—0,0002, и некоторым расчетам, скорость движения вод со стороны Урала к месторождениям небольшая и не превышает 1—2 см/год.

Гидрогеологический комплекс надежно изолирован от вышележащих водоносных пород толщей глин верхнеюрско-валанжинского возраста. Мощность ее на месторождениях в сводах структур колеблется от 116—164 до 228 м, на их крыльях от 185 до 310 м (рис. 60, а также см. рис. 56, 57, 58). Некоторое исключение представляют Деминское и Алясовские месторождения газа, где мощность толщи уменьшается до 67 м (см. рис. 56).

Таким образом, небольшая мощность комплекса, ограниченное его питание и т. д. свидетельствуют о том, что при разработке месторождений водонапорный режим исключается. Вероятнее всего, здесь следует ожидать упруго-водонапорный режим пласта. Такое предположение обусловлено тем, что размеры залежей, кроме Похромской и Пунгинской, небольшие по сравнению с возможной активной зоной подпирающих их вод. Важное значение при этом имеет то, что значительные части (по площади) каждой из залежей являются водоплавающими. Это обстоятельство способствует улучшению условий для поступления

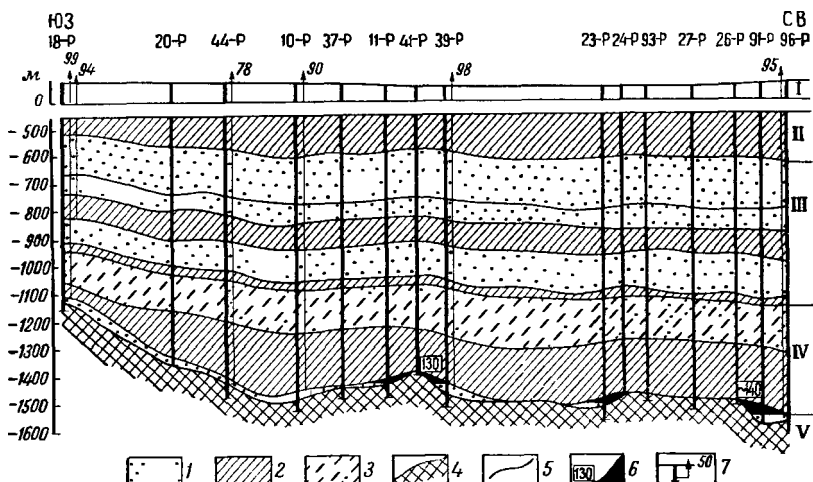


Рис. 60. Гидрогеологический разрез по линии I—I (см. рис. 58) через месторождения Шаймского вала (составил Г. А. Толстикова)
1 — преимущественно песчаные породы, 2 — преимущественно глинистые породы, 3 — песчано-глинистые породы, 4 — породы фундамента, 5 — граница распространения одновозрастных отложений, 6 — залежь нефти (в прямоугольнике — давление газо насыщения, атм), 7 — скважина (сбоку стрелкой показан напор подземных вод и абс. отм. замеренного уровня, м) I, II, III, IV, V — гидрогеологические комплексы

законтурных вод в эксплуатируемую залежь. Для обеспечения более высокого отбора нефти, в частности на Шаймском и других месторождениях, необходимо производить законтурное заводнение. В качестве агента заводнения могут быть использованы близкие по составу воды мощного сеноманского комплекса. Водообильность его достаточно высокая. Дебиты вод при переливе (избыточное давление на устье скважин достигает 5 атм) колеблются от 50 до 100 м³/сутки. Минерализация метановых хлоридных натриевых вод 9—14 г/л; температура 25—30° С.

НЕФТЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУРГУТСКОГО СВОДОБРАЗНОГО ПОДНЯТИЯ

Сургутское сводообразное поднятие представляет собой крупную замкнутую структуру, слегка вытянутую в меридиональном направлении. Размер ее 105×330 км. По поверхности фундамента амплитуда поднятия равна 350 м, по кровле тюменской свиты 100 м.

Промышленно нефте- и газоносными являются готерив-барремские (вартовская свита) и валанжинские (мегионская свита) отложения, нефтепроявления и полупромышленные притоки получены также из юрских отложений (тюменская свита и локозовская пачка).

Разрез продуктивных отложений надежно изолируется от вышележащего апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса толщей

существенно глинистых осадков кошайской свиты и верхневартовской подсвиты* мощностью более 100 м.

Средневартовская подсвита представлена неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Здесь выделяется восемь песчаных пластов, не выдержанных по простирацию даже в пределах отдельных локальных структур. Песчаные пласты представлены серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с глинистым и известковистым цементом. Суммарная мощность песчаников составляет 40—55% общей мощности подсвиты. Мощность средневартовской подсвиты 210—220 м.

Отдельные песчаные пласты этой подсвиты промышленно нефтеносны на Усть-Балыкском и Южно-Балыкском месторождениях. Из части разреза, соответствующей этим же пластам, на Быстринском месторождении получен промышленный приток газа.

В основании средневартовской подсвиты выделяется пачка тонкоотмученных аргиллитов мощностью 30—40 м.

Нижневартовская подсвита представлена группой хорошо прослеживающихся песчаных пластов, разделенных пластами темносерых аргиллитов. Песчаники мелко- и среднезернистые с глинистым и реже с известково-глинистым цементом составляют 50—65% общей мощности подсвиты. Мощность отдельных пластов песчаников 6—28 м, мощность разделяющих глин 10—18 м. В последних, обычно в своде структуры, иногда появляются небольшие по мощности (1—2 м) пласты песчаников. Мощность подсвиты 100—110 м.

Нижневартовская подсвита содержит промышленно нефтеносные пласты на Усть-Балыкской, Южно-Балыкской, Западно- и Северо-Сургутской, Быстринской и других локальных структурах.

Мегионская свита разделяется на верхне- и нижнемегионскую подсвиту, в основании последней выделяется ачимовская пачка.

Верхнемегионская подсвита представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с преобладанием последних. Суммарная мощность песчаников составляет 22—40%. В пределах подсвиты выделяются четыре пласта песчаников. Песчаники мелко- и среднезернистые, часто переходящие в алевролиты и аргиллиты, с глинистым и известково-глинистым цементом, прослоями известняков и аргиллитов. Мощность отдельных пластов песчаников 5—40 м, мощность разделяющих глин 20—30 м. Общая мощность подсвиты 140—180 м. Отдельные пласты песчаников верхнемегионской подсвиты промышленно нефтеносны на Усть-Балыкской, Западно- и Северо-Сургутской, Вершинной и других локальных структурах.

Нижнемегионская подсвита представлена в пределах поднятия темно-серыми полосчатыми аргиллитами с подчиненными песчано-алевролитовыми пластами. Мощность подсвиты с ачимовской пачкой 290—330 м.

Ачимовская песчано-алевролитовая пачка, даже в пределах Сургутского сводообразного поднятия, распространена не повсеместно, сложно построенные песчаные пласты не выдержаны по простирацию, на погружениях и склонах отдельных локальных структур они замещаются глинистыми осадками. Мощность ее 40—70 м. В ачимовской пачке выделяется пять сложно построенных песчано-алевролитовых пластов, из которых первые четыре промышленно нефтеносны на Усть-Балыкской площади.

* Стратиграфическая разбивка и название свит и пачек дается согласно унифицированной и корреляционной схем, принятых стратиграфическим совещанием в г. Тюмени в 1964 г.

Из открытых в пределах Сургутского сводообразного поднятия к настоящему времени месторождений наиболее разведанным является Усть-Балыкское нефтяное месторождение, для которого приводится более детальная гидрогеологическая характеристика.

Усть-Балыкское месторождение нефти

В тектоническом плане месторождение приурочено к локальной структуре одноименного названия, оконтуривающейся по отражающему горизонту *В* изолинией 2725 м. Длина структуры по оси 44 км, ширина 8—20 км, площадь 320 км², амплитуда 100—150 м. Ось структуры, ундулируя, образует четыре структурных осложнения, из которых бурением изучены только Солкинское и Южное.

Промышленно нефтеносными являются отложения валанжина и готерив-баррема. Нефтепроявления отмечены также в юрских отложениях. Нефтяные залежи выявлены в пластах средне- и нижневартовской подсвит, верхнемегионской подсвиты и в песчаных пластах ачимовской пачки (рис. 61).

Залежи пластов нижневартовской подсвиты пластовые сводовые и возможно составляют единую массивную залежь. Залежи средневартовской и верхнемегионской подсвит и, по-видимому, ачимовской пачки литологически экранированные. Водонефтяной контакт по пласту *Б*₁ изменяется от отм. —2081 м в южной части структуры до отм. —2076 м в ее центре и —2073 м на Солкинском куполовидном поднятии. Наиболее достоверной является отметка ВНК —2076 м, остальные требуют уточнения. В пределах отм. —2076 м с колебаниями в 1—2 м устанавливается водонефтяной контакт для пластов *Б*₂₊₃ и *Б*₄ и повышается до отм. —2072 м для пласта *Б*₅. Водонефтяной контакт пласта *Б*₁₀ ориентировочно можно провести на отм. —2355 м и пластов ачимовской пачки на отм. —2600 м. Характеристика нефтяных пластов и законтурных вод Усть-Балыкского месторождения приведена в табл. 40.

Наилучшими коллекторскими свойствами и соответственно максимальными величинами дебитов скважин характеризуются готерив-барремские отложения. Притоки нефти из этих пластов составляют 58—170,5 м³/сутки при 8-миллиметровом штуцере, воды до 264—297 м³/сутки при свободном самоизливе. Избыточное давление на устье скважин устанавливается для нефтяных скважин в пределах 38,6—42,8 атм, для водяных 1,4—5,0 атм. Пластовое давление в залежах равно 216—217 атм и близко к гидростатическому.

Притоки воды и нефти в скважину из пластов средневартовской и верхнемегионской подсвит и ачимовской пачки, как правило, не превышают 30—50 м³/сутки нефти через 8-миллиметровый штуцер и 12—70 м³/сутки воды при свободном самоизливе.

Самоизлив часто отсутствует, и уровень устанавливается на 20—30 м ниже устья скважины. Избыточное давление для нефтяных скважин не превышает 10 атм для залежей ачимовской пачки и достигает 36,6 атм для пласта верхнемегионской подсвиты.

В изменении качества нефтей продуктивной части разреза Усть-Балыкского месторождения отмечается следующая закономерность. Вниз по разрезу нижневартовской подсвиты и мегионской свиты удельный вес нефтей увеличивается от 0,878 до 0,890. В этом же направлении несколько увеличивается содержание серы в нефти. Нефть средневартовской и верхнемегионской подсвит более тяжелая (удельный вес 0,890—0,910).

Газонасыщенность и давление насыщения газа в нефти вниз по разрезу также несколько уменьшается от 25—50 м³/м³ (давление насы-

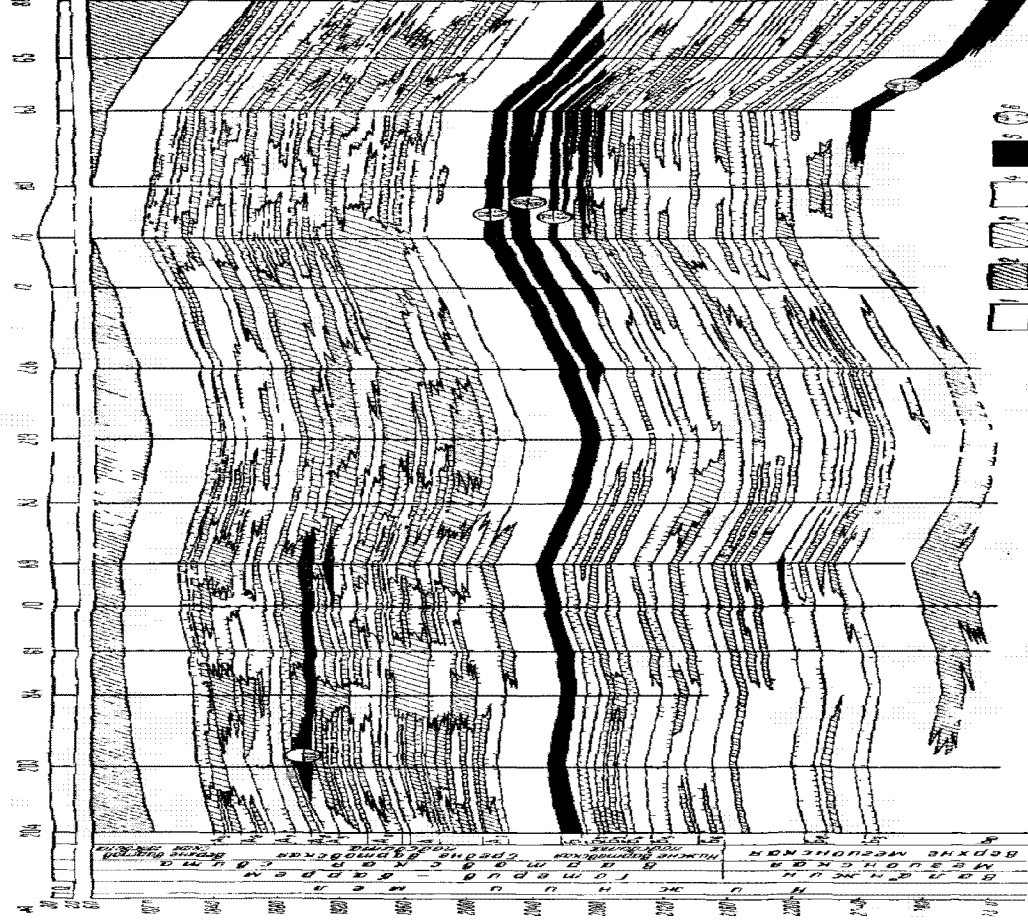


Рис. 61. Геологический разрез Усть-Балынского нефтяного месторождения (составил Е. И. Горбунов, Ю. В. Шелекин)

1 — глины аргиллиты, 2 — аргиллиты, 3 — чередование известняков и песчаников, 4 — песчаники, 5 — нефть, 6 — в известняке — доведение нарастающей доли нефти от 1 до 100% в замещающих аргиллитовых долах, 6/4

Характеристика основных пластов

Свита, пачка	Пласт	Глубина вскрытия кровли пласта, м	Мощность пласта, м		Тип залежи	Дебит жидкости м ³ сутки (диаметр штуцера, мм)
			общая	эффективная		
Средне-вартовская	V	1928—1940	0—10	0—10	Нефть	42 (6)
	Б ₁	2046—2126	7—14	4—13	„	100—170,5 (8)
Нижне-вартовская	Б ₂₊₃	2056—2113	10—17	7—14	„	58—171 6 (8)
	Б ₄	2081—2118	2—10	1—9,5	„	65—142 (8)
Верхне-мегионская	Б ₅	2100—2178	6—13	—	Вода с пленкой нефти	1,0—264 (св)
	Б ₆	2131—2210	10—28	—	Вода	5,1—297 (св)
	Б ₇	2173—2215	0—5	—	Вода с пленкой нефти	17,0
	Б ₈	2188—2228	12—24	—	Вода, вода с нефтью литологическая залежь	2,3—7,0 (св)
	Б ₉	2218—2262	10—12	0—10	Нефть, вода	48 (9)
	Б ₁₀	2268—2360	10—43	2,4—34	Нефть, вода, залежь литологически экраниров	10,6—48 (8)
Ачимовская		2499—2523	—	—	Нефть, литологическая залежь	1,8—30 (8)
Локозовская	—	—	—	—	Нефтепроявление	—

щения 92—90 атм) до 27—36 м³/м³ (давление насыщения 24—59 атм). Нефти по составу метановые, нефтено-метановые и метано-нефтено-ароматические.

Подземные воды продуктивной части разреза имеют сходный солевой состав и минерализацию. Минерализация законтурных вод нефтеносных пластов верхнемегионской и нижневартовской подсвит изменяется в пределах от 12 до 18 г/л. Наиболее часто встречаются воды с минерализацией 15—17 г/л. Более низкая минерализация законтурных вод отдельных нефтеносных пластов 7—10 г/л, по-видимому, объясняется разбавлением отобранных проб технической водой.

Законтурные воды нефтеносных пластов верхнемегионской и нижневартовской подсвит относятся к хлоридному классу натриевой группы, но тип воды различен. Воды верхнемегионской подсвиты относятся к I типу (гидрокарбонатно-натриевому, по В. А. Сулину), воды нижневартовской подсвиты к III типу (хлор-кальциевому, по В. А. Сулину). Коэффициент $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ соответственно равен 1,0—1,02 для верхнемегионской подсвиты и 0,96—0,99 для вод нижневартовской подсвиты.

Основное отличие законтурных вод нефтеносных пластов верхнемегионской и нижневартовской подсвит заключается в том, что первые содержат несколько меньше хлора (90—95 экв % против 97—100 экв %) и несколько больше гидрокарбоната (4—5 экв % против 2 экв %). В остальном эти воды не отличаются друг от друга. Содержание суль-

Таблица 40

Усть-Балыкского нефтяного месторождения

Отметка ВНК	Избыточное давление, атм	Пластовое давление, атм	Газовый фактор — Давление насыщения газа и нефти	Темпера- тура на глубине пласта, °С	Уд. вес нефти	Уд. вес газа по воздуху	Минерали- зация воды, г/л
—	—	—	$\frac{21,3}{\sim 60}$	—	0,890	—	15,5
—2074—2081	42,0	218	$\frac{32,44}{92}$	68—71	0,878	0,86	16,2
—2072	42,5—42,8	207—217,5	$\frac{25-50 (?)}{90}$	67—68	0,884	—	16,3
—2078	38,6—40,8	207—217,7	$\frac{28,33}{72}$	69—70	0,886	—	16,5
—2073	1,4—7,4	213—222	—	68—69	0,882	—	10,3—16,3
—	5,0	222,7	—	—	—	—	10,2—16,3
—	4,0	—	—	72	—	—	—
—	—	223,5	—	70 (?)	0,910	—	16,2—16,4
—	36,6	229	—	71	0,884	—	17,5
—2355	—	232—237	$\frac{27-36}{24-59}$	74—78	0,886	—	15,2
—2600	9,6	—	$\frac{83}{—}$	80	0,890	—	—
—	—	—	—	—	0,874	—	—

фатов не превышает 15 мг/л, а в большинстве случаев они совершенно отсутствуют. Содержание йода в законтурных водах составляет 20—21 мг/л, брома 54—59 мг/л. Хлор-бромный коэффициент составляет 140—220. Температура подземных вод равна 67—80°С.

НЕФТЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИЖНЕВАРТОВСКОГО СВОДООБРАЗНОГО ПОДНЯТИЯ

Нижневартовское сводообразное поднятие по поверхности фундамента представляет собой слегка вытянутую в меридиональном направлении структуру, замкнутую изогипсой 3100 м. Размеры поднятия 170×250 км, амплитуда 600 м. Геологический разрез Нижневартовского сводообразного поднятия имеет много общих черт с разрезом Сургутского поднятия. Основное отличие этих районов заключается в существенном опесчанивании на Нижневартовском своде большинства глинистых пачек, прослеживаемых на западе.

Мегионское месторождение нефти

Месторождение приурочено к одноименной локальной структуре размером 20×10 км по кровле продуктивного горизонта. Площадь структуры 138 км², амплитуда по продуктивному пласту 36 м. В пределах месторождения небольшие притоки нефти до 2 м³/сутки при пони-

жении уровня до 740—1400 м получены из отложений локосовской пачки*. Промышленная нефтеносность связана с пластом Б₈ верхне-мегионской подсвиты (рис. 62). Нефтяной пласт мощностью 13—21 м вскрывается на отметках 2087—2129 м. Перекрывается пласт мощной (31—43 м) сравнительно однородной глинистой покрывкой. Водонефтяной контакт проходит в пределах отметок 2117—2121 м. Высота залежи составляет 34 м. Нефть метано-нафтно-ароматическая. Удельный вес 0,846—0,852. Содержание серы 0,90—0,92%. Газ из нефти имеет состав (в %): CH₄ 76,8—77,1; C₂H₆ 4,5—5,5; C₃H₈ 9,4—11,1; C₄H₁₀ 4,6—5,8; C₅H₁₂ 0,3—2,0; C₆H₁₄ 0,08—1,0; N₂O 0,3—0,5; CO₂ до 0,5.

Скважины, вскрывшие законтурные воды, переливают с дебитом 21—155 м³/сутки. Воды относятся к хлоридным натриевым III типа или хлор-кальциевому типу (по В. А. Сулину). Минерализация вод 23,9—21,5 г/л. Катионно-анионный состав вод:

$$M_{23,9} \frac{Cl 99 \text{ HCO}_3 1}{Na 80 \text{ Ca } 20}.$$

Содержание йода 10—12 мг/л, брома 48—64 мг/л, количество сульфатов 0—6 мг/л. Коэффициент $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ колеблется от 0,76 до 0,81, а хлор-бромный — от 207 до 246. Растворенный в воде газ имеет метановый состав. Содержание (в %): CH₄ 95,5; C₂H₆ 2,3; C₃H₈ 1,3; C₄H₁₀ 0,5; C₅H₁₂ 0,2; C₆H₁₄ 0,1; N₂ 0,3. Температура нефтяного пласта 84—89°С.

На месторождении в пределах верхнемегионской подсвиты ниже нефтяного горизонта испытаны два пласта, из которых получены слабые притоки воды (0,19—3,9 м³/сутки). Пьезометрический уровень подземных вод устанавливается на отметке +63 м. По минерализации и солевому составу воды этих горизонтов аналогичны законтурным водам продуктивного пласта.

Скважины, вскрывшие подземные воды готерив-барремских отложений, самоизливают с дебитом 37—187 м³/сутки. Избыточное давление на устье составляет 0,7—7 атм. Пьезометрический уровень устанавливается на отметках +63—66 м. По солевому составу и минерализации воды готерив-барремских отложений аналогичны водам валанжинских отложений. Они относятся к хлоридным натриевым III типа. Минерализация воды 22,6—25,7 г/л. В отложениях средневартовской подсвиты заключены воды аналогичного состава с несколько меньшей минерализацией — до 15 г/л. Газовый фактор подземных вод равен 1,4—2.

Соснинско-советско-медведевское месторождение нефти

Три локальных поднятия в восточной части Нижневартовского свода: Соснинское (с размерами по кровле тюменской свиты 12×7 км и амплитудой 80 м), Советское (с размерами 8,5×4,5 км и амплитудой около 70 м) и Медведевское (размером 11×3,5 км и амплитудой 50 м), содержащие самостоятельные залежи нефти в валанжинских и юрских горизонтах по кровле аптского пласта, объединяются в единое крупное пологое поднятие, контролирующее единую залежь нефти.

В пределах Соснинской площади промышленная нефтеносность доказана в вартовской свите и пласте Б₈ верхнемегионской подсвиты. Верхний пласт вскрывается на глубине 1648—1670 м и имеет мощность 50—55 м. Максимальная эффективная мощность 41—43 м. Притоки

* В 1965 г. доказана промышленная нефтеносность отложений локосовской пачки (скв. 132-Р).

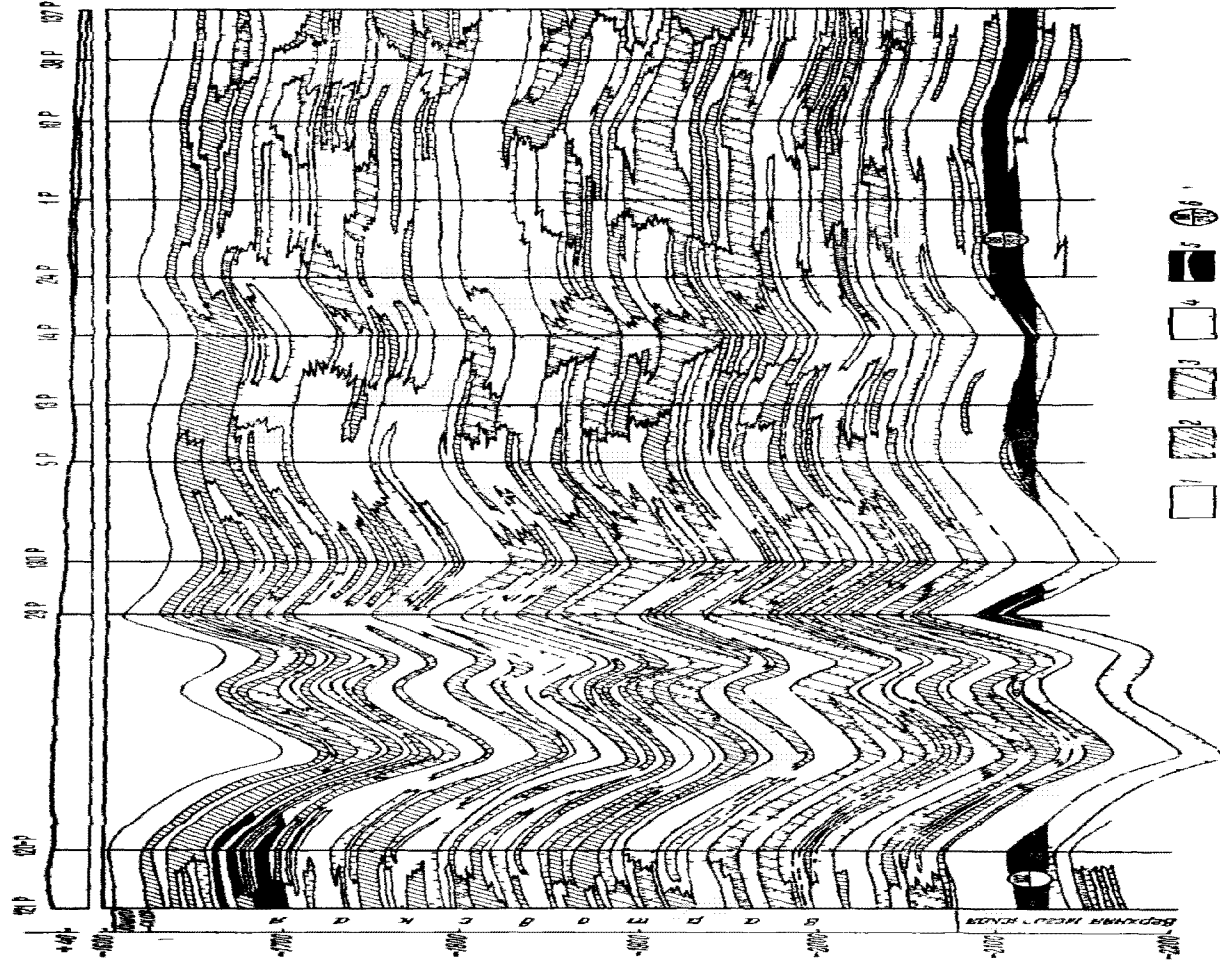


Рис. 62 Геологический разрез Межеского и Витязьского мегантиклов (составил Е. Н. Горюнов)

1 — глина, аргиллиты 2 — кварциты 3 — чередование кварцитов и песчаников 4 — песчаники 5 — нефть в пласте 6 — нефть в скважине 7 — минеральная газоконденсатная вода 2.4

нефти из пласта через 8-миллиметровый штуцер составляют 18—57 $\text{м}^3/\text{сутки}$. Водонефтяной контакт проводится ориентировочно на отм. —1652 м. Пласт Б₈ залегает на глубине 2130—2217 м и имеет мощность 9—16 м. Притоки нефти достигают 412 $\text{м}^3/\text{сутки}$ при 21-миллиметровом штуцере. Избыточное давление 24 атм. Пластовое давление 217—218 атм, температура 72,5°C, газовый фактор нефтей равен 120—130 $\text{м}^3/\text{м}^3$. Нефтеводяной контакт проходит на отм. —2120—2125 м.

На Советской площади этого месторождения промышленно нефтеносны три пласта в вартовской свите и пласт Б₈ верхнемегионской подсвиты. Верхний пласт вартовской свиты аптского возраста залегает на глубинах 1655—1705 м и имеет мощность 28—36 м. Пласт более однороден, чем на Соснинском участке.

Нефтенасыщенные пласты в средней части вартовской свиты вскрыты на глубинах 1893—1950 и 1934—1983 м и имеют мощность 4—23 м. Дебит нефти по скважинам достигает 140 $\text{м}^3/\text{сутки}$ при 8-миллиметровом штуцере. Пласт Б₈ вскрыт на глубинах 2143—2190 м и имеет мощность 9—16 м. Дебиты нефти при 8-миллиметровом штуцере составляют 168—192 $\text{м}^3/\text{сутки}$.

На Медведевском участке промышленно нефтеносными являются три пласта в аптских, верхнеюрских и среднеюрских отложениях. Аптский пласт залегает на глубинах 1660—1665 м. Дебит скважин составляет около 30 $\text{м}^3/\text{сутки}$. Нефтеносный пласт в верхнеюрских отложениях залегает в кровле локозовской пачки на глубине 2448—2460 м. При 8-миллиметровом штуцере дебит нефти составил 72 $\text{м}^3/\text{сутки}$. В среднеюрских отложениях нефтеносный пласт залегает в основании тюменской свиты на породах фундамента, его мощность 20 м. Приток нефти при 8-миллиметровом штуцере составил 90 $\text{м}^3/\text{сутки}$. Газовый фактор нефти равен 36 $\text{м}^3/\text{м}^3$, температура на глубине 2680 м составляет 80,5°C. Нефть метановая, бессернистая, содержит 19,5% парафина.

Подземные воды юрских отложений были получены при совместном испытании отложений локозовской пачки и марьяновской свиты. Приток воды составил 1,3 $\text{м}^3/\text{сутки}$ при самоизливе. Минерализация воды 42 г/л. Воды относятся к $\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$ (хлор-кальциевый тип, по В. А. Сулину). Катионно-анионный состав воды:

$$M_{42} \frac{\text{Cl } 95 \text{ HCO}_3 \text{ 4}}{\text{Na } 88 \text{ Ca } 10 \text{ Mg } 2}.$$

Содержание йода 7 мг/л, брома 83 мг/л, сульфаты отсутствуют. Коэффициент $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ составляет 0,91, хлор-бромный 296.

Водоносные пласты верхнемегионской подсвиты обладают различной водообильностью. Притоки воды из опробованных горизонтов изменяются от 8 $\text{м}^3/\text{сутки}$ при динамическом уровне 450 м до 148 $\text{м}^3/\text{сутки}$ при самоизливе. Избыточное давление достигает 2,2 атм, пьезометрический уровень устанавливается на отметке 65 м. Воды $\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$ (хлор-кальциевого типа, по В. А. Сулину). Минерализация 26—27 г/л. Катионно-анионный состав воды:

$$M_{27} \frac{\text{Cl } 97-99 \text{ HCO}_3 \text{ 1-2}}{\text{Na } 75-77 \text{ Ca } 22-25 \text{ Mg } 1}.$$

Содержание сульфатов 4—10 мг/л, йода 8—13 мг/л, брома 58—67 мг/л. Коэффициент $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ изменяется в пределах от 0,75 до 0,78, хлор-бромный от 249 до 266.

В солевом составе подземных вод, контактирующих с нефтяной залежью, никаких специфических особенностей, отличающих их от вод,

распространенных в значительном удалении от нефтяной залежи, не отмечается. Состав растворенного газа подземных вод, вскрытых в нескольких километрах от залежи, метановый или азотно-метановый: CH_4 80—98%; N_2 0,5—18%; тяжелые углеводороды составляют 1,6—1,9% и состоят на 1,1—1,4% из этана, на 0,4% из пропана и на 0,1% из бутана. Температура воды в пластовых условиях 70—80°C.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕНЬКИНО-СИЛЬГИНСКОГО ВАЛА

В пределах вала открыто газоконденсатное месторождение, приуроченное к Усть-Сильгинской структуре, осложненной двумя сводами северо-восточного простираения. Амплитуда восточного свода по отражающему горизонту В, расположенному в верхней части тюменской свиты, не превышает 20 м при размерах 8,5×2,5 км. Амплитуда западного свода составляет 70 м при размерах 5×3,5 км.

Притоки горючего газа, конденсата и нефти были получены на юрских отложениях (средняя и верхняя часть тюменской свиты и нижняя часть марьяновской свиты). Залежь, по всей видимости, имеет небольшие размеры. Приток горючего газа составляет 100 тыс. $\text{м}^3/\text{сутки}$, а конденсата 14,4 $\text{м}^3/\text{сутки}$. Газ имеет метановый состав. Азот присутствует в количестве 2—3%, углекислый газ менее 1%. Содержание тяжелых углеводородов составляет 6—9%. Среди гомологов во все убывающих количествах содержится этан, пропан, бутан, пентан и гексан. Подземные воды палеозойских отложений на Усть-Сильгинской площади не изучены. В скважине 1-Р, вскрывшей известняки палеозойского возраста, наблюдалось значительное поглощение глинистого раствора, что, по-видимому, связано с их каверзностью.

Юрские отложения (тюменская свита, низы марьяновской свиты) обладают слабой водообильностью. Обычно притоки воды, полученные из опробованных пластов, не превышают 1—2 $\text{м}^3/\text{сутки}$ при динамическом уровне 1000—1600 м. Изредка встречаются пласты с повышенной водообильностью, притоки воды из которых достигают 65—80 $\text{м}^3/\text{сутки}$ при динамическом уровне 380 м. Подземные воды имеют минерализацию 46-69 г/л и относятся к хлоридным натриевым водам III типа (хлор-кальциевый тип, по В. А. Сулину), коэффициент $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ равен 0,90—0,98. Катионно-анионный состав воды:

$$M_{46-49} \frac{\text{Cl } 96-100 \text{ HCO}_3 \text{ 0-4}}{\text{Na } 88-94 \text{ Ca } 6-11 \text{ Mg } 1-2}.$$

Содержание йода 7—8 мг/л, брома 110—162 мг/л, сульфатов не превышает 2 мг/л. Хлор-бромный коэффициент колеблется от 250 до 279. Состав растворенных газов метановый и метано-азотный (в %): CH_4 84—94; N_2 1—11; $\text{CO}_2 > 1$; тяжелые углеводороды 3,5—5. Законтурные воды вблизи газоконденсатной залежи имеют повышенное содержание тяжелых углеводородов в растворенном газе.

Отложения валанжина (куломзинская и тарская свиты) обладают более высокой водообильностью, чем юрские отложения. В верхней части куломзинской свиты и в тарской свите дебиты опробованных горизонтов достигают 36—56 $\text{м}^3/\text{сутки}$ при самоизливе. Пьезометрические уровни устанавливаются на отметках 92—96 м. Подземные воды относятся к ClNa_{III} (хлор-кальциевый тип, по В. А. Сулину).

Воды присводовой части структуры имеют минерализацию 18—20 г/л и характеризуются составом:

$$M_{18-20} \frac{\text{Cl } 98-99 \text{ HCO}_3 \text{ 1-2}}{\text{Na } 71-78 \text{ Ca } 21-29 \text{ Mg } \text{до } 1}.$$

Содержание йода 5—10 мг/л, брома 39—46 мг/л, сульфатов 4—18 мг/л. Коэффициент $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ колеблется от 0,77 до 0,81; хлор-бромный от 260 до 270. Для вод, распространенных на северном крыле структуры, характерно аномальное возрастание минерализации до 43—49 г/л в куломзинской свите и до 33 г/л в тарской свите. В этих водах отмечается меньшее содержание кальция (6—8 экв %) и йода (6—7 мг/л). Коэффициент $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ колеблется от 0,92 до 0,98. Таким образом, воды валанжинских отложений, распространенные на северном крыле структуры, имеют много общего с водами юрских отложений. По всей видимости, здесь происходит подъем вод юрских отложений в вышележащие меловые отложения по разлому. Газовый фактор подземных вод валанжинских отложений достигает 1,36.

НЕФТЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕЖОВСКОГО ПОДНЯТИЯ

Межовское поднятие представляет собой крупную положительную структуру. По отражающему горизонту, приуроченному к отложениям верхней юры, поднятие оконтуривается изогипсой —2300 м и имеет размеры 100×65 км с амплитудой около 400 м. В пределах поднятия в настоящее время открыто только одно месторождение нефти с промышленными притоками.

Месторождение приурочено к Межовскому локальному поднятию, осложненному двумя сводами. Размеры поднятия 10×3,8 км при амплитуде северо-западного свода 140 м, юго-восточного 60 м.

В сводовой части северо-западного купола Межовской структуры наблюдается полное выклинивание юрских отложений. В юго-восточном куполе на фундаменте сохраняются лишь верхнеюрские отложения (марьяновская свита).

Незначительные притоки нефти получены из отложений готерив-баррема (3 м³/сутки при снижении уровня до 482 м) и валанжина (ачимовская пачка). Удельный вес нефти 0,83—0,86. Содержания серы незначительные.

Юрские отложения (локосовская и марьяновская свиты) имеют слабую водообильность. Дебиты воды не превышают 2 м³/сутки при понижении динамического уровня на 800—1300 м. Минерализация воды 26—33 г/л. Воды относятся к хлоридным натриевым III типа (хлор-кальциевый тип, по В. А. Сулину). Катионно-анионный состав воды:

$$M_{26-33} \frac{\text{Cl } 98-100 \text{ HCO}_3 \text{ до } 2}{\text{Na } 80-81 \text{ Ca } 16-17 \text{ Mg } 3}.$$

Содержание йода 7—9 мг/л, брома 54—78 мг/л, сульфатов 7—9 мг/л. Коэффициент $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ колеблется от 0,80 до 0,81, хлор-бромный от 261 до 291. В скв. 4-Р при совместном опробовании верхнеюрских и валанжинских отложений (куломзинская и марьяновская свиты) был получен приток углекислого газа с дебитом 2—40 тыс. м³/сутки через 4—11-миллиметровые штуцеры.

Водообильность валанжинских отложений характеризуется дебитами 13—150 м³/сутки при динамическом уровне 50—930 м. Пьезометрический уровень вод тарской свиты устанавливается на отг. 100 м. Минерализация воды 22—23 г/л, в отдельных пластах куломзинской свиты возрастает до 35 г/л. Воды относятся к хлоридным натриевым, III типа. По солевому составу они близки к водам юрских отложений. Состав растворенных газов метановый и азотно-метановый (в %): CH₄ 85—97; N₂ 3—15; H₂ > 1; CO₂ > 1; тяжелые углеводороды 0,8—4.

В составе тяжелых углеводородов во все убывающих количествах присутствует этан, пропан и бутан. Отложения готерив-баррема обладают слабой водообильностью. Дебиты опробованных горизонтов, как правило, не превышают 10—30 м³/сутки при понижении уровня на 300—1400 м. Минерализация, солевой и газовый состав подземных вод аналогичны водам юрских и валанжинских отложений.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНЕВАСЮГАНСКОГО ВАЛА

Средневасюганский вал оконтуривается изолинией —2600 м. Длина его 130 км, максимальная ширина 50 км, амплитуда 350 м.

По сравнению с другими площадями Приобья в районе Средневасюганского вала отмечается заметное улучшение коллекторских свойств юрских отложений. Залежь нефти открыта на Красноярской структуре, расположенной в западной части вала. Структура представляет собой ассиметричную антиклинальную складку северо-западного простирания с более крутым (7°) северо-восточным крылом и пологим (3°30') юго-западным. По замкнутой изолинии—2350 м размеры складки 5,5×3 км, амплитуда 110 м.

Из верхней части локозовской свиты получен незначительный приток нефти совместно с водой. При динамическом уровне 1100 м дебит нефти равен 3,5 м³/сутки, воды 8,5 м³/сутки, а из тарской свиты получен фонтан нефти с ориентировочным дебитом 60—80 м³/сутки. Фонтаннрование прекратилось при появлении в скважине пластовой воды.

Подземные воды ряда опробованных горизонтов ниже-среднеюрских отложений переливали с дебитом 0,2—2,5 м³/сутки. Пьезометрические уровни этих вод 99—102 м, в одном случае 106 м. Воды относятся к хлоридным натриевым III типа. Минерализация вод преимущественно 40—55 г/л. Более низкая минерализация подземных вод отдельных опробованных горизонтов (до 31 г/л), возможно, объясняется загрязненностью их технической водой. Катионно-анионный состав воды:

$$M_{40-55} \frac{Cl_{98-99} HCO_3 1-2}{Na_{89-91} Ca_{8-10} Mg_{1-2}}.$$

Содержание йода 8—11 мг/л, брома 93—135 мг/л, сульфатов не превышает 5 мг/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ 0,90—0,94; $\frac{Cl}{Br}$ 244—271.

Состав растворенного газа метановый (в %): CH₄ 74, N₂ 5, CO₂ больше 1; тяжелые углеводороды 20.

Водообильность валанжинских отложений (тарская и куломзинская свиты) характеризуется дебитами 30—120 м³/сутки при динамическом уровне 40—700 м. Пьезометрические уровни, по наиболее достоверным данным, 69—70 м. Подземные воды относятся к Cl_{III}^{Na} (хлор-кальциевый тип, по В. А. Сулину). Минерализация 22—25 г/л. Катионно-анионный состав воды:

$$M_{22-25} \frac{Cl_{99-100} HCO_3 \text{ до } 1}{Na_{68-72} Ca_{27-32} Mg \text{ до } 1}.$$

Содержание йода 8—11 мг/л, брома 51—68 мг/л. Состав растворенных газов метановый: CH₄ 93; N₂ 6; тяжелые углеводороды—0,8. Подземные воды отложений готерив-баррема по минерализации, солевому и газовому составу аналогичны водам валанжина.

* *

*

Приведенная характеристика наиболее изученных нефтяных месторождений Сургутского района позволяет сделать ряд предварительных выводов и рекомендаций относительно гидрогеологических условий их разработки. Для Усть-Балыкского многопластового месторождения проектируется одновременная разработка группы пластов B_1 — B_4 одной сеткой эксплуатационных скважин. При этом разработка будет производиться с поддержанием пластового давления за счет законтурного заводнения и внутриконтурного разрезания залежи. Для проведения намечаемого комплекса работ необходимо детальное исследование гидродинамической связи между отдельными нефтяными горизонтами. Положение водонефтяного контакта для этой группы пластов не позволяет уверенно установить наличие или отсутствие связи. Детальная корреляция разрезов продуктивных отложений по площади месторождения указывает на хорошую выдержанность глинистых покрышек между основными продуктивными горизонтами.

В то же время мощность разделяющих глин, составляющая в целом по месторождению 10—18 м, на отдельных участках уменьшается за счет фациального перехода глин в алевритистые разности до 7—8 м. Водоупорные свойства покрышек снижают и наличие в них небольших по мощности (1—2 м) песчаных пластов, связанных гидравлически с основными горизонтами. Характеристики покрышек по их водоупорным свойствам в естественном залегании отсутствуют, а результаты работ по гидропрослушиванию скважин показывают настолько активную взаимосвязь между горизонтами, что вызывают сомнения и, возможно, указывают на отсутствие в ряде скважин качественного цементаж эксплуатационных колонн.

Более уверенно можно говорить о наличии гидравлической связи продуктивных горизонтов с водонапорной системой по простиранию пластов. Региональной корреляцией устанавливается выдержанность этой группы пластов на больших расстояниях в пределах района. Коллекторские свойства песчаников по площади изменяются в небольших пределах, что подтверждается близкими величинами дебитов скважин на различных площадях.

Вышесказанное позволяет предполагать для пластов B_1 — B_4 наличие упруго-водонапорного режима. Проведенная летом 1964 г. пробная эксплуатация пластов B_1 , B_{2+3} не дала ответа относительно режима месторождения. В связи с частыми остановками скважин откачка была проведена в небольшом интервале понижений, а депрессионная воронка имела небольшие размеры и не вышла за пределы залежи. Удельный дебит при этом по пласту B_1 оставался постоянным, по пласту B_{2+3} отмечено его снижение от 13—14 до 9—10 м³/сутки по двум скважинам (62-Р и 72-Р). Расстояние между этими скважинами 2,5 км, а продолжительность работы 800—1000 часов. Таким образом, указанное снижение дебитов может быть объяснено взаимным влиянием скважин друг на друга в результате развития их депрессионных воронок. Более удаленные скважины не испытывали влияния от работы соседних скважин и работали как одиночные. Зависимость дебита от понижения имеет вид прямой и указывает, что пласты работали в пределах упругого режима.

Для продуктивных горизонтов средневартовской, верхнемегионской подсвит и ачимовской пачки гидравлическая связь как между отдельными горизонтами, так и водонапорной системой бассейна будет, безусловно, менее активной, а в отдельных случаях может быть и

весьма затрудненной, на что указывают невыдержанный характер напластования и фациальная изменчивость пород указанных толщ. Вопрос относительно режима залежей этих отложений может быть решен лишь специальными работами.

Для Мегионского месторождения площадная корреляция разреза показывает хорошую выдержанность продуктивного пласта по площади месторождения и района. Пласт Б₈ прослеживается на Соснинской, Советской и других локальных структурах и соединяется далее к востоку с группой пластов тарской свиты, повсеместно развитой в восточных и южных районах бассейна.

Гидрогеологические условия нефтяных месторождений центральной части Западно-Сибирской низменности позволяют поставить вопрос о возможности использования для законтурного заводнения вод вышележащего апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса. Отложения покурской свиты в пределах Сургутского сводообразного поднятия отделяются от продуктивной части разреза более чем 100-метровой толщей глин. В пределах нижневартовского сводообразного поднятия глинистая покрывка, разделяющая апт-альб-сеноманский и неокомский гидрогеологические комплексы, имеет мощность 15 м. Кроме того, продуктивный пласт, залегающий в кровле валанжинских отложений, отделен от покурской свиты еще более чем 400-метровой толщей готерив-барремских часто чередующихся песчано-глинистых отложений.

Следовательно, здесь также можно предполагать затрудненную гидравлическую связь продуктивного горизонта с апт-альб-сеноманским комплексом. Мощность покурской свиты достигает 700—800 м, а мощность проницаемых пород 300—500 м. Отбор количеств воды даже для двух-трехкратной промывки залежи при проницаемости покурских песчаников порядка 0,5—1,0 д не вызовет значительного снижения напора и, следовательно, не повлияет на условия разработки нефтяных залежей. Закачка же в продуктивный пласт вод с температурой 45—50°C, близких по составу законтурным водам, не окажет отрицательного влияния на разработку залежи.

Степень разведанности месторождений Сенькино-Сильгинского, Среднеवासюганского валов и Межовского регионального поднятия не дает возможности охарактеризовать гидрогеологические условия их разработки.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

На территории Тюменской области разведано сравнительно немного месторождений твердых полезных ископаемых. К ним относятся некоторые месторождения Северо-Сосьвинского бурогоугольного бассейна и ряд месторождений нерудного сырья и строительных материалов. Гидрогеологические условия всех этих месторождений изучены далеко не достаточно и характеризуются поэтому в самых общих чертах.

Северо-Сосьвинский бурогоугольный бассейн, расположенный в Березовском районе Ханты-Мансийского национального округа, объединяет группу месторождений, среди которых можно назвать Тольинское, Оторьинское, Лопсинское, Усть-Маньинское, Ятринское и др. Бассейн приурочен к западной окраине Западно-Сибирской низменности, в месте примыкания ее к Северному Уралу. Поверхность его представляет всхолмленную равнину, прорезанную долинами многочисленных рек. Абсолютные отметки водоразделов изменяются от 80 до 240 м; в долинах они снижаются до 30—110 м. Значительная часть района занята болотами и озерами.

Угленосные отложения бассейна, относящиеся к верхнеюрскому возрасту, лежат на коре выветривания палеозойских пород, слагающих фундамент низменности. Перекрываются угленосные отложения морскими осадками верхней юры и серией морских и континентальных отложений мела и палеогена, на которых повсеместно развит довольно мощный чехол четвертичных пород различного генезиса.

Дизъюнктивными нарушениями в основном субмеридионального простираения бассейн разбит на серию блоков. Заключенные в блоках угленосные отложения собраны в пологие складки.

В геологическом разрезе бассейна выделяется несколько водоносных толщ, разобщенных более или менее водоупорными породами.

Верхняя водоносная толща мощностью в среднем около 150 м объединяет четвертичные, олигоценные и верхнемеловые осадки. Толща сложена часто переслаивающимися песчано-глинистыми осадками. Изучена она очень слабо. Водоносные горизонты толщи гидравлически связаны между собой и отличаются неоднородной водообильностью. Дебиты источников из межморенных и моренных отложений не выходят за пределы 0,6 л/сек. Повышенной водообильностью отличаются аллювиальные отложения. Удельные дебиты скважин и горных выработок, вскрывающих эти отложения, доходят до 1 л/сек·м. Глубина залегания зеркала грунтовых вод изменяется от 0 до 2—3 м.

Ниже по разрезу располагается водоупорная толща, состоящая из аргиллитов хантымансийской свиты нижнего мела, средней мощностью 60—65 м.

Следующая водоносная толща приурочена к отложениям нижнего мела — верхней юры. Ее мощность составляет около 200 м. Сложена она чередующимися слоями песков, песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин. Величины удельных дебитов скважин, вскрывших эту толщу, составляют 0,2—0,3 л/сек·м. Значения коэффициента фильтрации мелкозернистых песков нижнего мела, определенные в лаборатории, колеблются около 0,7 м/сутки.

Водоносные отложения подстилаются довольно мощной (до 100 м) толщей водоупорных аргиллитов и глин верхней юры, под которой залегают наиболее водообильные породы разреза, представленные верхнеюрскими угленосными отложениями. Мощность их достигает 150 м. Скважины, вскрывающие эту толщу, фонтанируют с дебитом от 9—10 до 45 л/сек.

По химическому составу воды угленосных отложений ультрапресные с общей минерализацией до 0,2 г/л, по составу они гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магнєвые.

Палеозойские породы, подстилающие угленосные отложения верхней юры, представлены метаморфизованными терригенными осадками, известняками и телами изверженных пород различного состава. Породы эти интенсивно дислоцированы, известняки содержат карстовые пустоты. Наиболее водообильными среди этих пород являются известняки. По-ложение установившегося уровня подземных вод, заключенных в палеозойских породах, колеблется от 23—27 м ниже устья до 2—3,5 м выше устья скважин.

Высота напора превышает 180 м. Удельные дебиты скважин в зависимости от характера вскрываемых пород изменяются от 0,03 до 1,2 л/сек·м. Температура воды 2,5°С. По составу воды гидрокарбонатные натриево-магнєвые с общей минерализацией 0,3 г/л.

Таким образом, Северо-Сосьвинский буроугольный бассейн характеризуется достаточно сложными гидрогеологическими условиями. Выходы на дневную поверхность угленосных осадков верхней юры, наличие тектонических зон, секущих в различных направлениях бассейн, и

густая речная сеть обуславливают неблагоприятную гидрогеологическую обстановку разработки месторождений, в первую очередь за счет возможного прорыва трещинно-карстовых вод палеозойских пород в горные выработки на участках, где угленосные породы лежат непосредственно на трещиноватых породах фундамента. Существенной помехой при эксплуатации будут являться и обводненные горизонты угленосной толщи. Серьезное внимание следует обратить на тектонические зоны, являющиеся естественными дренами, по которым возможно поступление воды в горные выработки из выше- и нижележащих водоносных горизонтов и поверхностных водотоков.

Тумашевское месторождение стекольных песков находится в 1,5 км к северо-западу от сел. Тумашево Ялutorовского района. Располагается месторождение на слегка приподнятой равнине с спокойным рельефом, усложненным параллельно идущими гривами, вытянутыми в северо-восточном направлении. Абсолютные отметки местности колеблются от 110 до 120 м. Лишь в западной и юго-западной частях месторождения в пойме р. Коптюль, являющейся притоком второго порядка р. Тобол, отметки снижаются до 101 м. Район сложен песчано-глинистой толщей четвертичного и палеогенового возраста. Водоносный горизонт приурочен к песчаным породам толщи. Водоупором являются синевато-зеленые глины туртасской свиты верхнеолигоценового возраста. Зеркало грунтовых вод лежит на глубине 9—16 м, абсолютные отметки его колеблются от 101 до 107 м. Мощность обводненной толщи достигает 36—42 м. Величина коэффициента фильтрации песков 1,4—2,5 м/сутки, удельный дебит скважин 0,5—0,7 л/сек·м. Состав вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый, минерализация 0,4—0,5 г/л, общая жесткость до 5—6 мг·экв/л. Вода удовлетворяет требованиям ГОСТов и может быть использована в питьевых и хозяйственных целях.

Переваловское месторождение строительных песков расположено в 17 км от г. Тюмени на южном склоне междуречья Тура—Пышма, полого спускающемся к р. Пышме, протекающей в 10 км от разведанного участка месторождения. Вдоль юго-западной оконечности этого участка протекает небольшой ручей. Район месторождения сложен песчано-глинистыми отложениями четвертичного возраста, лежащими на светло-коричневых глинах туртасской свиты верхнего олигоцена. Полезным ископаемым являются линзы и пласты песка, содержащиеся в четвертичной зоне. Пески неоднородны по составу: от тонкозернистых глинистых до крупнозернистых, содержащих прослой гравийного материала. Пески обводнены. Глубина залегания зеркала грунтовых вод изменяется по площади от 1,5 до 5 м. Мощность водоносного горизонта колеблется от 1 до 10 м. Поверхность грунтовых вод имеет незначительный уклон порядка 0,001—0,002 на юго-юго-запад. Дреной для разведанного участка является руч. Безымянный и овраг, в который он впадает. Коэффициент фильтрации водоносных песков лежит в пределах 1,3—7,9 м/сутки. Расчетные притоки воды в карьер составляют 200—250 м³/сутки. По своему составу воды относятся к гидрокарбонатным кальциево-магниевым. Их общая минерализация 0,3—0,5 г/л, общая жесткость 3,5—5,7 мг·экв/л, рН равно 6,9—7,1.

Воды вполне пригодны для использования в питьевых и хозяйственных целях, но требуют в связи с неглубоким залеганием организации строгой зоны санитарной охраны.

Верхнекаменское месторождение строительных песков приурочено к коренному склону долины и третьей надпойменной террасе р. Тобол. Площадь месторождения пересекает р. Каменка, являющаяся правым притоком р. Тобол.

В геологическом строении района месторождения принимают участие песчано-глинистые отложения четвертичного и верхнепалеогенового возраста. Водоносный горизонт приурочен к линзам аллювиальных песков третьей надпойменной террасы. Зеркало грунтовых вод лежит на глубине 0,75—3,5 м. Мощность горизонта от 0 до 2,8 м. Основное движение потока грунтовых вод направлено в сторону р. Каменки, которая является основной дренажной на месторождении. Коэффициент фильтрации водоносных песков, определенный опытными работами, изменяется от 1,7 до 15,2 м/сутки. Средняя величина его принята равной 12,8 м/сутки. Расчетная величина максимального притока воды в карьер для начального периода эксплуатации составляла 730 м³/сутки. Средний приток в карьер за период его эксплуатации по проведенным расчетам составит 330 м³/сутки. Вода по составу относится к гидрокарбонатной кальциевой, минерализация ее около 0,1 г/л, общая жесткость 1,5—2,5 мг·экв/л. По всем показателям вода удовлетворяет санитарным требованиям и может быть использована для питьевого и хозяйственного водоснабжения мелких потребителей.

На территории Новосибирской и Томской областей в пределах распространения палеозойских пород обрамления расположены Листвянское и Завьяловское месторождения каменного угля, Искитимское, Каменское и Тогучинское месторождения известняков, Тогучинское и другие месторождения диабазов, Батуринское и Новобибеевское месторождения гранитов и другие месторождения строительных материалов. Известны Семилуженское сурьмяное оруденение, признаки ртутной и полиметаллической минерализации. С мезо-кайнозойскими осадками связан ряд месторождений полезных ископаемых. Мощные пласты образуют юрские бурые и «полукаменные» угли. Большое количество залежей бурых углей и лигнитов известно среди осадков некрасовской серии. Обширные площади заняты месторождениями торфа. На огромной территории залегают крупнейшие скопления осадочных железных руд Западно-Сибирского железорудного бассейна. Открыты россыпные месторождения редких металлов. Неисчерпаемы запасы кварцевых песков и различных строительных материалов.

Не имея возможности дать гидрогеологическую характеристику всех известных месторождений, кратко опишем воды наиболее крупных из них, находящихся в эксплуатации или подготавливаемых к ней.

Бакcharское месторождение железных руд располагается в юго-восточной части Томской области. Под этим месторождением понимается широкая полоса (до 60 км) верхнемеловых железоносных отложений, занимающих юго-восточную часть Западно-Сибирского железорудного бассейна. Месторождение изучено крайне недостаточно при поисковых работах и геолого-гидрогеологической съемке в масштабе 1 : 200 000.

Основными водными артериями в районе месторождения являются реки Бакchar, Икса, Тетеренка и Галка. Они слабо врезаны в рыхлые отложения. Разница отметок водораздельных пространств и урезов рек не превышает 20—30 м.

В геологическом строении месторождения принимают участие отложения верхнемелового, палеогенового и четвертичного возраста (рис. 63). Состав рыхлых отложений преимущественно песчано-глинистый. В подчиненном количестве в нижней части разреза отмечаются песчаники и алевролиты, а в верхней — лигниты, бурые угли и галечники. На водоразделах рек, а также и в их долинах широко распространены болотные отложения. Оолитовые железные руды приурочены к верхнемеловым отложениям, к кровле ипатовской и подошве славгородской свиты, а также к ганькинской свите. Они залегают на глубине 150—240 м.

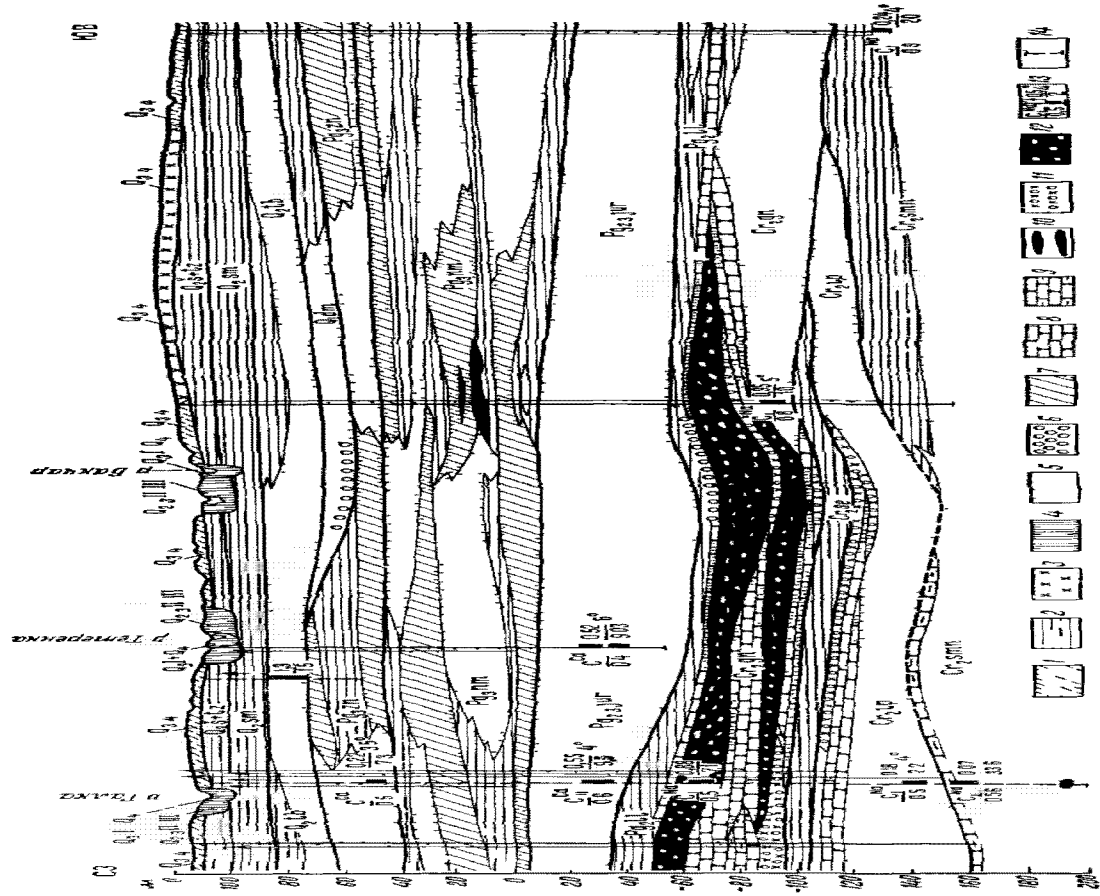


Рис. 6) Стратиграфический разрез Бельарского металлогенного месторождения (составил А. А. Бабин и О. А. Гусыникова)

1 - глина, 2 - глина, 3 - торф, 4 - пореславские глыбы, 5 - песок, 6 - галечники, 7 - асвериты, 8 - песчаники, 9 - асвериты, 10 - буре, 11 - песчаники, 12 - песчаники, 13 - песчаники, 14 - песчаники, 15 - песчаники, 16 - песчаники, 17 - песчаники, 18 - песчаники, 19 - песчаники, 20 - песчаники, 21 - песчаники, 22 - песчаники, 23 - песчаники, 24 - песчаники, 25 - песчаники, 26 - песчаники, 27 - песчаники, 28 - песчаники, 29 - песчаники, 30 - песчаники, 31 - песчаники, 32 - песчаники, 33 - песчаники, 34 - песчаники, 35 - песчаники, 36 - песчаники, 37 - песчаники, 38 - песчаники, 39 - песчаники, 40 - песчаники, 41 - песчаники, 42 - песчаники, 43 - песчаники, 44 - песчаники, 45 - песчаники, 46 - песчаники, 47 - песчаники, 48 - песчаники, 49 - песчаники, 50 - песчаники, 51 - песчаники, 52 - песчаники, 53 - песчаники, 54 - песчаники, 55 - песчаники, 56 - песчаники, 57 - песчаники, 58 - песчаники, 59 - песчаники, 60 - песчаники, 61 - песчаники, 62 - песчаники, 63 - песчаники, 64 - песчаники, 65 - песчаники, 66 - песчаники, 67 - песчаники, 68 - песчаники, 69 - песчаники, 70 - песчаники, 71 - песчаники, 72 - песчаники, 73 - песчаники, 74 - песчаники, 75 - песчаники, 76 - песчаники, 77 - песчаники, 78 - песчаники, 79 - песчаники, 80 - песчаники, 81 - песчаники, 82 - песчаники, 83 - песчаники, 84 - песчаники, 85 - песчаники, 86 - песчаники, 87 - песчаники, 88 - песчаники, 89 - песчаники, 90 - песчаники, 91 - песчаники, 92 - песчаники, 93 - песчаники, 94 - песчаники, 95 - песчаники, 96 - песчаники, 97 - песчаники, 98 - песчаники, 99 - песчаники, 100 - песчаники.

В надрудной толще верхнечетвертичных и современных отложений широко развита верховодка, приуроченная в основном к линзам песков и супесей, а также и к покровным суглинкам. Залегают верховодка на глубине 5—12 м. Водообильность водовмещающих отложений очень низкая. Вдоль перечисленных рек района узкими полосами развиты водоносные осадки поймы, I, II и III надпойменных террас мощностью до 14 м. Подземные воды аллювиальных отложений большей частью безнапорные, реже с местным напором. Залегают они на небольшой глубине. Ниже по разрезу прослеживается ряд выдержанных по простиранию водоносных горизонтов мощностью от нескольких метров до 80—100 м, в отложениях четвертичного и олигоценового возраста.

Невыдержанность глинистых пластов в этих породах приводит к тесной гидравлической взаимосвязи всех водоносных горизонтов. Подземные воды в них напорные. Напор вод составляет 7—100 м и увеличивается с глубиной. Пьезометрическая поверхность вод располагается на глубинах 0,5—15 м и несколько наклонена к долинам рек. Иногда в долинах рек наблюдается самоизлив из скважин, причем избыточные давления достигали 0,3—9 м над поверхностью земли. Дебиты скважин составляют 0,03—5,3 л/сек, удельные дебиты — 0,01—0,9 л/сек·м. Коэффициент фильтрации песчаных отложений, по лабораторным данным, 0,08—6,05 м/сутки. Подошвой водоносных отложений надрудной толщи являются морские глинистые образования люлинворской свиты.

В рудной толще водовмещающими являются пески и слаботрешиноватые слабосцементированные оолитовые железные руды, алевролиты и песчаники ганькинской и ипатовской свит. Мощность водоносных горизонтов составляет 7—60 м. Разделяющей является глинистая славгородская свита, выклинивающаяся в восточном направлении. Воды рудной толщи напорные. Напор их 160—200 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине от 6 м ниже поверхности земли до +4,5 м выше ее. Дебиты скважин составляют 9,5—4,8 л/сек, удельные дебиты 0,95—0,68 л/сек·м. Коэффициенты фильтрации пород рудного горизонта по лабораторным данным равны 0,002—1,73 м/сутки.

Почти повсеместно, за исключением южной части района, водоносные отложения рудной толщи без водоупора подстилаются водоносными песчаными осадками симоновской свиты с прослоями песчаников, алевролитов и глин. Залегают водовмещающие породы на глубине 240—250 м. Воды напорные, величина напора составляет 240—252 м. Пьезометрические уровни располагаются на глубине от 1,4 м ниже поверхности земли до 4 м выше ее. Дебиты скважин изменяются от 0,45 до 2,67 л/сек, удельные дебиты — 0,07—0,24 л/сек·м. Коэффициент фильтрации песков по лабораторным данным 1,64 м/сутки, а по данным откачки из скважин 1,56 м/сутки.

Воды всех водоносных горизонтов месторождения пресные с минерализацией 0,22—0,94 г/л, несколько увеличивающейся с глубиной и в восточном направлении. По составу воды надрудной толщи обычно гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые, а рудной и подрудной толщ — гидрокарбонатные натриевые. Отмечается повышенное содержание ионов железа.

По данным А. А. Бабина и А. С. Донченко, водоприток в будущий карьер ориентировочно составит 12 000 м³/сутки.

Туганское россыпное месторождение располагается в юго-восточной части Томской области. Месторождение пересекается рядом небольших рек. Реки глубоко врезаются в рыхлые отложения. Разница отметок водораздельных пространств и урезов рек достигает 60—117 м.

В геологическом строении месторождения, располагающегося в периферической части Западно-Сибирской низменности, принимают участие нижнекаменноугольные породы северной оконечности Колывань-Томской складчатой зоны, их кора выветривания, рыхлые песчано-глинистые отложения верхнего мела (симоновская свита), продуктивные пески кусковской свиты эоцена, песчано-глинистые олигоценовые и четвертичные осадки.

Подземные воды мезо-кайнозойских отложений месторождения тесно гидравлически связаны друг с другом и образуют единую водоносную толщу. В верхне-среднечетвертичных покровных отложениях широко развита верховодка. Воды зоны насыщения в четвертичных отложениях напорные и безнапорные. Залегают они на глубине 5—15 м. Мощность водовмещающих песков достигает 30 м. Имеются нисходящие рассеянные источники.

Подземные воды палеоген-меловых отложений приурочены к пескам, часто с примесью каолина и прослоями глин. В пределах узкой полосы по северо-западной кромке Колывань-Томской складчатой зоны они большей частью безнапорные. Мощность водовмещающих отложений здесь составляет 2—40 м, а зеркало вод залегает на глубине 0,5—24 м. В сторону низменности воды постепенно приобретают напорный характер. Глубина залегания их увеличивается до 40—130 м, а мощность до 20—70 м. Напор вод составляет 10—90 м и более.

Пьезометрические уровни залегают на глубине 2—30 м.

Водообильность палеоген-меловых отложений незначительная. Дебиты скважин колеблются от 0,0015 до 0,13 л/сек, а удельные дебиты от 0,0002 до 0,12 л/сек·м.

В нижнекаменноугольных породах фундамента напорные подземные воды приурочены к региональной мелкой трещиноватости зоны выветривания и отдельным зонам тектонических нарушений. Глубина залегания вод возрастает в сторону низменности от 30 до 200 м и выше. Напор вод достигает 180 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 1—25 м. Дебиты скважин составляют 0,4—5 л/сек, а удельные дебиты 0,035—0,88 л/сек·м.

Подземные воды всех отложений пресные, гидрокарбонатные кальциевые.

По данным режимных наблюдений на месторождении колебания уровня подземных вод во времени весьма невелики. Характер гидропьезоизогипс, по данным В. П. Салопова, свидетельствует о местной разгрузке подземных вод в долинах рек.

Гидрогеологические условия разработки месторождения открытым способом на различных его участках различны и изменяются от простых (Малиновский участок и др.) до сложных (северный участок и др.). Коэффициент фильтрации продуктивных песков по лабораторным данным составляет 0,05—3,1 м/сутки, а в среднем — около 1 м/сутки. По данным откачек он равен 0,1—2,5 м/сутки.

Ориентировочный расчет возможных водопритокков в карьер, проведенный В. П. Салоповым, показал, что они составят весьма небольшую величину, порядка 700—800 м³/сутки.

Листвянское месторождение антрацита расположено в Черепановском районе Новосибирской области на юго-восточном крыле Горловской грабенсинклинали. В настоящее время разрабатываются угли шахтами 1, 2-бис, 3 Новая и 3-бис. Шахта 1 заложена в 1935 г., шахты 2-бис и 3 Новая введены в эксплуатацию в 1946 г. и шахта 3-бис в 1951 г. Разведочные работы и одновременно разработка были начаты с 1931 г.

В геологическом строении Листвянского месторождения принимают участие угленосные осадки нижнего карбона и отложения четвертичного возраста. Широко развита особенно в северо-восточной части месторождения кора выветривания палеозойских пород мощностью до 78 м. Четвертичные отложения распространены на всей площади месторождения. Они представлены в основном лессовидными суглинками, мощность которых в юго-западной части достигает 50 м. Угленосные отложения собраны в ряд сложнопостроенных складок северо-восточного простирания, местами разорванных нарушениями.

Породы угленосной толщи в целом обводнены слабо. Удельные дебиты, полученные при откачках из разведочных скважин, колеблются в пределах тысячных и сотых долей литра в секунду на метр. Относительно водообильными являются горизонты трещиноватых песчаников на глубине менее 100 м. Слабую обводненность угленосных отложений также подтверждают данные наблюдений за притоком воды при проходке шахтных стволов и последующих эксплуатационных работах.

По шахте 3 Новая, значительная часть горных выработок которой расположена под поймой р. Шипунихи, максимальный приток в 42,8 м³/час наблюдался 25/V 1948 г. В июле 1949 г. приток воды с горизонта +125 м составил 39,5 м³/час, а в сентябре 1962 г. на горизонте +100 м был равен 16,7 м³/час. Значительная часть притока воды в шахту идет весной за счет поверхностных вод. Сильный капез наблюдается в штреке под руслом реки и в местах провалов поверхности, заполненных водами.

К наиболее обводненным относится шахта 2-бис. Приток воды в июне 1962 г. по ней составил 68,2 м³/час, причем с горизонта +125 м 61,2 м³/час, с горизонта +92 м 7 м³/час. Шахта расположена в непосредственной близости от р. Шипунихи. Приток воды в шахту происходит в основном за счет вод аллювиальных галечников. Об этом свидетельствует резкое уменьшение удельного дебита в стволе с глубиной (с 0,97 л/сек·м на 15-метровой глубине до 0,13 л/сек·м на 58-метровой глубине). Поэтому весенние притоки для шахты 2-бис имеют существенное значение.

Шахты 1 и 3-бис менее обводнены. Приток воды в шахту 3-бис с горизонтов +119 и +140 м в зимнее время 1959 г. колебался в пределах 0,43—1,37 м³/час, летом он достиг 18,36 м³/час. В июле 1962 г. максимальный приток воды в шахту составил 12,67 м³/час. На шахте 1 он колебался в пределах 18—20 м³/час. В целом район Листвянского месторождения беден подземными водами. Максимальный приток воды в горные выработки при разработке горизонта ±0 м ориентировочно составит 100 м³/час. Поэтому предварительного осушения шахтных полей не потребуется.

Для хозяйственно-питьевого водоснабжения в районе месторождения следует ориентироваться на поиски подземных вод в породах нижнего карбона и верхнего девона, окаймляющих месторождение с востока, и на поверхностные воды р. Бердь.

Завьяловское месторождение каменного угля находится в Тогу-чинском районе Новосибирской области. Оно расположено в Инском заливе северо-западной части Кузнецкого бассейна.

В геологическом строении месторождения принимают участие породы нижнекаменноугольного, пермского, юрского и четвертичного возраста. Угленосные отложения залегают трансгрессивно на известняках нижнего карбона, окаймляющих широкой полосой месторождение с востока, севера и юга. Представлены они алевролитами, аргиллитами и песчаниками с пластами каменного угля и углистого аргиллита. На юге продуктивные породы оконтуриваются довольно широкой полосой отло-

жений юрского возраста, заполняющих Доронинскую депрессию. Угленосные породы перекрыты четвертичными отложениями мощностью до 70 м.

На месторождении с 1932 по 1945 г. работала наклонная шахта 1. В настоящее время работают две шахты — 2 (с 1946 г.) и 3 (с 1952 г.), разрабатывающие пласты верхней группы.

В пределах месторождения подземные воды приурочены к покровным отложениям, песчано-галечниковым аллювиальным породам, трещиноватым породам палеозоя и зонам тектонических нарушений. Воды покровных отложений распространены повсеместно и заключены в песчаных прослоях среди суглинков. Глубина залегания их 3 м. В пониженных участках они обуславливают поверхностное заболачивание. Положение уровня вод и водообильность отложений подвержены значительным сезонным колебаниям.

Водоносный горизонт песчано-галечниковых аллювиальных отложений напорный. Уровень вод устанавливается на глубине 1,0—5,4 м. Водообильность пород невысокая. Удельные дебиты, по данным опытных откачек из трех скважин, составили 0,10—0,62 л/сек·м. Коэффициент фильтрации пород характеризуется величинами от 0,89 до 2,25 м/сутки.

Воды пород палеозоя напорные. Уровни вод в скважинах устанавливаются на глубинах от 14 м ниже поверхности до +1,8 м выше ее. К долине р. Мал. Изылы уровни снижаются. Дебиты скважин порядка 0,5—0,7 л/сек; удельные дебиты колеблются в пределах тысячных и сотых долей литра в секунду на метр. В целом обводненность палеозойских пород слабая даже в зонах тектонических нарушений. Приток воды в действующую шахту 2, имеющую глубину 80 м и площадь горных работ 50 тыс. м², составляет около 30 м³/час.

Искитимское месторождение известняков расположено в Искитимском районе на правом берегу р. Берди в районе г. Искитима. Разработка месторождения ведется открытым способом тремя уступами. Абсолютная отметка дна карьера составляет 109 м.

Подземные воды в районе месторождения приурочены к трещиноватой зоне известняков. Воды слабонапорные и безнапорные. Уровень воды в скважинах устанавливается на отм. 108—113 м. По данным опытных откачек, дебит разведочных скважин, пройденных на площади карьера, составляет 2,5—6,0 л/сек при понижении уровня на 10 м; удельный дебит 0,25—0,63 л/сек·м. При проходке траншеи ниже уровня р. Берди до отм. 105 м был встречен интенсивный приток воды в 66,3 м³/час (январь 1962 г.).

Воды по качеству пресные с минерализацией до 0,46 г/л гидрокарбонатные кальцевые.

Гидрогеологические условия Чернореченского месторождения известняков благоприятны при отработке до отм. 115 м. В этих условиях больших притоков в карьер не ожидается. При отработке на более низкие отметки приток воды значительно увеличится. По данным В. Шабалиной, он составит на площади 23 тыс. м², при отработке до отм. 105 м 1190 м³/сутки, а до отметки 90 м 26 888 м³/сутки.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ ОРОШАЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ

ТЮМЕНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Орошаемое земледелие в настоящее время ведется в Тюменской области на малых площадях близ городов Тюмени, Ялуторовска, Ишима. Размеры поливных земель, преимущественно плодопитомников, не превышают нескольких сотен гектаров.

В ближайшие годы в пределах южных районов области намечено широко развернуть ирригационные работы и довести площадь орошаемых земель до нескольких тысяч гектаров. Только в 1965 г. такие работы будут проведены в 14 хозяйствах области, расположенных в Тюменском, Ялуторовском, Омутинском, Голышмановском, Ишимском и других районах. Названные районы почти целиком находятся в зоне недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности, и лишь северные части их попадают в зону неустойчивого увлажнения.

По типу орошаемых территорий ирригационные участки относятся в основном к низким и высоким террасам рек Туры, Тобола, Вагая, Ишима и других, а также к возвышенным равнинам. Эти территории отличаются плоскоравнинным рельефом с незначительными уклонами поверхности, наличием большого количества стариц и озер различного размера и преимущественно лугово-черноземным и солончаковым почвенным покровом.

Поверхностные воды основных рек южной части Тюменской области вполне пригодны для ирригационных нужд. По химическому составу они гидрокарбонатные кальциевые I типа с минерализацией от 0,1 (во время паводка) до 0,4—0,5 г/л (в межень). Воды озер и некоторых стариц имеют более пестрый состав: от гидрокарбонатных кальциевых I типа до хлоридных натриевых I и III типов, а минерализация их изменяется от 0,5 до 1,5 г/л в Тюменском и Ялуторовском районах и от 1—2 до 50 г/л и более в Бердюжском, Ишимском и Казанском районах.

Заболоченные участки, находящиеся поблизости от орошаемых земель, невелики и встречены по долинам рек Туры, Тобола и Ишима. Мощность зоны аэрации на крайнем юге области изменяется в широких пределах: от 1—1,5 м в пойме рек до 5 и даже 8 м на водораздельных пространствах. Грунтовые воды дренируются главными реками района на всю мощность, наклон зеркала грунтовых вод в сторону долин незначительный, движение в целом довольно замедленное. Специальных гидрогеологических наблюдений на массивах орошения Тюменской области пока не производилось, поэтому о режиме грунтовых вод территории можно высказать лишь самые общие соображения. Критическая глубина залегания кровли грунтовых вод изменяется от 2 м в долинах рек до 6 м и более на водоразделах.

В результате орошения уровень грунтовых вод повысится в основном на водораздельных участках, где отток образовавшихся иррига-

ционно-грунтовых вод затруднен, а на высоких поймах и террасах вследствие заметного подземного стока мощность слоя ирригационно-грунтовых вод будет весьма незначительной. Напорные воды тесно связаны с грунтовыми, питаются последними, а поэтому изменение солевого состава грунтовых вод при орошении отдельных участков, особенно крайнего юго-востока территории, может повлечь за собой и изменение качества воды основных водоносных горизонтов.

Слабая водообильность водоносных горизонтов (суточные расходы скважин до $100 \text{ м}^3/\text{сутки}$), малая динамичность подземных вод, а местами и высокая минерализация не позволяют рекомендовать их в качестве источника орошения. В водах, используемых для орошения, содержание солей не должно превышать $1,7 \text{ г/л}$, так как при концентрации солей от $1,7$ до $4-5 \text{ г/л}$ возможно засоление почв. Величина плотного остатка подземных вод в восточной части территории, требующей орошения, нередко достигает нескольких граммов на литр.

Большинство районов сельскохозяйственной зоны располагают весьма значительными запасами пресных поверхностных вод. Используемые при орошении пригородных хозяйств и плодопитомников воды рек, прудов и других водоемов имеют величину щелочного коэффициента, как правило, более $18-20$ и, следовательно, могут применяться без опасения засолить почву. В Бердюжском, Казанском и Ишимском районах выбор источника орошения затруднителен, поскольку крупных водных магистралей кроме р. Ишима там нет, а многие озера и даже старицы содержат высокоминерализованные воды.

Многие площади в пределах юга Тюменской области по гидрогеологическим условиям могут считаться пригодными к орошению. Из перспективных районов следует исключить лишь некоторые водораздельные участки, где верховодка и грунтовые воды имеют минерализацию свыше $3-4 \text{ г/л}$, и участки низких террас, где грунтовые воды залегают на глубинах менее $2-2,5 \text{ м}$, поскольку орошение таких территорий может привести к их заболачиванию. Следует учитывать трудность решения вопросов дренажа избыточных оросительных вод в условиях очень слаборасчлененного рельефа, характерного для этих районов.

ОМСКАЯ, НОВОСИБИРСКАЯ И ТОМСКАЯ ОБЛАСТИ

Территория Омской, Новосибирской и Томской областей расположена в значительной мере в зоне оптимального увлажнения и теплообеспеченности и в систематическом орошении не нуждается. Лишь для южной и юго-западной частей требуется дополнительное орошение главным образом в засушливые годы, повторяющиеся периодически, или когда осадки выпадают в неблагоприятные для растений сроки.

Не останавливаясь на характеристике мелиоративных свойств отдельных конкретных районов, приведем лишь общие сведения об источниках орошения Омского, Северо-Кулундинского и Восточного районов, наиболее часто нуждающихся в дополнительных поливах как овощных, так и зерновых культур.

Омский район охватывает южную степную часть Омского Прииртышья, наиболее освоенную в сельскохозяйственном отношении. По природным условиям район относится к зоне недостаточного и весьма недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности (Мезенцев, 1961). Годовое количество осадков составляет $330-240 \text{ мм}$. По характеру рельефа район представляет плоскую и слабоволнистую равнину с абс от $110-140 \text{ м}$. Общий уклон поверхности отмечается

с юга и юго-запада на север и к долине р. Иртыш. Широко развиты черноземы.

В средние по влажности годы здесь достигаются высокие урожаи зерновых культур, в основном пшеницы, а в засушливые они резко снижаются. Для создания устойчивых урожаев особенно необходимо проведение ирригационных мероприятий, а также систематических работ по сохранению влаги в почве.

В пределах характеризуемого района, исходя из гидрогеологических условий (см. гл. III), практическое значение для орошения подземными водами имеет главным образом водоносный горизонт покурской свиты. Глубина залегания кровли колеблется от 500 м на юге до 1000 м вблизи г. Омска. Скважины характеризуются высокими дебитами, достигающими при самоизливе 30 л/сек и более. По химическому составу воды в юго-восточной части района щелочные гидрокарбонатно-натриевые с плотным остатком от 0,7 до 2,0 г/л. На западе (Исилькульский, частично Таврический, Павлодарский административные районы) и на широте г. Омска воды солоноватые с минерализацией выше 4,0 г/л и для целей орошения непригодны. На площадях, прилегающих к долине р. Иртыша, для орошения могут быть использованы речные воды. Частично ими пользуются в отдельных хозяйствах для поливов овощных культур.

Северо-Кулундинский район охватывает юго-западную часть Новосибирской области в пределах Карасукского, Купинского, Красноозерского и Доволенского административных районов. В климатическом отношении эта территория характеризуется недостаточным увлажнением и повышенной теплообеспеченностью. Количество осадков здесь не превышает 300 мм. Район на западе представляет плоскую озерно-аллювиальную равнину с большим количеством озер, стариц и займищ, а на востоке — возвышенное Приобское плато. Общий уклон поверхности с северо-востока на юго-запад. Почвы на территории района сложены черноземными, черноземно-каштановыми, лугово-черноземными и солончаковыми разностями. В этом районе практическое значение для постановки орошения на локальных участках за счет подземных вод имеют водоносные горизонты атлымской и покурской свит.

Водоносный горизонт атлымской свиты в пределах района вскрывается на глубине 220—300 м в толще разнородных песков мощностью до 60 м. Уровень воды устанавливается выше дневной поверхности до 6 м. Дебиты эксплуатационных скважин колеблются от 1 до 22 л/сек при понижении уровня до 40 м; преобладают 2—5 л/сек; удельный дебит 0,1—1,2 л/сек·м. По качеству воды атлымской свиты преимущественно слабосоленоватые хлоридно-натриевого типа с плотным остатком 1,5—3,0 г/л, причем минерализация увеличивается в северном направлении.

Водоносный горизонт покурской свиты залегает на глубине 700—900 м. Он характеризуется высокими напорами и дебитами, достигающими при самоизливе 15—30 л/сек. Вода по составу гидрокарбонатная натриевая, щелочная, с плотным остатком 0,6—1,2 г/л. Основным недостатком указанных водоносных горизонтов является повышенная щелочность воды. В настоящее время воды покурской свиты используются для полива овощных культур на небольших участках.

На территории Северо-Кулундинского района наряду с подземными водами источником орошения могут являться поверхностные воды р. Карасук и пресные озера вследствие сезонного накопления в них талых вод. Недостатком указанного источника орошения является то, что в засушливые годы сток рек резко сокращается, а с водной поверхности озер и запруд увеличивается испарение. Северо-Кулундинский

район имеет большой удельный вес в производстве сельскохозяйственных продуктов области, поэтому вопросы орошения и обводнения приобретают здесь актуальное значение.

В целом орошение Северной Кулунды может быть осуществлено водами водохранилища Новосибирской ГЭС, а также посредством строительства плотины на р. Оби у г. Камня.

Восточный район охватывает территорию Новосибирского промышленного узла в пределах долины р. Оби и склонов Приобского плато. Район относится к оптимально увлажненной и теплообеспеченной зоне. Годовое количество атмосферных осадков здесь составляет 370—400 мм. В пределах района в орошении нуждаются в основном участки, занятые овощными и кормовыми культурами, плодопитомниками и фруктовыми садами. Общая площадь поливных земель составляет 695 га с перспективой их расширения в ближайшие годы до 14 тыс. га. Основным источником для орошения в пределах района являются воды рек Оби, Берди и Ини. Кроме этого, на отдельных участках возможно использовать подземные воды аллювиальных четвертичных отложений и палеозойских пород. Все воды по качеству пресные и отвечают требованиям, предъявляемым для орошения.

Территория Томской области расположена в зоне избыточного увлажнения и не требует орошения на крупных массивах.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ОСУШАЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ

ТЮМЕНСКАЯ ОБЛАСТЬ

В Тюменской области болота и заболоченные земли занимают более половины всей территории. Основной объем мелиоративных мероприятий производится в районах сельскохозяйственной зоны с целью увеличения посевных площадей. Работы выполняются специализированной организацией — трестом Мелиоводстрой. В 1963—1964 гг. за счет осушения заболоченных территорий площадь сельскохозяйственных угодий увеличена на несколько тысяч гектаров.

Определенный объем по осушению выполняется и будет вестись в дальнейшем во все возрастающих объемах в связи с разработкой торфяных залежей (Боровское и Тарманское болота) и использованием торфа как топлива.

Очень крупные работы по осушению заболоченных территорий предстоит выполнять на громадных площадях в северных районах области в связи с освоением нефтяных и газовых месторождений.

Основными причинами заболачивания значительной территории северных районов Тюменской области являются: 1) относительное обилие осадков и слабая их испаряемость; 2) равнинность рельефа; 3) малая дренированность отдельных участков; 4) преобладание слабофильтрующих супесчаных и суглинистых грунтов, подстилающих почвенные и болотные отложения; 5) незначительная мощность зоны аэрации и 6) неглубокое залегание грунтовых вод.

В южной части области преимущественно распространен низинный тип болот, приуроченный к долинам крупных рек и пониженным участкам междуречных пространств, а севернее, примерно с широты г. Тобольска, преобладают верховые болота, занимающие обширные пространства речных террас и водоразделов. Переходный тип болот имеет спорадическое развитие; размеры болот этого типа обычно невелики.

Современные и верхнечетвертичные болотные отложения представлены торфами преимущественно травяно-моховой и травяной групп, сапропелем, гиттией и т. д., переслаивающимися с тонкоотмученными илами и песчано-глинистым материалом. Прослой торфа имеют мощность от 0,2—0,3 до 2—3 м и более. Степень разложения торфа 8—35%, естественная влажность 85—95% и выше, зольность на абсолютно сухое вещество 10—20%. Мощности болотных отложений в целом изменяются в довольно широких пределах: от 0,6 м близ южной окраины области до 5—6 м у северной границы сельскохозяйственной зоны. Минеральное дно болот сложено аллювиальными и озерно-аллювиальными верхне- и среднечетвертичными осадками в долинах основных водных артерий и субэральными ниже-верхнечетвертичными отложениями на междуречных массивах.

Глубина залегания болотных вод увеличивается с севера на юг от 0,0—0,4 до 0,7—1,5 м и более. В северной половине описываемой терри-

тории болотные и поверхностные воды нередко сливаются. Это характерно для низинных болот, развитых в пойме крупных рек, а также для верховых болот, имеющих в своей центральной части озера различного размера. Источником питания болотных вод служат воды, стекающие с обширных водосборных площадей главным образом во время весеннего половодья, и атмосферные осадки.

По химическому составу болотные воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым, гидрокарбонатным магниевым и гидрокарбонатным натриевым водам преимущественно I типа с минерализацией от 0,1—0,2 до 0,5—0,6 г/л. Содержание гидрокарбонатных ионов достигает 60—90 экв %, сульфатов—редко более 20—40 экв %. Среди катионов чаще всего преобладают кальций—40—70 экв % и магний—35—75 экв %. Воды болот, приуроченных к самым южным районам области, где развиты солонцеватые почвы и солоды, отличаются повышенным содержанием ионов хлора—до 70 экв % и больше, и натрия—до 75—80 экв %, тип воды изменяется здесь на хлоридный натриевый, а минерализация возрастает до 1,5 г/л и более. Пресные болотные воды, как правило, имеют кислую реакцию (рН—5—6,5), обладают углекислой агрессивностью и содержат значительные количества органического вещества, железа и кремнекислоты. Общая жесткость достигает 2 мг·экв/л.

Расход болотных вод осуществляется за счет испарения и транспирации, а местами инфильтрации в нижележащие отложения. Роль болотных вод в питании верховодки и грунтовых вод весьма существенна, особенно на участках, где подстилающие осадки представлены хорошо проницаемыми разностями. Дренируются болотные воды многочисленными ручьями, речками, оврагами, долинами крупных рек, а в северных районах территории—большими озерами и старицами. Гораздо интенсивнее дренаж происходит в западных районах сельскохозяйственной зоны. Он осуществляется в основном реками бассейна Туры и Тобола и менее интенсивен в южной и юго-восточной частях ее, что несколько затрудняет проведение здесь мелиоративных работ.

Режим болотных вод всецело определяется климатическими факторами: сезонными изменениями влажности воздуха, осадками и испарениями, температурными условиями и т. п. Зимой неглубокие болота промерзают местами на всю глубину.

Характерной гидрогеологической особенностью описываемой территории является взаимоотношение зон аэрации и насыщения. Мощность зоны аэрации на крайнем юге области достигает 5 м, а в северном направлении постепенно сокращается до полного выклинивания, в то время как глубина поверхности зоны насыщения, подчиняясь общей широтной закономерности, соответственно уменьшается и уровни грунтовых вод северо-западнее г. Тобольска залегают на глубине 0,0—0,4 м, т. е. практически под небольшим слоем торфа можно встретить грунтовые воды.

Большая часть болот южной части Тюменской области может быть освоена для нужд сельского хозяйства. Из осваиваемых территорий следует исключить лишь те болота, близ которых отсутствуют реки, способные принять всю воду с дренируемых площадей.

Применяемые при осушении тюменских болот гидротехнические мероприятия зависят от типа заболачивания, характера болотных и грунтовых вод, подтопления заболоченных участков и представляют собой систему горизонтального дренажа, т. е. сеть открытых канав, сочетающихся с кротовыми и щелевыми дренами. Вертикальный дренаж совершенно не применяется.

Следует отметить, что протяженность магистральных каналов и нагорных канав на осушенных болотах сельскохозяйственной зоны нередко достигает значительной величины, особенно при достаточном удалении от рек и большой площади болот, которую необходимо оградить от подтопления поверхностными водами.

Магистральные каналы прокладываются по понижениям минерального дна болот, глубина их 1,5—3,5 м, а уклоны не менее 0,0002. Открытые осушители проводятся по падению минерального дна на расстоянии 200—400 м и для осушенных болот Тюменского, Тобольского и других районов имеют глубину не более 2 м. Щелевые дрены вводятся в осушители с одной или двух сторон под острым углом к горизонтам минерального дна и устраиваются через 30—40 м, глубина последних достигает 0,9 м. Мелиоративные мероприятия в колхозах и совхозах соседних областей (в частности Новосибирской) показали удовлетворительную работу щелевых дрен. Они хорошо сохранялись в течение 6—7 лет, деформаций, наледей и нарушений устойчивости при обработке почвы в них не отмечалось.

Величина модуля стока осушительных систем принимается в разmere от 2 до 5 л/сек с 1 км². При осушении болот и заболоченных земель в ряде случаев придется проводить мероприятия по регулированию водоприемников спрямление сильномеандрирующих русел рек и рек с приданием им надлежащего уклона и сечения для пропуска расчетного расхода воды, расчистка стариц и озер и т. д. Во избежание пересушки болот, особенно зоны недостаточного увлажнения, необходимо предусматривать двустороннее регулирование их водного режима путем шлюзования каналов.

НОВОСИБИРСКАЯ, ОМСКАЯ И ТОМСКАЯ ОБЛАСТИ

Территория, нуждающаяся в осушении, расположена в пределах Обь-Иртышского и Обь-Чулымского междуречий. Площадь болот и заболоченных земель только в Барабинской низменности составляет 1862 тыс. га.

Районом первоочередного освоения является Барабинская низменность, расположенная на севере Новосибирской области. Изучение ее началось с конца прошлого столетия в связи со строительством Транссибирской железнодорожной магистрали (Высоцкий, 1894; Оссовский, 1895, Жилинский, 1907; и др.). До 1924 г. была построена значительная сеть каналов (протяженностью более 3000 км) и осушено 405 тыс. га заболоченных земель. Однако отсутствие эксплуатационного надзора за каналами привело к тому, что уже к тридцатым годам большинство из них пришло в негодность и началось вторичное заболачивание и засоление. В результате, из сельскохозяйственного оборота выпали ранее использованные сенокосы, пастбища и пахотные земли.

В связи с постановлением правительства о подъеме сельского хозяйства с 1940 г. было развернуто комплексное изучение природных условий Барабинской низменности (Барабы) различными организациями.

В настоящее время сельским хозяйством используется около 70 тыс. га осушенных земель, расположенных в северных районах Новосибирской области.

На ближайшие годы намечается проведение ряда мероприятий по осушению земель Барабы. Так, в Чановском, Куйбышевском и Каргатском районах будут проведены осушительные мероприятия на площади 5,6 тыс. га с увеличением в последующем до 33,0 тыс. га. Наряду с этим

разрабатываются проекты по реконструкции имеющейся сети осушительных каналов на площади 64 тыс. га.

В гидрогеологическом отношении Барабинская низменность характеризуется широким развитием болот, на севере — верховых, в центральной и южной частях — низинных. На территории, подлежащей осушению, грунтовые воды современных, верхне- и среднечетвертичных, покровных отложений вскрываются повсеместно. Литологический состав водовмещающих пород представлен суглинками, илами, торфами и реже песками (рямы). Мощность их колеблется от 2 до 4 м, а в крупных болотных массивах достигает 6—8 м. Воды покровных отложений на западе Барабы часто образуют с нижележащими водами кочковской свиты (N_2-Q_1) единый водоносный горизонт. На большей части равнины грунтовые воды залегают на глубине 0,0 до 3,0 м, лишь на повышенных участках и гривах они опускаются до 6—8 м. Водообильность пород низкая. Источником питания болот и грунтовых вод являются атмосферные осадки главным образом во время снеготаяния.

По данным режимных наблюдений уровень грунтовых вод весной достигает максимума. В летний период при общей тенденции спада наблюдается небольшой подъем после обильных дождей. В засушливые годы уровень значительно понижается, при этом болота пересыхают. Осенью отмечается постепенное повышение уровня на участках, приуроченных к понижениям и болотам. Минимальный уровень приурочен к концу зимнего периода (март — апрель).

Годовая амплитуда уровня грунтовых вод колеблется от 0,5 до 2,5 м, а в скважинах среди болот достигает 4,0 м и более.

Отмечается также на отдельных участках, особенно в западных районах Барабы, связь колебания уровня грунтовых вод с изменением напора нижележащего горизонта кочковской свиты.

По мере изучения гидрогеологических условий Барабы характерные для нее процессы заболачивания и засоления объяснялись различно. Так, отдельными исследователями (Миддендорф, 1871 и др.) главная роль в заболачивании Барабы отводилась атмосферным осадкам. П. П. Михайлов и М. И. Кучин на основании анализа материалов геологических исследований и общих природных условий причину заболоченности Барабы относили за счет неурегулированного стока поверхностных вод и питания на отдельных участках грунтовых вод нижележащими напорными водами.

Позднее некоторые исследователи вновь высказывались о том, что заболачивание Барабы обусловлено атмосферными осадками (Панади, 1953 и др.). Подтверждением этой точки зрения являлась ярко выраженная зависимость колебания уровня грунтовых вод от времени года и выпадения атмосферных осадков, глубокое залегание первого от поверхности напорного горизонта, снижение влажности грунтов с глубиной. Дополнительными факторами, способствующими заболачиванию и засолению почв, они считали слабую расчлененность рельефа, малые уклоны, тяжелый литологический состав пород верхнего комплекса, глубокое промерзание пород и медленное оттаивание их в весенний период. Другая точка зрения о том, что образование болот и заболачивание обусловлено питанием их со стороны напорных вод четвертичных и более глубоких водоносных горизонтов, движущихся с Алтая и Оби, обосновывалась Е. Ф. Левиной (1950).

Анализируя все материалы по причинам заболоченности и засоления, мы считаем, что наиболее достоверными являются соображения М. И. Кучина (1942). Отсюда вопрос об осушении территории должен решаться в основном исходя из необходимости регулирования поверхностного стока и дренажа грунтовых вод, а в районах, где имеется

подпитывание со стороны напорных вод, следует предусматривать соответствующие типы дренажей, способствующих снижению напора подземных вод. Основные мелиоративные мероприятия в Барабе, разработанные А. Д. Панадиани (1953) и учитывающие питание только со стороны атмосферных осадков, сводятся к следующему. В северной зоне, где развиты процессы прогрессивного заболачивания, отсутствует засоление почв и не сказывается вредное влияние засух, мелиоративные мероприятия должны быть направлены на предохранение сельскохозяйственных угодий и незаболоченных лесов от дальнейшего заболачивания и на отвод избыточных вод из корнеобитаемого слоя осушаемых болот. В южной зоне, где развиты процессы засоления, сильно сказывается влияние засух и водный режим резко меняется, задачей мелиорации является задержание воды на повышенных элементах рельефа, создание условий для рассоления засоленных почв и предохранения не засоленных или слабозасоленных почв в понижениях рельефа от вторичного засоления и, наконец, обеспечение отвода избыточных вод с заболоченных территорий и из отдельных понижений. На участке близкого залегания напорных вод дополнительно к указанным мероприятиям следует предусматривать глубинный дренаж.

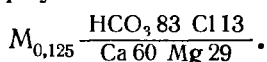
При проведении осушительных мероприятий следует обратить внимание на имеющиеся торфяные залежи, особенно на участках мелиоративных работ, где эти торфы могут быть добыты и использованы как для топлива, так и в качестве удобрения.

В пределах Томской области проведение мелиоративных работ требуется, с одной стороны, в южной сельскохозяйственной зоне, а с другой — в северных частях области в районах освоения промышленных месторождений нефти и газа. До сих пор в области сколько-нибудь значительных мелиоративных работ и изысканий не проводилось и конкретных материалов по этому вопросу у нас нет.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ КУРОРТОВ

Несмотря на достаточное разнообразие и громадные ресурсы минеральных вод и грязей Западно-Сибирской низменности, используются они в лечебных целях недостаточно. На территории Тюменской, Омской, Новосибирской и Томской областей функционирует всего одна грязелечебница, один санаторий, пять водолечебниц и один курорт (рис. 64), хотя погрешность создания новых здравниц в целом ряде населенных пунктов очень велика.

Грязелечебница «Озеро Ахманка». Расположена грязелечебница в западной части Велижанского района Тюменской области, в 95 км к северу от г. Тюмени. Грязевой базой лечебницы является залежь сапропеля оз. Ахманки. Озеро имеет округлую форму (размеры $2 \times 2,2$ км) и пологие берега, большей частью заболоченные; береговой вал высотой до 0,9 м окаймляет его с трех сторон, отсутствуя лишь с севера. Зеркало воды на значительной площади покрыто осоковой сплавиной. Глубина озера от 0,4 до 3,0 м. Питание осуществляется в основном за счет атмосферных осадков и частично грунтовыми водами среднечетвертичных озерно-аллювиальных отложений. Озеро имеет сток: в южной части из него вытекает небольшая речка Ахманка. Озерная вода пресная, гидрокарбонатная кальциевая III типа (гидрокарбонатная магниевая-кальциевая). Формула ионного состава воды:



Озерная котловина содержит огромные залежи сапропеля. Выделяются четыре разновидности его: 1) пелоген (0,1 м) и подстилающий его оливковый зернистый сапропель. Мощность слоя около 2,0 м; б) студневидный розовый известковистый сапропель, залегающий на глубинах от 2,6 до 4,3 м от поверхности озера и имеющий мощность 0,6—1,7 м; в) вишневый известковистый сапропель мощностью 0,35 м; г) желтый известковистый глинистый сапропель на глубинах от 4,35 до 6,0 м, имеющий мощность 0,9—2,0 м. Оливковый сапропель на 95% состоит из органического вещества, количество карбонатов и глин невелико, а нижележащие слои содержат меньшее количество органики (33—43%), зато более обогащены карбонатами кальция и магния (до 60%) и глинистыми частицами (до 10—14%).

Многослойная залежь подстилается синевато-серыми озерными глинами. Коренное ложе озера находится на глубине 5—6 м от зеркала воды. Общая мощность сапропелей изменяется от 4,2 м у берегов до 5,3 м в центральной части озера. Запасы сапропелей в озерной котловине ориентировочно исчисляются в 10—12 млн. м³, без учета сапропеля, залегающего под торфами береговой зоны. В настоящее время для лечебных целей применяется верхний слой залежи — пелоген и

верхняя часть оливкового зернистого сапропеля. Более ценный в бальнеологическом отношении студневидный розовый сапропель для лечения не употребляется.

Грязелечебница «Озеро Ахманка», рассчитанная на 100 мест, пользуется популярностью среди населения. Здесь излечиваются многие заболевания суставов ревматического и инфекционного происхождения, периферической нервной системы, органов пищеварения, мочеполовой сферы, сосудистой системы; применяются грязи и для лечения кожных

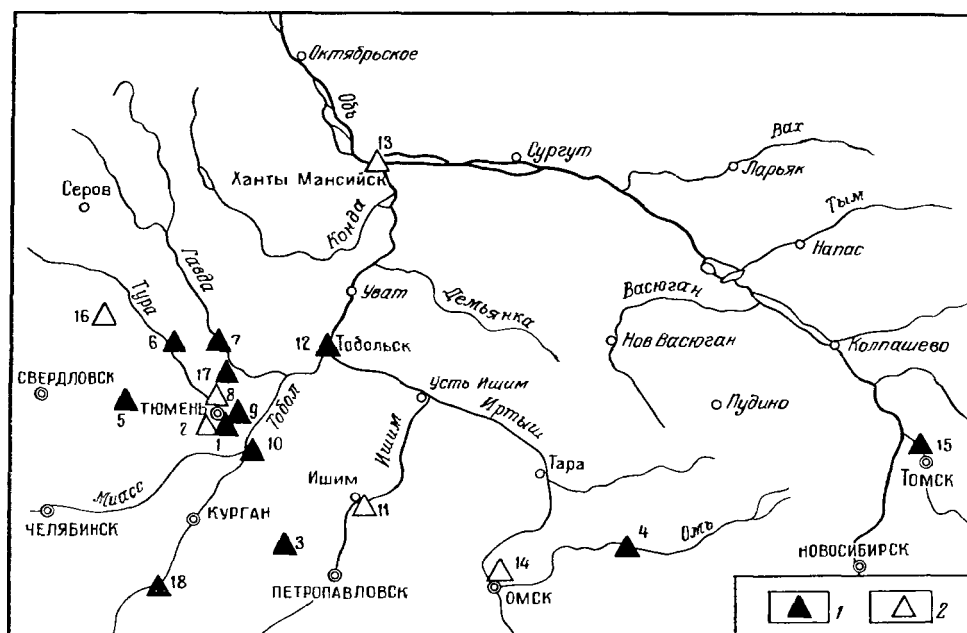


Рис 64. Схематическая карта основных пунктов использования минеральных вод и грязей Западно-Сибирской низменности, функционирующих (а) и строящихся (б) (составил В В Нелюбин)
 Курорты и санатории 1 — Бол. Тараскуль 2 — Мал. Тараскуль, 3 — «Озеро Медвежье» 4 — «Озеро Карачи» 5 — Талицкая 6 — Туринская 7 — Тавдинская 8 — Тюменская 9 — Ярская, 10 — Заводоуковская, 11 — Ишимская, 12 — Тобольская, 13 — Ханты-Мансийская 14 — Омская 15 — Томская, 16 — Кыртомка Грязелечебницы 17 — Ахманка, 18 — Зверинотовская

болезней, последствий воспаления спинного и головного мозга, травм и ранений, детского паралича, хронического бруцеллеза.

Санаторий «Озеро Тараскуль». В настоящее время функционирует детский санаторий на оз. Бол. Тараскуль, находящемся в 17 км южнее г. Тюмени. Озеро грибообразной формы занимает площадь около 1,0 км². Северные берега его заболоченные, южные более возвышенные песчаные; со всех сторон оно окружено естественным лесопарком. Глубина озера достигает 2,0 м. Основное питание идет за счет атмосферных осадков, в меньшей мере, видимо, сказывается подпитывание грунтовыми водами субэвральными и аллювиально-озерными преимущественно среднечетвертичных отложений. Во время высокого стояния воды в озере наблюдается слабый сток воды в сторону р. Пышмы. Озерная вода пресная, минерализация составляет около 0,3 г/л:

$$M_{0,266} \frac{(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 66 \text{ Cl } 25 \text{ SO}_4 9}{(\text{Na} + \text{K}) 45 \text{ Ca } 29 \text{ Mg } 20}.$$

При разведке озера (Ковалев, 1960) обнаружено шесть слоев сапропелей общей мощностью до 7,5 м. Коренное ложе озерной котло-

вины выполнено суглинками, супесями и мелкозернистым песком. Запасы сапропеля по категории А+В составляют около 4 млн. т. Тип сапропеля кремнеземистый и смешанный кремнеземисто-известковистый. Состав сухой грязи: глинистый остов 9—25%, кальциево-магnezийный скелет 4—47%, органический коллоид до 10—14%, коллоидный комплекс до 30—40%. Сапропели оз. Бол. Тараскуль отличаются хорошим лечебным эффектом и с успехом применяются не только в названном санатории, но и в некоторых лечебных учреждениях г. Тюмени.

В районе г. Тюмени начато строительство крупной здравницы, которая будет размещена в 2,0 км от описанного выше детского санатория на юго-западном берегу оз. Мал. Тараскуль.

Главнейшими лечебными факторами нового курорта явятся сапропелевые грязи оз. Мал. Тараскуль и термальные хлоридные натриевые воды. Озеро имеет форму сглаженного по углам квадрата площадью около 0,97 км². Северный берег заболочен, юго-западный — сухой, возвышается над урезом воды на 1,5—2,5 м. Максимальная глубина озера достигает 1,8 м. Вода пресная, состав такой же, как в оз. Бол. Тараскуль.

Чаша озера на площади 0,73 км² заполнена сапропелем общей мощностью до 6,75 м. Залежь состоит из семи слоев: 1) пелоген — в интервале 1,75—2,15 м; 2) темно-оливковый, кашицеобразный, студневидный сапропель с большим количеством растительных остатков на глубине 2,15—4,90 м; 3) желто-оливковый, зернистый и студневидный сапропель — 4,90—5,95 м; 4) желто-розовый, студневидный сапропель с ракушками и растительными остатками — 5,95—6,40 м; 5) грязно-оливковый, пластичный, мажущийся сапропель с большим количеством ракушек — 6,4—6,9 м; 6) темно-вишневый, пластичный, мажущийся сапропель — 6,9—7,4 м; 7) темно-розово-желтый, пластичный сапропель — 7,4—7,9 м. Подстиляется залежь глинами, суглинками и песком, вскрытыми в интервале 7,9—10,3 м.

Сапропель в верхних слоях кремнеземистый, в средних — смешанный кремнеземисто-известковистый, в нижних — известковистый. Общие запасы сапропеля оз. Мал. Тараскуль составляют 3,35 млн. т и утверждены ГКЗ по категории А₂.

Термальная вода для курорта выведена на поверхность глубокой скважиной. Скважиной вскрыты отложения четвертичного, третичного и мелового возраста. В интервале 1101—1125 м залегает горизонт, представленный однородными кварцевыми слабосцементированными песчаниками светло-серого цвета. Вода поступает из интервала 1101—1104 м самоизливом. Максимальный дебит самоизлива составлял при опробовании 5600 м³/сутки. Избыточное давление на устье скважины равно 6,7 атм. Температура воды на устье 37,7°С, в пласте — 39°С. По скважине утверждены запасы воды в ГКЗ по категории А 1000 м³/сутки, по категории С₁ 3750 м³/сутки. Скважину рекомендуется эксплуатировать с дебитом воды 1000 м³/сутки. Минеральная вода относится к азотно-метановым хлоридным натриевым I типа с общей минерализацией до 5,5 г/л, с повышенным содержанием брома (13—14 мг/л) и йода (2—3 мг/л). Растворенный газ азотно-метановый. Формула ионного состава воды:

$$M_{5,36} \frac{Cl 93 HCO_3 7}{(Na + K) 95 Ca 3} J 0,003 Br 0,014$$

Судя по минерализации и наличию биологически активных компонентов, можно предполагать о высокой лечебной ценности тараскульской воды при лечении заболеваний желудочно-кишечного тракта, пе-

чени и других. Кроме намечаемого использования этой воды для ванн, она уже применяется как лечебная питьевая. Разлив воды производится в г. Тюмени.

Ценные грязевые и гидроминеральные ресурсы курорта «Оз. Тараскуль» практически неисчерпаемы и не ограничивают дальнейшего развития курорта. Возможно обогащение сапропелевых илов микрокомпонентами путем отстаивания грязи в водах из глубокой скважины.

Ярская водолечебница. Лечебница находится в 12 км от г. Тюмени, у дер. Яр (открыта в 1956 г.). В двух ваннных зданиях (зимнем и летнем) в день может проводиться лечение до 600—650 амбулаторных больных. Гидроминеральной базой водолечебницы является термальная вода из глубокой скважины, пробуренной в 1953 г. с целью поисков нефти. Для лечебных ванн эксплуатируется водоносный горизонт готерив-баррема, залегающий в интервале 1217—1230 м. Литологически горизонт представлен кварцевыми средне- и крупнозернистыми песками. Из них получена минеральная вода с дебитом самоизлива 2895 м³/сутки и растворенный азотно-метановый газ, выделяющийся на устье в количестве до 500 м³/сутки. Температура воды на устье 39°C. Запасы воды в количестве 2895 м³/сутки утверждены в ГКЗ.

Используемая в лечебных целях вода относится к бромным хлоридным натриевым водам III типа. Вода слабощелочная с pH 7,8. Ионный состав и минерализация ее следующие:

$$M_{11,8} \frac{Cl 198}{(Na + K) 90 \text{ Ca } 7} J 0,004 \text{ Br } 0,034.$$

Термальная вода Ярской скважины используется для лечебных ванн при заболеваниях опорно-двигательного аппарата, сердечно-сосудистой системы и др. Применяется она и как питьевая при болезнях печени и желудочно-кишечного тракта.

Скважиной вскрыт еще целый ряд водоносных горизонтов, воды которых по химическому составу минерализации и содержанию микрокомпонентов аналогичны воде, используемой в настоящее время.

Над скважиной построено здание с небольшим купальным бассейном. Около скважины начато строительство гостиницы-пансионата и других помещений, улучшающих обслуживание больных.

Тюменская водолечебница. Тюменская скв. 1-Б пробурена в 1961 г. на территории областной больницы. В настоящее время закончено строительство ванного здания и водолечебница начала функционировать. Скважиной эксплуатируются воды готерив-барремского горизонта, вскрытого в интервале 1180—1243 м. Расход скважины по предварительной оценке составляет около 5000 м³/сутки самоизливом, температура воды на устье 38°C. По составу относится к йод-бромным хлоридным натриевым водам III типа с минерализацией 9,3 г/л:

$$M_{9,27} \frac{Cl 197 \text{ HCO}_3 3}{(Na + K) 92 \text{ Ca } 6} J 0,005 \text{ Br } 0,025.$$

Состав минеральной воды и опыт использования аналогичных вод позволяют считать, что она может с успехом применяться как для лечебных ванн, так и для питья. Показания для лечения этой водой будут, очевидно, такими же, как и для воды из Ярской скважины.

Заводоуковская водолечебница. Лечебница расположена в 1,5 км от ж.-д. станции Заводоуковск в хорошем сосновом бору. Она функционирует на базе термальных вод, получаемых из глубокой скв. 1-Р.

Для лечебных целей используется вода готерив-барремского водоносного горизонта из интервала 1150—1160 м. Горизонт сложен песчаником серым, мелко- и среднезернистым с прослоями глинистых от-

ложений. В результате испытания этого горизонта был получен приток минеральной воды, газирующей метаном. Расход воды первоначально составлял 112 м³/сутки, дебит газа 35 м³/сутки.

После дополнительной перфорации скважина фонтанирует с дебитом 860 м³/сутки. Температура воды на устье 42°С. Запасы воды в названном количестве утверждены в ГКЗ. Подземные воды по своему составу относятся к термальным метановым йод-бромным хлоридным натриевым водам III типа с минерализацией 17,6 г/л и величиной рН-7,7. Формула ионного состава воды имеет вид:

$$M_{17,6} \frac{Cl_{99}}{(Na + K) 86 Ca 9} J 0,008 Br 0,030.$$

Растворенный газ метановый. Вода применяется в основном при лечении больных, страдающих заболеваниями опорно-двигательного аппарата.

Скважиной вскрыто еще несколько водоносных горизонтов, имеющих воду, аналогичную используемой по химическому составу.

Заводоуковская водолечебница имеет стационар на 25 мест, кроме того здесь проходят курс лечения амбулаторные больные.

Тобольская водолечебница. В г. Тобольске местная лечебница открыта на базе вод, полученных из скв. 5-Р. Термальные воды, используемые в лечебных целях, выводятся на поверхность с глубины 1720—1723 м из отложений готерив-баррема. Дебит воды составляет 172,8 м³/сутки самоизливом, а газа 221 м³/сутки. Температура воды на устье 47°С.

По химическому составу это йод-бромная хлоридная натриевая вода III типа с минерализацией 16,22 г/л, содержанием нефтяных кислот до 0,006 г/л и величиной рН—7,5:

$$M_{16,2} \frac{Cl_{97} HCO_3 3}{Na 94 Ca 5} J 0,024 Br 0,059.$$

Отличительной чертой Тобольской воды является высокое содержание йода и брома.

Ханты-Мансийская водолечебница. Лечебница построена на базе подземных вод меловых отложений, выведенных на поверхность глубокой скважиной. Из скважины получен самоизлив с дебитом около 40 м³/сутки. Следствием низкого дебита является и значительное охлаждение воды при подъеме к устью скважины. Это потребует специального подогрева ее для ванн.

Минеральная вода относится к йод-бромным, хлоридным натриевым водам III типа с высоким содержанием метана и минерализацией, составляющей 16,6 г/л:

$$M_{16,6} \frac{Cl_{99}}{(Na + K) 88 Ca 8 Mg 3} J 0,013 Br 0,043.$$

Омская водолечебница. Помимо описанного использования подземных минеральных вод следует упомянуть о водолечебнице г. Омска, которая в ближайшее время начнет работать при городской больнице. Здесь вскрыты отложения апт-сеномана в интервале глубин 1356—1484 м. Дебит самоизлива по скважине около 350 м³/сутки. Избыточное давление на устье около 2 атм. Температура воды на устье скважины 32°С. Ионный, состав воды:

$$M_{8,2} \frac{Cl_{96} HCO_3 4}{Na 91 Ca 5} J 0,002 Br 0,016.$$

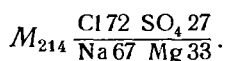
Вода может найти применение для лечебных ванн при заболеваниях периферической нервной системы, полиартритах и др., а также

в качестве питьевой при болезнях желудочно-кишечного тракта, печени, желчевыводящих путей.

Курорт «Озеро Карачи». «Озеро Карачи», расположенный в Чановском районе Новосибирской области, является одним из старейших курортов Сибири. В настоящее время на курорте имеется стационар для взрослых на 675 человек и для детей с последствиями полиомиелита на 125 мест.

По профилю это преимущественно грязевый курорт, лечебными факторами которого являются иловая грязь и рапа оз. Карачи, а также минеральная вода из глубокой скважины. Площадь водной поверхности озера составляет 325 га. Очертания берегов ровные. Глубина его в центральной части достигает 1 м, постепенно уменьшается к берегам. Озеро бессточное и окружено солонцами и солончаками. Покровные отложения, развитые вокруг озера, представляют собой субаэральные осадки небольшой мощности (до 3 м), а под ними залегают аллювиальные ниже-среднечетвертичные отложения.

Рапа озера отличается большой минерализацией, ионный состав ее выражается следующей формулой:

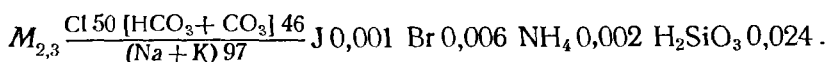


В течение года и в многолетнем разрезе минерализация рапы претерпевает значительные колебания от 150 до 215 г/л. Почти все дно озера покрыто равномерным слоем ила мощностью 0,4—0,5 м, представляющим собой ценную лечебную грязь. В разрезе отложений ила выделяются три горизонта. По химическому составу и физическим свойствам верхние два слоя общей мощностью 0,2—0,3 м отличаются от нижнего. В целом эта черная, мазеподобная, высокопластичная масса с запахом сероводорода. Грязь содержит от 55 до 62% воды, засоленность грязи 8—12%; удельный вес 1,36—1,45; засоренность меньше 1%. В составе твердой фазы 20—26% приходится на долю кальциево-магнезиальных солей, 56—63% на долю глинистых частиц и 14—15% занимает коллоидный комплекс, в том числе 2,4—4,5% падает на органическое вещество. Содержание общего сероводорода на сырую грязь составляет в первом слое около 0,36%, во втором 0,42%, в третьем 0,25%.

Эксплуатационные запасы грязи по двум верхним горизонтам, используемым курортом, составляют 902 тыс. т. Учитывая годовую потребность курорта в 2,5—3,0 тыс. т, этих запасов грязи хватит на довольно длительный срок. В последние годы показания для лечения заболеваний на курорте значительно расширились благодаря дополнительному использованию подземных минеральных вод.

Скв. I—Р вскрыла минеральную воду на территории курорта. Водоносный горизонт, из которого используется вода, вскрыт на глубине 947—1067 м в отложениях сеноманского возраста. Литологически горизонт представлен среднезернистыми песчаниками, чередующимися с разнотернистыми песками, алевроитами и зеленовато-серыми песчанистыми глинами.

Минеральная вода с дебитом 283 м³/сутки изливается с глубины 1016—1026 м. По химическому составу вода хлоридная натриевая I типа с общей минерализацией 2,3 г/л и температурой на устье 27,4°C. Ионный состав воды:



Вода разливается в бутылки и поступает в продажу с названием «Карачинский минеральный источник». Она рекомендуется при хронических заболеваниях желудочно-кишечного тракта.

Минеральные радоно-радиевые воды применяются в водолечебнице при Научно-исследовательском институте курортологии и физиотерапии в г. Томске. Эти воды доставляются в Томск из дер. Заварзино в цистернах. Они используются для ванн при лечении больных, страдающих сердечными заболеваниями, ревматизмом и т. д., а также при лечении некоторых желудочных болезней, воспалений желчного пузыря и т. п.



ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТЕРРИТОРИИ

Описываемая территория охватывает Западно-Сибирскую низменность, восточные склоны Полярного и Приполярного Урала, западные части Салаирского кряжа, север Кузнецкого Алатау и Колывань-Томскую складчатую зону. Каждый из этих регионов характеризуется, как показано выше, определенными геологическими и гидрогеологическими особенностями, в пределах которых развиты различные комплексы горных пород и современные геологические процессы. Все это обуславливает резкое различие инженерно-геологических условий Западно-Сибирской низменности (плиты) и ее горно-складчатого обрамления, что заставляет при районировании выделять их в самостоятельные регионы.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

ПРИНЦИПЫ И СХЕМА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Западно-Сибирская низменность представляет собой эпигерцинскую плиту, платформенный чехол которой сложен мощной толщей мезо-кайнозойских отложений. Она характеризуется абсолютными отметками поверхности от 0 до 300 м, причем большая часть территории не превышает 100—150 м, равнинностью рельефа и широким развитием рыхлых четвертичных отложений, которые почти сплошным чехлом покрывают всю ее территорию. Только в периферийных частях, вблизи границы с палеозойским обрамлением, на дневную поверхность выходят юрские и меловые породы; здесь же в некоторых речных долинах отмечены небольшие выходы палеозойских отложений. Палеогеновые породы обнажаются в долинах крупных рек на большей части низменности. Кроме того, они совместно с неогеновыми отложениями развиты в южной части описываемой территории, где перекрыты небольшой по мощности толщей четвертичных образований.

Всю толщу мезо-кайнозойских отложений, составляющих платформенный чехол Западно-Сибирской плиты, можно разделить на *породы коренной основы и поверхностные отложения* (Попов, 1961; Трофимов, Поляков, 1963). К первым мы относим юрские, меловые, эоценовые и нижнеолигоценовые отложения, т. е. комплекс пород, который пережил сингенез, диагенез и эпигенез до последнего ухода моря с данной части континента и до последних больших тектонических движений земной коры в данной местности, определивших нынешнюю тектоническую структуру плиты. Весь комплекс пород, сформировавшихся в течение последующей континентальной эпохи (средний олигоцен-голоцен), включая отложения четвертичных морских трансгрессий, относится к поверхностным отложениям.

Среди пород *коренной основы* нами выделены следующие формации осадочных пород: средне-верхнеюрская угленосная, терригенная верхнеюрского-мелового возраста, палеоцен-эоценовая кремнисто-глауконитовая и терригенная верхнеэоцен-нижнеолигоценового возраста. Каждая из них формировалась в определенной палеогеографической и тектонической обстановке и характеризуется вследствие этого определенными особенностями своего состава и строения (первые три из названных формаций соответствуют тихоокеанскому осадочному комплексу, последняя — альпийскому (Казаринов, 1958). Юрская угленосная формация представлена цикличным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин с прослоями бурого угля. Терригенная формация представлена переслаиванием песков, слабосцементированных песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин верхнеюрского и мелового возраста.

В юго-западной части низменности широко распространены отложения кремнисто-глауконитовой формации палеоцен-эоценового возраста, для которой характерно наличие опок, диатомитов, диатомитовых глин и песчаников с кремнистым и глауконитовым цементом. Выше залегает толща однообразных сизовато-серых глин верхнеэоцен-нижнеолигоценового возраста, которая представляет собой нижнюю терригенную формацию альпийского осадочного цикла. Все эти породы претерпели диагенетические и эпигенетические изменения, в результате чего они относительно сильно уплотнены и имеют повышенную по сравнению с более молодыми отложениями прочность.

Среди *поверхностных отложений*, которые, по-видимому, представляют собой верхнюю терригенную формацию альпийского осадочного цикла, можно выделить отдельные генетические комплексы: аллювиальный, озерно-аллювиальный, ледниковый, флювиогляциальный, морской и др. Все они независимо от их возраста представлены рыхлыми связными и песчаными грунтами. Особенности состава и строения и, следовательно, инженерно-геологические свойства этих отложений определяются прежде всего их генезисом.

Породы *коренной основы* выходят на дневную поверхность вблизи палеозойского обрамления плиты (юго-западная и юго-восточная части) и здесь они могут попадать в зону влияния различных инженерных сооружений. На остальной, несоизмеримо большей территории плиты они перекрыты мощным чехлом поверхностных отложений, которые и определяют инженерно-геологические особенности данной территории. Следовательно, преобладание поверхностных отложений над породами *коренной основы* в зоне влияния крупных наземных сооружений является первой инженерно-геологической особенностью рассматриваемой территории.

Второй инженерно-геологической особенностью Западно-Сибирской плиты является плоский равнинный рельеф, сформировавшийся в неогене под влиянием деятельности рек, крупных озер, ледников и морских трансгрессий (Воскресенский, 1962; Геоморфологическое районирование СССР, 1947; Герасимов, 1940). На самом севере низменности морские трансгрессии создали рельеф ступенчатой равнины. Южнее, в зоне оледенений, широко развиты моренные и флювиогляциальные отложения. Холмисто-увалистый рельеф сменяется к югу плоским рельефом приледниковых водно-аккумулятивных равнин, в пределах которых развиты тонкодисперсные озерно-аллювиальные отложения. Рельеф самой южной и юго-западной части низменности почти не испытывал влияния плейстоценовых оледенений; именно здесь расположены наиболее древние равнины и плато. Все зоны пересекаются крупными реч-

ными долинами, в которых развиты аллювиальные и аллювиально-озерные четвертичные отложения.

Все перечисленное выше свидетельствует о том, что при общей равнинности территории отдельные ее части формировались под влиянием различных рельефообразующих факторов и в разное время. В соответствии с этим на них формировались различные комплексы четвертичных отложений, а также типы и формы рельефа.

Составленная для описываемой территории инженерно-геологическая карта масштаба 1 : 2 500 000 (прилож. 6) представляет собой мелкомасштабную обзорную инженерно-геологическую карту, которая предназначена для планирования размещения различных видов массового строительства и для составления программ дальнейших, более детальных инженерно-геологических исследований. На этой карте в обобщенной форме показана природная обстановка, определяющая условия возведения и эксплуатации инженерных сооружений (геологическое строение территории, рельеф, гидрогеологические условия и развитые геологические явления), и выполнено инженерно-геологическое районирование, являющееся итогом анализа природной обстановки территории.

При проведении инженерно-геологического районирования Западно-Сибирской плиты мы придерживались принципов, предложенных И. В. Поповым (1950, 1961) и подтвержденных Всесоюзным совещанием по проблемам инженерно-геологического районирования и картирования (1962 г.). Применимость этих принципов к инженерно-геологическому районированию Западно-Сибирской низменности была показана нами на примере ее юго-западной части (Трофимов, 1963; Трофимов, Поляков, 1963).

В инженерно-геологическом отношении вся рассматриваемая нами территория представляет собой единый инженерно-геологический регион, отвечающий крупной геоструктурной единице — Западно-Сибирской плите. Западную, южную и восточную границы этого региона мы проводим по сплошным выходам палеозойских дислоцированных пород на дневную поверхность. Иногда эта граница очень четко фиксируется хорошо выраженным уступом (палеозойский уступ восточного склона Урала, уступ вдоль северо-восточной границы Казахской складчатой страны и западного склона Енисейского кряжа). Юго-западная граница региона принимается нами условно, с запада на восток по широте оз. Куш-Мурук, поскольку нет ясно выраженной границы между Западно-Сибирской низменностью и Тургайским прогибом.

Известно, что в пределах Западно-Сибирской плиты в мезо-кайнозойском чехле выделяются структурные элементы второго и более низких порядков, которые сравнительно четко выражены в нижней части платформенной толщи. Наиболее крупные из них хотя с различной степенью и выражены в рельефе, но проведение их границ на дневной поверхности было бы чисто условным. Это объясняется тем, что здесь развита мощная толща поверхностных отложений, в распределении которых решающую роль сыграли палеогеографические условия, а не структурно-тектонический план страны: часто верхняя часть разреза в пределах различных структур сложена одинаковыми комплексами палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений, достигающих большой мощности. В связи с этим при инженерно-геологическом районировании Западно-Сибирской плиты — региона первого порядка — мы не выделяем регионов второго и более низких порядков.

В пределах характеризуемого инженерно-геологического региона условия строительства определяются условиями залегания, распространения, составом и свойствами рыхлых и преимущественно слабосце-

ментированных мезо-кайнозойских пород. Лишь в некоторых речных долинах вблизи окраинных частей плиты (главным образом вдоль восточного склона Урала) отмечаются выходы палеозойских пород, но их значение для наземных сооружений крайне ограничено — они могут быть использованы в качестве основания при строительстве мостовых переходов, небольших гидроэлектростанций и как источник строительных материалов.

Территория региона по геоморфологическому признаку подразделяется на ряд инженерно-геологических областей, каждая из которых охватывает территорию с однородным геологическим строением, рельефом и содержит довольно близкие комплексы четвертичных отложений. Понятно, что рельеф поверхности, мощность, а часто и литология четвертичных отложений в зависимости от неотектонического развития отдельных частей области могут изменяться в известных пределах. Однако это влияние локальных структур не находит своего отражения на данном этапе районирования, а должно учитываться при выделении более мелких территориальных единиц районирования.

В соответствии со сказанным, на территории Западно-Сибирской плиты выделяется десять инженерно-геологических областей.

Схема инженерно-геологического районирования Западно-Сибирской плиты (инженерно-геологический регион)

Инженерно-геологические области

А — Плоские морские средне-верхнеплейстоценовые равнины.

Б — Холмисто-увалистые и полого-увалистые ледниковые и воднотедниковые средне-верхнеплейстоценовые равнины.

В — Плоские приледниковые озерно-аллювиальные среднеплейстоценовые равнины.

Г — Плоские грядово-лощинные аллювиальные плейстоценовые равнины.

Д — Грядово-увалисто-лощинные предгорные среднеплейстоценовые равнины.

Е — Плоские озерно-аллювиальные плейстоцен-нижнеплейстоценовые равнины.

Ж — Плоские озерно-аллювиальные неогеновые равнины.

З — Слаборасчлененные денудационные равнины, сформировавшиеся на палеоген-неогеновых породах.

И — сильнорасчлененные денудационные равнины, сформировавшиеся на мезо-кайнозойских отложениях.

К — Крупные речные долины.

При этом для каждой области дается геологическое строение, основные инженерно-геологические характеристики пород, характеристики рельефа, гидрогеологические данные, характеристики современных геологических явлений, а также основные инженерно-геологические особенности областей.

В заключение коротко о методике лабораторных исследований грунтов. Гранулометрический анализ песчаных пород проведен ситовым методом с предварительным кипячением (с добавкой 1 мл 25%-ного аммиака) и последующим отмучиванием частиц меньше 0,05 мм (глинистых) пипеточным методом с предварительной подготовкой по методу П. Ф. Мельникова (1956). Песчаные породы названы по строительной классификации (СН и П II-Б, I-62), глинистые — по классификации Н. А. Качинского (1958).

Определение химико-минералогического состава, физических, водно-физических и механических свойств выполнено по общепринятой ме-

тодике, изложенной в работах Е. В. Аринушкиной (1962 г.), В. Д. Ломтадзе (1952 г.), М. Н. Троицкой (1961 г.) и Е. Г. Чаповского (1958 г.).

Определение сопротивления сдвигу грунтов в большинстве случаев выполнено по методике быстрого сдвига без предварительного уплотнения грунтов; определение просадочности — по методу одной кривой.

Область плоских морских средне-верхнеплейстоценовых равнин (А)

Эта область занимает северную часть Западно-Сибирской низменности, протягиваясь широкой полосой от северных склонов Сибирских увалов (южная граница) до побережья Карского моря (северная граница).

В геологическом строении области принимают участие юрские, меловые, палеогеновые и четвертичные морские отложения. Последние перекрывают почти сплошным чехлом более древние образования. В отдельных местах на дневную поверхность выходят меловые и палеогеновые отложения. Так, верхнемеловые отложения, представленные кварцевыми песками и каолиновыми глинами, установлены на Гыданском п-ове, реках Ныде, Пуре. Палеогеновые образования в виде слоистой толщи, в составе которой преобладают мелкозернистые пестроцветные пески, выходят на дневную поверхность на восточном побережье Тазовской губы. Плотные серые опоки, относимые В. Н. Соколовым (1957) к нижним горизонтам палеогена, слагают сопку Парна-Седе на междуречье Табьях и Хадуттэ, а также встречаются на р. Средней Хадые, р. Ярудее, по левым притокам р. Пура. Широко распространенные четвертичные отложения в большей своей части представлены морскими, ледниково-морскими и водно-ледниковыми образованиями.

Комплекс морских и ледниково-морских отложений приурочен в основном к южной части области, в то время как морские образования широко распространены в ее северной части. Водно-ледниковые отложения развиты в восточной части области.

Морские и ледниково-морские образования относятся к салехардской свите среднего плейстоцена (Решения и труды межвед. совещ. по доработке и уточнению стратигр. схем. Зап.-Сиб. низменности, 1961) и представлены плотными глинами, суглинками и супесями с галькой и валунами. Обычно к морской фации относятся более дисперсные разности пород. Отложения ледниково-морского генезиса имеют в виде включений валунно-галечниковый материал. Среди этих отложений наибольшим распространением пользуются суглинистые разности, которые в обнажениях распадаются на отдельности угловатой формы. Иногда по граням отдельностей отмечается корочка, состоящая из полуторных окислов железа и алюминия. Среди глинистых пород изредка встречаются супесчаные и песчаные разности, а также включения валунно-галечникового материала. Вследствие этого толща оказывается литологически не выдержанной как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

Характеристика состава и свойств морских и ледниково-морских отложений дается нами по образцам, отобранным в нижнем течении долины р. Оби.

Морская фация этих отложений по гранулометрическому составу в соответствии с классификацией Н. А. Качинского (1958) в основном относится к глинам различной степени дисперсности.

Для большинства отложений является характерным преобладание частиц пылеватой фракции (0,05—0,001 мм), содержание которых ко-

леблется от 52 до 74%, количество частиц $<0,001$ мм изменяется в пределе 19—45%.

В суглинистых отложениях ледниково-морской фации отмечается наличие частиц >1 мм, в то время как в породах морской фации они отсутствуют. Это является одним из отличий морских отложений от ледниково-морских.

Песчаные разности ледниково-морских отложений по классификации Строительных норм (СН и П II-Б. 1-62) относятся к пескам мелким и пылеватым, в которых содержание мелкой и тонкой фракций (0,25—0,1 и 0,1—0,05 мм) изменяется соответственно от 22 до 84% и от 4 до 69%. Частицы $<0,0001$ мм составляют в среднем около 1,5%.

Особенностями минералогического состава отложений салехардской свиты являются: 1) значительное содержание мелких зерен кварца; 2) в большом количестве присутствуют слюдистые минералы — чешуйки биотита и мусковита; 3) встречаются минералы группы эпидота и хлорита; 4) среди глинистого материала встречается глауконит.

Для большей части образцов отмечается слоистая структура, реже беспорядочная.

Электронномикроскопические исследования этих пород показывают, что минералогический состав глинистых частиц в основном представлен гидрослюдой и каолинитом (Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин, 1957).

Содержание гипса и карбонатов в породах салехардской свиты незначительное; гипса содержится от 0,02 до 0,05%, а количество карбонатов не превышает 1,5%. В таких же небольших количествах содержатся водорастворимые соли. Величина сухого остатка водной вытяжки колеблется в пределах 0,1—0,2%. Среди обменных катионов преобладают Ca^{2+} и Mg^{2+} ; содержание Na^{+} не превышает 0,54 мг.экв на 100 г породы.

Удельный вес рассматриваемых образований изменяется в зависимости от их дисперсности: для глин его средняя величина составляет 2,72 г/см³, для суглинков и супесей 2,69 г/см³, а для песков 2,66 г/см³.

Объемный вес при естественной влажности и ненарушенном сложении составляет 1,46—1,89 г/см³. Величина коэффициента пористости изменяется в пределах 0,42—0,86. Максимальная молекулярная влагоемкость для морских и ледниково-морских отложений составляет 15—22%. Их число пластичности зависит главным образом от дисперсности и изменяется от 11,2 (для суглинков) до 19,5 (для глин).

Породы салехардской свиты в талом состоянии обладают следующими показателями сопротивления сдвигу: коэффициент внутреннего трения ($\text{tg } \varphi$) изменялся в пределах 0,18—0,31; и в соответствии с этим угол внутреннего трения (φ) равнялся 10—17°; сцепление (C) от 1,29 до 2,19 кГ/см².

При переходе в мерзлое состояние сопротивление сдвигу пород увеличивается: коэффициент внутреннего трения ($\text{tg } \varphi$) 0,63; угол внутреннего трения (φ) 32°, сцепление (C) 3,24 кГ/см².

Морские верхнеплейстоценовые отложения казанцевской свиты также имеют широкое развитие на территории области (Решения и труды Межвед. совещ. по доработке и уточнению стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности, 1961). Они в основном представлены песками и супесями, для которых характерны косая и горизонтальная слоистость и содержание большого количества органических остатков, залегающих в виде отдельных прослоек толщиной 1—3 мм. Изредка эти образования содержат валунно-галечниковый материал; иногда они переходят в глинистые литологические разности.

Морские отложения казанцевской свиты приурочены к северной окраинной части области. Они развиты на п-ове Ямал, встречаются в виде останцов на Тазовском п-ове и в северной части Пур-Тазовского междуречья.

Для песчаных разностей казанцевской свиты характерно преобладание фракции тонкого песка (0,1—0,05 мм), содержание которой составляет 72—93% (среднее значение 79%). Среднее значение частиц меньше 0,001 мм составляет всего 0,5%. У песчаных разностей преобладают частицы размером 0,25—0,1 мм, содержание которых изменяется от 32 до 59%. Содержание частиц меньше 0,001 мм в среднем приближается к 10%. Суглинистые породы казанцевской свиты имеют пылеватый состав; среднее содержание частиц фракции 0,05—0,005 мм составляет около 50%. Глинистые частицы казанцевской свиты представлены гидрослюдой, каолинитом и галлуазитом.

Удельный вес песчаных отложений казанцевской свиты изменяется в небольших пределах и составляет 2,66—2,67. Значение объемного веса песков при рыхлом сложении 1,34—1,42 г/см³, при плотном 1,69—1,88 г/см³. Соответственно коэффициент пористости при рыхлом сложении 0,78—1,01, при плотном сложении 0,38—0,60. Среднее значение объемного веса при рыхлом сложении 0,46, при плотном 0,92.

Супесчаные отложения характеризуются следующими осредненными показателями: удельный вес 2,68, естественная влажность 29%, объемный вес при естественном сложении 1,97 г/см³; максимально-молекулярная влагоемкость, по А. Ф. Лебедеву, 10%, число пластичности 4.

Значения этих величин для суглинков следующие: удельный вес 2,70; естественная влажность 28%; объемный вес при естественном сложении 2,0 г/см³; число пластичности 18; максимально-молекулярная влагоемкость 17%. В талом состоянии эти образования имеют пластичную консистенцию.

Водно-ледниковые образования, широко развитые в восточной части области, имеют небольшую мощность; они перекрывают морские отложения. Строго говоря, генезис и возраст этих образований остается до сих пор не совсем ясным; последнее время их возраст считается верхнеплейстоценовым.

В области плоских морских средне-верхнеплейстоценовых равнин характерно практически повсеместное развитие многолетнемерзлых пород.

По условиям залегания, мощности и температурам многолетнемерзлых пород выделяются следующие три зоны: 1) зона сплошного развития многолетнемерзлых пород; 2) зона распространения многолетнемерзлых пород с островами талых и 3) зона двухслойного (островного в верхнем слое) развития многолетнемерзлых пород.

В северной части области (к северу от Полярного круга) мерзлая толща имеет моноклитное строение. Мощность ее в первой зоне колеблется от 250—300 (на широте Полярного круга) до 400—600 м (на 70° с. ш.). Температура многолетнемерзлых пород для участков первой зоны соответственно изменяется от —3 до —8°C. Объемная льдистость многолетнемерзлых пород здесь изменяется в широком интервале от 20 до 80—90%. Наибольшая льдистость характерна для торфа и глинистых отложений, наименьшая — для песчаных грунтов. Здесь, как показали исследования мерзлотоведов В. В. Баулина, Г. И. Дубикова и др., широким развитием пользуются пластовые залежи льда, а также сингенетические (на севере) и эпигенетические повторно-жильные льды.

В северной части рассматриваемой зоны наблюдаются термокарстовые процессы, процессы морозобойного растрескивания, пучение, образование пятен-медальонов. Термокарстовые процессы приурочены в основном к озерно-болотным отложениям, в меньшей степени термокарст встречается в минеральных грунтах.

Глубина сезонного протаивания для этой части зоны колеблется от 0,2 до 2,0 м и зависит от характера растительного покрова и литологии отложений. Наименьшей глубиной протаивания обладают торфяники, наибольшей — песчаные грунты.

Южнее описанной зоны узкой полосой прослеживается зона распространения многолетнемерзлых пород с температурой от -3 до -1°C и наличием островов талых пород. Площадь, занятая талыми породами, резко возрастает в южной части этой зоны. Мощность мерзлых пород в северной части зоны достигает 300 м, в южной части отмечается два слоя мерзлых пород, причем мощность верхнего слоя на севере достигает 80—100 м. Под верхним слоем мерзлоты лежат талые породы до глубины 150 м, а под ними залегает нижний слой многолетнемерзлых пород. Этот тип строения многолетнемерзлых толщ в зависимости от сочетания различных природных условий может видоизменяться. На некоторых участках отсутствует нижний слой мерзлых пород, на других, наоборот, наблюдается сплошное строение толщ.

Объемная льдистость пород рассматриваемой зоны изменяется в пределах 20—80%, причем наибольшей льдистостью здесь также обладают озерно-болотные отложения. Обычно к этим образованиям приурочены термокарстовые процессы.

Кроме того, широким развитием пользуются плоскобугристые торфяники, многолетние бугры пучения, гидролакколиты, процессы морозобойного растрескивания грунтов, образование пятен-медальонов и т. д.

Глубина промерзания на таликах в зависимости от характера растительного покрова литологии достигают 4 м. Глубина протаивания изменяется от 0,3 до 2,5 м.

Южная часть рассматриваемой области располагается в зоне островного развития многолетнемерзлых пород. Эта зона характеризуется наличием двухслойного строения мерзлой толщи со спорадическим распространением верхнего слоя. Мощность верхнего слоя мерзлых пород в северной части достигает 80—100 м, уменьшаясь к югу и выклиниваясь приблизительно на $62-63^{\circ}$ с. ш.

По данным И. С. Лурье, С. С. Полякова, Е. М. Сергеева (1966), многолетнемерзлые породы второго слоя в районе долин рек Тром-Юган, Аган и в долине широтного течения р. Оби встречаются на глубинах 150—220 м. Предполагаемая их мощность около 130 м. Скважины, заложенные на водораздельном плато на широте 62° с. ш., вскрыли кровлю мерзлых пород на глубине 110—150 м, подошва которых предположительно залегает на глубине 270—280 м. Второй слой мерзлых пород встречен в отложениях новомихайловской и алтымской свит.

У южной границы этой зоны по условиям залегания и размерам занимаемых площадей выделяются пять форм существования многолетнемерзлых пород: массивы, острова, перелетки, торфяные бугры пучения, бугры пучения в минеральных грунтах и несליвающиеся многолетнемерзлые породы. Среднегодовые температуры многолетнемерзлых пород изменяются от 0 до $-1,2^{\circ}\text{C}$, объемная льдистость суглинистых пород составляет в основном 20—30%. В торфяниках эта величина повышается и близка к данным северной зоны.

В северной части этой зоны широко развиты крупные острова многолетнемерзлых пород, которые приурочены к массивам плоско- и крупно-бугристых торфяников. По площади они занимают большие участки

на всех элементах рельефа, за исключением поймы. Кроме того, в этой зоне многолетнемерзлые породы встречаются в суглинистых образованиях, покрытых с поверхности моховым покровом или небольшим слоем торфа.

Глубина сезонного протаивания для многолетнемерзлых пород изменяется от 0,3 до 2,5 м. Для суглинистых пород с моховым покровом она составляет 0,3—0,8 м, без мохового покрова 1,2 м, в песках увеличивается до 2,5 м.

Глубина промерзания талых пород в зависимости от характера растительного покрова, литологии грунтов изменяется от 0,5 м в торфах до 4 м в песках.

Мерзлые породы в большинстве случаев являются водоупором. Среди талых пород водоупором могут быть глинистые породы салехардской свиты, в отложениях которой встречаются маломощные водоносные горизонты и небольшие водоносные межмерзлотные линзы. Их воды обладают низкой минерализацией. По составу они чаще всего гидрокарбонатно-кальциево-магниевого. Источники на поверхности не выходят. В казанцевских песках наблюдаются малодобитные источники. Выходы их приурочены к контакту с глинистыми отложениями. Питание подземных вод происходит за счет разгрузки нижележащих водоносных горизонтов и поверхностных вод (Андреев, Яковлев, 1963).

Отложения салехардской свиты слагают поверхностные формы рельефа на междуречных пространствах, характеризующихся отметками 80—120 м над уровнем моря; наиболее высокие отметки наблюдаются в южной части области.

Рельеф в основном может быть охарактеризован как плоский, осложненный мерзлотными явлениями. Участки с повышенными абсолютными отметками, соответствующими районам неотектонических поднятий, имеют полого-волнистый рельеф, а иногда даже среднерасчлененный. Часто встречаются бугры пучения и термокарстовые западины. Своеобразным типом рельефа являются линейно-грядовые формы. По поводу их происхождения имеются две точки зрения. Сторонники материковых оледенений считают гряды конечно-моренными образованиями. Сотрудники ВНИГРИ не разделяют эту точку зрения и считают эти формы эрозионно-мерзлотно-тектонического генезиса. Участки, прилегающие к долинам крупных рек и побережьям Обской и Тазовской губ, иногда имеют поверхность, расчлененную густой сетью небольших ручьев и рек с глубиной вреза до 50—60 м. Долины рек имеют крутые склоны и плоские широкие днища, обычно заболоченные. Сильнорасчлененный рельеф создает хорошие условия для дренажа придолинных участков, что способствует понижению границы распространения многолетнемерзлых пород. Мерзлотные формы рельефа здесь встречаются редко. Отмечается развитие песчаных раздувов, обычно приуроченных к слабозадернованным участкам, сложенным песком.

Казанцевские отложения занимают междуречные пространства на отметках 50—60 м абс. высоты. Поверхность, на которой развиты казанцевские отложения, сильно расчленена мелкими водотоками и большим количеством коротких, крутосклонных оврагов. Участки, на которых отсутствует эрозия, имеют совершенно плоскую поверхность. На поверхности IV морской террасы отмечаются явления, связанные с деятельностью ветра. Здесь можно встретить песчаные раздувы и небольшие золотые гряды. Мерзлотные процессы на поверхности этой террасы не имеют большого распространения в связи с сильнорасчлененным рельефом и широким распространением на поверхности песчаных отложений.

Сотрудники ВНИГРИ кроме IV выделяют еще III, II и I морские террасы. Границу между озерно-аллювиальной равниной и II и I надпойменными террасами рек они проводят условно. Поэтому мы считаем целесообразным характеристику этих террас привести при рассмотрении области крупных речных долин.

Современная морская терраса (m Q₄) известна под названием лайда. В районе Обской, Тазовской, Байдарацкой губ и в приустьевой части крупных рек лайда возвышается над уровнем моря от 0 до 5—7 м. Она представляет собой обширные сильнозаболоченные пространства с большим количеством озер. Обычно лайды имеют два уровня. Верхний из них (4—6 м) не подвергается действию приливов и отливов; на его поверхности часто наблюдаются обширные участки полигональных тундр. Более низкая поверхность испытывает воздействие приливов и отливов. В основном лайда сложена песчаным материалом.

Рассмотренный материал показывает, что наиболее характерной инженерно-геологической особенностью области является распространение на ее территории многолетней мерзлоты. Это обстоятельство делает необходимым изучение свойств грунтов в талом и в мерзлом состоянии, а также подробное изучение проявляющихся мерзлотных явлений. При инженерно-геологической оценке территории необходимо учитывать степень ее заболоченности в зависимости от эрозионной расчлененности поверхности.

Область холмисто-увалистых и полого-увалистых ледниковых и водно-ледниковых средне-верхнеплейстоценовых равнин (Б)

Эта область занимает обширную территорию в северной половине Западно-Сибирской низменности. Она протягивается широкой полосой от Урала до восточной границы региона. На севере она граничит с областью плоских морских равнин, южнее ее расположена область плоских приледниковых озерно-аллювиальных равнин.

В геологическом строении этой территории принимают участие юрские, меловые, палеогеновые и четвертичные отложения, причем последние перекрывают почти сплошным чехлом более древние образования.

Выходы юрских и меловых пород приурочены к западной (приуральской) части области. Кроме того, выходы меловых пород отмечаются в ее восточной (приенисейской) части. Здесь они залегают под чехлом рыхлых четвертичных образований и обнажаются главным образом в долинах рек. Эти отложения представлены переслаиванием песчаников, аргиллитов, алевролитов, глин и уплотненных каолинизированных песков (терригенная формация). В средне-верхнеюрских отложениях встречаются прослои бурых углей (угленосная формация).

В западной части области в непосредственной близости к Уральским горам и в пределах возвышенностей Люлин-Вор, Черная Гора и других, на дневную поверхность выходят эоценовые отложения, представленные опоками, трепелами, диатомитами, диатомитовыми глинами и глауконитовыми песчаниками (кремнисто-глауконитовая формация). На этой же территории отмечаются выходы однородных сизовато-серых и зеленовато-сизых глин чеганской свиты (например, по правобережью р. Оби в районе юрт Алешкинских, по притокам р. Сев. Сосьва и др.). Более широко встречаются выходы континентальных средне-верхнеолигоценовых отложений, представленных переслаиванием песков различной дисперсности, супесей и суглинков с редкими прослоями глин.

Наибольшим распространением на территории области пользуются четвертичные отложения, среди которых преобладают моренные и флювиогляциальные образования максимального (самаровского) и зырянского оледенений. Они имеют большую мощность (до 100 м) и залегают почти сплошным чехлом на более древних отложениях. В силу этого именно они будут служить в подавляющем большинстве случаев естественным основанием промышленных, гражданских и дорожных сооружений, которые будут построены в пределах данной области. Поэтому ниже мы приводим краткую инженерно-геологическую характеристику этих отложений (находящихся в талом состоянии) по результатам исследований, проведенных в центральных и западных частях описываемой области (Одинцова, 1957; Поляков, Сергеев, 1958; Поляков, Трофимов, 1964; Сергеев (и др.), 1961; Трофимов 1963; Трофимов, Поляков, 1964).

Моренные образования представлены плотными супесями, суглинками и легкими глинами темно-серыми и серовато-бурыми. Они имеют своеобразную комковато-оскольчатую или листоватую структуру. Обычно эти отложения неслоистые, но в отдельных местах наблюдается грубая горизонтальная слоистость, причем слоистые разности по простиранию быстро замещаются неслоистыми. Для моренных отложений характерно присутствие небольшого количества грубообломочного неотсортированного материала в виде грубых песчаных зерен, гравия, гальки и валунов, причем последние часто достигают 2—3 м в диаметре. В ряде мест в морене встречаются отторженцы опок и супесчано-суглинистых пород. В толще моренных образований встречаются прослои и линзы внутриморенных песчаных отложений. Мощность моренных отложений изменяется от нескольких метров на участках, близких к поверхности залегания дочетвертичных пород, до 100 м в понижениях древнего рельефа. В некоторых районах моренные отложения отсутствуют.

По гранулометрическому составу среди моренных отложений встречаются супеси, легкие, средние и тяжелые суглинки и легкие глины. Наиболее распространены легкие и средние суглинки. Во всех указанных разностях присутствуют частицы крупнее 1 мм (от 1 до 16%, обычно 2—3%). Для всех моренных образований характерно высокое содержание песчаных частиц (2—0,05 мм), общее среднее количество которых уменьшается от 65% в супесях до 26% — в легких глинах. Содержание пыли (0,05—0,005 мм) в них, наоборот, возрастает от 34 до 53% соответственно. Глинистые частицы (<0,001 мм) содержатся в количестве до 24%.

В условиях естественного залегания все разности моренных грунтов находятся в агрегированном состоянии, о чем свидетельствует небольшой выход (2—3%) глинистых частиц при микроагрегатном анализе. О значительной прочности микроагрегатов свидетельствует небольшое значение фактора дисперсности (в среднем 16—20%), подсчитанном по методике Н. А. Качинского (1958).

По минералогическому составу все изученные разности близки между собой. Песчаная и пылеватая фракции представлены минералами легкой фракции (обычно около 99%), причем среди них резко преобладает кварц. Кроме того, встречаются полевые шпаты, слюды, графит и обломки пород. В составе глинистой фракции моренных отложений преобладают гидрослюды и монтмориллонит; в виде примесей присутствуют обломочный каолинит, галлуазит, кварц, гидроокиси железа. Все разности моренных отложений отличаются незначительным содержанием водорастворимых солей (0,05—0,2%), карбонатов (0,02—

0,84%) и гипса (0,5, чаще всего сотые доли процента). Для этих отложений характерна слабокислая реакция среды.

Естественная влажность связных моренных грунтов изменяется от 14,6 до 24%. Степень влажности колеблется в пределах от 0,5 до 1. Удельный вес всех гранулометрических разностей изменяется в небольших пределах — от 2,63 до 2,73 г/см³. Объемный вес моренных суглинков при их естественной влажности и ненарушенном сложении равен 1,79—2,17 г/см³, объемный вес скелета этих грунтов изменяется от 1,55 до 2,02 г/см³, причем средние значения объемного веса скелета легких, средних и тяжелых суглинков и легких глин довольно близки между собой и составляют соответственно 1,84; 1,79; 1,78; 1,81 г/см³.

Все разности связных моренных грунтов характеризуются небольшой пористостью. Ее величина колеблется в интервале 28,0—42,0% при среднем значении 31—33%. Коэффициент пористости этих грунтов изменяется от 0,35 до 0,72, наиболее часто встречаются значения 0,45—0,55.

Число пластичности моренных грунтов в зависимости от их состава колеблется в пределах от 4 до 21 при влажности верхнего предела 17—44%, величина нижнего предела пластичности изменяется от 11 до 23%. В естественных условиях моренные грунты находятся в твердой или пластичной консистенции.

Моренные суглинки характеризуются незначительным набуханием при естественной влажности и ненарушенном сложении: величина набухания в этих случаях изменяется от 1,0 до 5%. Набухание воздушно-сухих образцов при ненарушенной структуре резко возрастает, достигая значений 16—28%. Для этих отложений характерна незначительная величина усадки и значительная водопрочность.

Как уже отмечалось, моренные грунты обладают высокой плотностью, в связи с этим их сжимаемость незначительна: коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок 0—2 кГ/см² изменяется от 0,001 до 0,012 см²/кГ, в интервале нагрузок 2—4 кГ/см² — соответственно от 0,002 до 0,01 см²/кГ и от 0,002 до 0,005 см²/кГ, т. е. почти все разновидности моренных грунтов относятся к слабосжимаемым грунтам (по классификации Н. Н. Маслова). Показатели сопротивления сдвигу описываемых грунтов также высоки. Угол внутреннего трения, определенный по методике быстрого сдвига без предварительного уплотнения грунтов, изменяется от 21 до 34°, причем он несколько уменьшается с возрастанием дисперсности и влажности пород. Сцепление суглинков и глин колеблется от 0,32 до 1,25 кГ/см², обычно величины сцепления близки к 1 кГ/см².

Моренные отложения, выходящие на дневную поверхность, изменяются под влиянием процессов выветривания (Минервин, 1959). В результате этого они несколько разуплотняются и иногда приобретают лессовый облик, особенно на хорошо дренированных участках. Коэффициент сжимаемости этих грунтов близок к 0,01 кГ/см², и они не дают дополнительной осадки под нагрузкой 3 кГ/см² при замачивании.

Флювиогляциальные отложения, еще больше распространенные в пределах описываемой области, представлены разнообразными по составу породами. Наибольшим развитием среди них пользуются различные по дисперсности пески с включением грубообломочного материала. Супеси, суглинки и гравийно-галечниковые горизонты играют подчиненную роль. Мощность флювиогляциальных отложений сильно изменяется на небольших расстояниях, а на высоких отметках они полностью отсутствуют. Максимальная их мощность достигает 45—50 м.

Среди флювиогляциальных песков встречаются гравелистые, крупные, средние, мелкие, пылеватые разности. Для всех песчаных разнос-

тей, среди которых наибольшим распространением пользуются средние, мелкие и пылеватые, характерны следующие особенности: 1) наличие гравийных и галечниковых включений, среднее содержание которых уменьшается от 36% в гравелистых разностях до 1% в пылеватых; 2) высокое содержание песчаных частиц, причем среднее их количество в гравелистых песках равно 62%, в крупных 88%, в средних 91%, в мелких 95% и в пылеватых 85%; 3) наличие небольшого количества пылеватых и глинистых частиц. Говорить о преобладании какой-либо из указанных разновидностей в определенной части разреза, по-видимому, нельзя, поскольку в одном и том же разрезе мы видим переслаивание различных по дисперсности пород, начиная от пылеватых песков и супесей и кончая прослоями гравия и гальки. В некоторых разрезах, в верхней их части, преобладают мелкие и пылеватые пески, в других встречаются прослои крупных песков и гравийно-галечникового материала.

По минералогическому составу пески являются кварцевыми. Окатанность песчаных зерен различная, причем преобладают полуугловатые и полуокатанные зерна.

Естественная влажность описываемых песчаных отложений изменяется от 5 до 25%. По степени влажности среди них встречаются слабовлажные, влажные и насыщенные водой грунты. Удельный вес флювиогляциальных отложений изменяется в пределах от 2,62 до 2,70, при наиболее часто встречающихся значениях 2,65—2,66. Объемный вес скелета при ненарушенном сложении у гравелистых песков изменяется в пределах 1,57—1,60 г/см³; у мелких 1,42—1,57 г/см³, а у пылеватых 1,30—1,54 г/см³. Среднее значение объемного веса скелета при рыхлом сложении у гравелистых песков средних, мелких и пылеватых разностей равно соответственно 1,63; 1,51; 1,43; 1,37 и 1,26 г/см³. При плотном сложении величина объемного веса скелета песков увеличивается в среднем на 0,2—0,3 г/см³ по сравнению с рыхлым, причем эта разница возрастает с увеличением дисперсности песков. Пористость при естественном сложении песков обычно превышает 40%, а у пылеватых разностей иногда достигает 50%.

В условиях естественного залегания во флювиогляциальных отложениях встречаются самые разнообразные по плотности грунты: коэффициент плотности изменяется от 0,10 до 0,85. Чаще всего описанные отложения находятся в среднем и плотном сложении. Водопроницаемость флювиогляциальных отложений зависит от их состава, степени отсортированности и плотности. При ненарушенном сложении величина ее изменяется от 0,45 до 8 м/сутки. При нарушении естественного сложения величина водопроницаемости песков при плотности, соответствующей среднему уплотнению, увеличивается: у гравелистых разностей коэффициент фильтрации равен 3,1—9,8 м/сутки, у крупных 4,7—11,4 м/сутки; у средних 2,4—9,4 м/сутки; у мелких 1,8—5,4 м/сутки; у пылеватых 0,2—5,7 м/сутки. Угол естественного откоса песков в воздушно-сухом состоянии изменяется от 33 до 42°; под водой он снижается до 24—36°.

В некоторых местах (в частности, по правобережью р. Оби) флювиогляциальные и моренные отложения перекрыты озерно-аллювиальными отложениями зырянского времени (мощностью от 2—3 до 10—12 м), верхняя часть которых облессована. Исследованиями А. В. Минервина и др. (1959) установлено, что среди них преобладают легкие и средние лёссовидные суглинки (по классификации С. С. Морозова). Естественная влажность их на хорошо дренированных участках изменяется от 13 до 22%. Удельный вес этих отложений равен 2,69—2,77 г/см³; объемный вес 1,61—1,93 г/см³; пористость 48—54%, а коэф-

фициент пористости 0,95—1,10. Верхний предел пластичности лёссовидных суглинков равен 19—28%, нижний 15—20%, число пластичности 4—8. На хорошо дренированных участках по берегам рек они находятся в твердой и полутвердой консистенциях, на остальной территории — в пластичной консистенции. Угол внутреннего трения изменяется от 18 до 29° в зависимости от влажности и плотности породы, сцепление 0,1—0,6 кГ/см². Описываемые породы являются среднесжимаемыми грунтами (коэффициент сжимаемости равен 0,02—0,09 см²/кГ в интервале нагрузок 0—2 кГ/см²). Среди них встречаются грунты, дающие дополнительную осадку под нагрузкой при увлажнении (i_m при нагрузке 3 кГ/см² достигает 0,03—0,4). Наиболее хорошо это свойство выражено у грунтов, залегающих на хорошо дренированных участках и имеющих вследствие этого небольшую влажность.

Все охарактеризованные выше типы четвертичных отложений слагают поверхностные формы рельефа на междуречных пространствах в ледниковой зоне Западно-Сибирской низменности.

В пределах описываемой области большая часть междуречных пространств приподнята на 100—200 м над уровнем моря. Наиболее высокие абсолютные отметки приурочены к северной части возвышенности Люлин-Вор (301 м). Несколько меньшие абсолютные отметки (более 200 м) характерны для восточной части области (междуречье рек Таз, Елогуй, Вах, Сым), для Верхне-Волинских, Средне-Сосьвинских, Сибирских Увалов и Кондо-Сосьвинского водораздела.

Все основные формы рельефа созданы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляцией самаровского и зырянского ледников. Для области характерен своеобразный холмисто-увалистый и полого-увалистый, а местами плоский рельеф. Основные неровности междуречных пространств связаны главным образом с неравномерным накоплением моренного песчано-гравийного и песчаного материала. В краевых частях области, прилегающих к Уралу и Средне-Сибирскому плоскогорью, эти формы рельефа сравнительно хорошо выражены; кроме того, здесь встречаются озы, камы и зандры. В центральной части области эти типично ледниковые формы встречаются крайне редко (Воскресенский, 1962).

Изменения высот на междуречных пространствах происходят очень постепенно. Моренные гряды и холмы имеют высоту 10—15 м, редко достигая 30—40 м. Они имеют мягкие и сглаженные очертания и плавно сопрягаются между собой разделяющими их межморенными, обычно заболоченными, пространствами.

Первичный холмисто-увалистый рельеф сохранился на участках, удаленных от речных долин. Вблизи их и на возвышенных междуречьях он сохранился слабо из-за эрозионного расчленения территории. В таких районах широко развита овражно-балочная сеть, местами рельеф резко холмистый. Наиболее расчлененный рельеф приурочен к районам, испытавшим в конце плейстоцена — голоцена устойчивые поднятия, в то время как плоские, заболоченные участки — к районам опусканий.

На плоских участках междуречных пространств и в межгрядовых впадинах развиты болота. Среди них преобладают проходимые и труднопроходимые болота; непроходимые болота встречаются крайне редко. На этих участках развиты болотные отложения, представленные суглинками и супесями, обогащенными органическим веществом и торфом. Последний залегает в верхних частях разреза. Мощность болотных отложений обычно не превышает 2 м, но в некоторых случаях глубина болот достигает 5—6 м. Болотные отложения, являющиеся водонасыщенными и чрезвычайно сильносжимаемыми грунтами, по своим свойствам не отличаются от аналогичных по генезису образований, широко

развитых в приледниковой зоне и охарактеризованных при описании этой области.

Речные долины, пересекающие данную область, врезаны довольно глубоко: врез крупных рек достигает 60—70 м по отношению к прилегающим частям междуречных пространств. Днища долин обычно широкие, заболоченные, от междуречных плато они отделены четким уступом, который лишь в слабой степени сглажен делювием или рассечен эрозионными ложбинами. Прилегающие к речным долинам ледниковые равнины обычно расчленены мелкими притоками и овражной сетью, хорошо дренированы, и здесь не наблюдается заболоченных территорий.

В пределах этой области проходит южная граница развития многолетнемерзлых пород. Севернее этой линии распространена двуслойная толща многолетнемерзлых пород, южнее встречаются глубоко залегающие реликтовые многолетнемерзлые породы (Баулин, 1962; Очерки региональной и исторической криологии, 1962). Минеральные и органо-генные мерзлые породы верхнего слоя развиты преимущественно в виде крупных островов. Лишь на самом севере области многолетнемерзлые породы имеют почти сплошное распространение и мощность до 300 м.

Глубина сезонного промерзания талых грунтов в зависимости от их состава, влажности, мощности снегового покрова и характера растительности меняется от 1,0 до 2,5 м. На участках, лишенных растительного покрова, глубина сезонного промерзания достигает 3,0—3,5 м. Необходимо отметить, что в южной части этой области встречаются перелетки, которые отмечаются как в естественных условиях, так и на обжитых участках (при удалении растительного покрова).

Глубина сезонного протаивания мерзлых пород под моховым покровом на суглинистых грунтах составляет 0,3—0,5 м; на песчаных грунтах 0,7—0,8 м. При отсутствии мохового покрова глубина сезонного протаивания указанных разностей грунтов изменяется от 0,8 до 2,5 м.

В пределах рассматриваемой территории речные долины дренируют подземные воды, заключенные в юрских, меловых, палеогеновых и четвертичных отложениях. Наибольшее значение с инженерно-геологической точки зрения имеют воды флювиогляциальных отложений, так как этот водоносный горизонт является первым от дневной поверхности.

Водно-ледниковый комплекс представлен в основном песчаными отложениями, что создает благоприятные условия для питания и дренирования подземных вод, содержащихся в них. Воды этого горизонта обладают свободной поверхностью, которая в известной мере повторяет рельеф местности и осложняется поверхностными водотоками. Депрессионные кривые понижаются в сторону многочисленных мелких рек, прорезающих водораздельные пространства и служащих очагами разгрузки водно-ледникового водоносного горизонта. Глубина залегания подземных вод изменяется от 1—2 до 25 м, причем наибольшая глубина залегания (10—25 м) отмечается на сильнопересеченных участках, особенно вблизи крупных речных долин. Наименьшая глубина залегания подземных вод (0—1 м) характерна для плоских заболоченных территорий, удаленных от крупных рек.

Воды флювиогляциального водоносного горизонта являются ультрапресными: минерализация их равна 0,1—0,5 г/л. По составу подземные воды относятся к гидрокарбонатным натриевым и кальциевым. Водобильность водоносного горизонта измеряется величинами 0,5—5,0 л/сек, причем в летнее время расход источников, скважин и колодцев увеличивается, а зимой — резко сокращается (до 0,5—1,0 л/сек).

Ледниковые отложения, развитые в пределах области, в целом являются водоупором, однако в их толще встречаются гнезда и линзы

песчаного и песчано-гравийного материала, содержащего воды. Эти линзы и гнезда, представляющие собой спорадически распространенный водоносный комплекс, содержат подземные воды обычно напорные, имеющие дебиты 0,7—2,5 л/сек и минерализацию 0,1—0,5 г/л. По типу они относятся к гидрокарбонатным натриевым и кальциевым.

Подземные воды, заключенные в юрских, меловых и палеогеновых отложениях, гидравлически связаны с вышеописанными. В зоне интенсивного водообмена они также являются ультрапресными (минерализация их до 0,5 г/л). По типу они относятся к гидрокарбонатным кальциевым. Эти воды обычно обладают напором.

Подземные воды описываемой области не обладают выщелачивающей, сульфатной и магниевой агрессивностью. Для них характерна лишь слабая общекислотная агрессивность. Углекислотная агрессивность вод не изучена.

В заключение остановимся на развитых в пределах данной области геологических явлениях.

В северной половине области широко развиты мерзлотные явления, среди которых наиболее распространены термокарст и бугры пучения (Баулин, 1962; Воскресенский, 1962; Западная Сибирь, 1963). Они создают своеобразный бугристо-западинный микрорельеф. Близкое к поверхности залегание мерзлых пород, слаборасчлененный рельеф, большое количество осадков и другие факторы обусловили сильную заболоченность территории, что, безусловно, создаст большие трудности для освоения данной территории.

Эрозионные процессы развиты очень слабо. Исключением являются участки, прилегающие к речным долинам. Здесь русла рек подмывают склоны ледниковых плато, в результате чего на них происходят оползни, обвально-осыпные явления и развиваются овраги (Герасимова, 1959, 1959а). Наиболее крупные оползни отмечаются на правом берегу р. Оби от устья р. Иртыш до пос. Перегребное, где на протяжении нескольких километров непрерывно тянутся оползневые склоны.

Приведенный материал показывает, что основными особенностями описываемой области с точки зрения промышленного, гражданского и дорожного строительства являются:

- 1) относительно ровный, холмисто-увалистый и полого-увалистый рельеф;
- 2) широкое развитие плотных моренных и песчаных флювиогляциальных образований, которые могут быть надежным основанием для промышленных и гражданских сооружений;
- 3) наличие многолетнемерзлых пород, залегающих непосредственно у дневной поверхности в северной половине области;
- 4) развитие в отдельных местах лёссовых пород, венчающих разрез грунтовой толщи, некоторые разности из которых дают значительные дополнительные осадки под нагрузкой при замачивании;
- 5) широкое развитие сильносжимаемых болотных отложений в понижениях рельефа.

Все эти факторы необходимо учитывать при строительстве в данной области.

Область плоских приледниковых озерно-аллювиальных среднеплейстоценовых равнин (В)

Эта область занимает центральную часть Западно-Сибирской низменности и расположена южнее описанной выше. В ее пределах породы коренной основы выходят на дневную поверхность лишь в западной и восточной частях.

В Приуральской части низменности, в долинах рек Лозьвы и Пелыма, отмечаются выходы эоценовых опок и диатомитов (верхняя часть разреза кремнисто-глауконитовой формации) и верхнеэоцен-нижнеолигоценовых жирных сизых глин чеганской свиты, которые слагают терригенную формацию альпийского осадочного цикла. В восточной части по долинам рек Тым и Енисей обнажаются породы верхнего мела, представленные уплотненными каолинизированными песками. Породы коренной основы перекрыты мощной толщей рыхлых олигоценовых и четвертичных отложений. Среди последних наиболее широко в пределах описываемой области развиты озерно-аллювиальные отложения эпохи максимального оледенения. Последние, имеющие мощность до 20 м, слагают все междуречные пространства и представлены пылеватыми суглинками и супесями серовато-бурого, серовато-зеленоватого и серовато-палевого цвета. Местами в них отмечаются линзы и прослои песчаного материала, иногда встречаются глины. Среди этих отложений наиболее распространены суглинки, особенно средние. Для всех разностей характерно*: 1) отсутствие частиц крупнее 0,5 мм; 2) большое содержание тонкопесчаной и пылеватой фракции (иногда до 70%); 3) значительное количество глинистых частиц (9—39%).

На хорошо дренированных участках описываемые отложения имеют ясно выраженные черты лёссовых пород (пылеватый состав, серовато-палевый цвет, способность держать вертикальные стенки, наличие столбчатой отдельности в верхней части обнажения, макропористость и др.). В условиях естественного залегания все разности этих отложений находятся в агрегированном состоянии. В связи с этим при микроагрегатном анализе выход глинистых частиц обычно не превышает 2—4%. Это свидетельствует о прочной микроструктуре пород.

Минералогический состав озерно-аллювиальных отложений довольно однороден. Песчаные и крупнопылеватые их фракции почти нацело (99,5—100%) состоят из минералов легкой фракции, среди которых отмечены кварц, полевые шпаты, слюда, графит и кальцит, причем первые из названных минералов составляют 90—95% фракции. Тяжелые минералы обычно встречаются в виде единичных зерен. Глинистая фракция этих отложений представлена в основном гидрослюдами и монтмориллонитом. Гидрослюды изометрично пластинчатые или удлиненной формы, с четкими или слегка размытыми контурами, дисперсность их различна. Частицы монтмориллонита, как правило, имеют неясные, размытые контуры. В незначительном количестве в этих породах встречается каолинит, галлуазит, гидрогётит, магнезиальные силикаты и органическое вещество.

Озерно-аллювиальные отложения содержат небольшое количество водорастворимых солей и гипса, общее содержание которых обычно не превышает 0,1—0,2%. Карбонаты содержатся в небольших количествах — от 0,1 до 5%.

Естественная влажность описываемых отложений изменяется от 10 до 32—35%, степень влажности от 0,3 до 1. Наименее влажными (влажность меньше 20%) являются грунты, расположенные по берегам рек. По мере удаления от местных дрен влажность пород резко возрастает и достигает максимального значения. Удельный вес этих отложений колеблется в пределах 2,63—2,76 г/см³, при среднем значении 2,70 г/см³. Объемный вес озерно-аллювиальных отложений равен 1,50—2,00 г/см³, объемный вес скелета 1,30—1,72 г/см³ (наиболее часто встречающееся

* Характеристика состава и свойств отложений приводится по результатам исследований, проведенных геологическим факультетом Московского университета в западной и центральной частях области.

значение $1,40\text{--}1,50 \text{ г/см}^3$). Пористость отложений изменяется от 37 до 53%; обычно она несколько превышает 45%.

Число пластичности озерно-аллювиальных отложений в зависимости от их состава колеблется от 3,0 до 25, при влажности верхнего предела 20—46%; величина нижнего предела изменяется от 13 до 32%. В условиях естественного залегания грунты находятся в твердой или, чаще, полутвердой и пластичной консистенции.

Для всех озерно-аллювиальных отложений характерна низкая водопрочность. Образцы, отобранные из расчисток, в большинстве случаев размокают в воде очень быстро, а воздушно-сухие куски пород часто буквально «расплываются» на глазах в бесформенную массу. Слабая водопрочность пород определяет легкую их размываемость, и, как следствие этого, в них при соответствующих условиях быстро развиваются промоины и овраги. Эти эрозионные формы в большом количестве встречаются на правом берегу р. Иртыша (например, в районе г. Тобольска, поселков Ново-Никольское, Абалак и др.).

Озерно-аллювиальные отложения относятся к повышено-сжимаемым грунтам (по классификации Н. Н. Маслова). Коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок $0\text{--}2 \text{ кг/см}^2$ изменяется от 0,011 до 0,08 $\text{см}^2/\text{кг}$, в интервале нагрузок $2\text{--}4$ и $4\text{--}6 \text{ кг/см}^2$ изменяется соответственно в пределах 0,017—0,085 и 0,014—0,044 $\text{см}^2/\text{кг}$.

На большей части описываемой территории озерно-аллювиальные отложения являются непросадочными грунтами. Лишь на хорошо дренированных участках, где породы имеют небольшую влажность и значительно изменены процессами облёсывания, встречаются просадочные разности. Так, величина коэффициента относительной просадочности грунтов, отобранных из глубоких расчисток в обнажениях и шурфов, при бытовой нагрузке обычно не превышает 0,005—0,007; при нагрузке 3 кг/см^2 значение этого показателя изменяется в пределах 0—0,066, причем наиболее часто 0,01—0,02.

Соппротивление сдвигу* описываемых отложений характеризуется следующими показателями: угол внутреннего трения в зависимости от состава и влажности грунтов изменяется от 12 до 34° (наиболее часто встречаются значения 18—22°), сцепление от 0,12 до 0,60 кг/см^2 .

Охарактеризованные выше озерно-аллювиальные отложения подстилаются аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями тобольского горизонта, которые обнажаются в долинах крупных рек (Обь, Иртыш, Юган и др.) и имеют мощность до 30 м. Они представлены песчаными и глинистыми образованиями. Среди песков преобладают мелкие и пылеватые разности (СН и ПП-Б. 1-62). Для первых характерно преобладание мелкой фракции (0,25—0,1 мм), содержание которой колеблется от 50 до 97%. В пылеватых песках преобладают частицы 0,25—0,05 мм, содержание пыли в них не превышает 15%. Среди глинистых образований встречаются легкие, средние и тяжелые суглинки и глины, причем преобладают суглинистые разности. Для суглинков характерно высокое содержание крупной пыли — обычно более 50%; содержание глинистых частиц в них равно 7—23%. Глины характеризуются отсутствием частиц крупнее 0,1 мм и высоким содержанием глинистой фракции — 48—63%. По минералогическому составу они близки к вышеописанным озерно-аллювиальным образованиям.

Естественная влажность песков изменяется от 4 до 20%, в суглинках она возрастает до 36—37%. Степень влажности на приречных уча-

* Определения выполнены для 30 монолитных образцов по методике быстрого сдвига без предварительного уплотнения образцов

стках изменяется от 0,18 до 0,95%, на некотором удалении от рек они могут быть водонасыщенными.

Удельный вес песков равен 2,64—2,70 г/см³, их плотность при ненарушенном сложении и естественной влажности 1,53—1,74 г/см³, объемный вес скелета 1,42—1,63 г/см³. Пористость их в природных условиях равна 39—47%, при рыхлом сложении она возрастает до 46—54%, при плотном уменьшается до 35—41%. В условиях естественного залегания пески находятся обычно в среднем по плотности слоении. Коэффициент фильтрации пылеватых разностей достигает 2,2 м/сутки, а у мелких равен 2,3—14,6 м/сутки.

Суглинки и глины, находящиеся в естественных условиях в пластичной консистенции, являются слабо- или повышенносжимаемыми грунтами (коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок 0—2 кг/см² не превышает 0,014 см²/кг).

Основные формы рельефа описываемой области сформировались, по-видимому, в эпоху максимального оледенения. В то время в приледниковой зоне Западно-Сибирской низменности существовала система огромных по своим размерам слабопроточных бассейнов озерно-аллювиального типа, в пределах которых формировались пылеватые, тонкослоистые отложения, сnivelировавшие все основные неровности доледникового рельефа. Поэтому для описываемой области характерен очень плоский, монотонный рельеф.

Абсолютные отметки поверхности водоразделов в западной и центральной частях низменности обычно не превышают 100—110 м, и лишь отдельные небольшие участки достигают 120 м. В восточной части, на междуречье Оби и Енисея, абсолютные отметки несколько выше; здесь самые высокие части междуречных плато приподняты на 160—170 м, что, очевидно, связано с положительными неотектоническими движениями, проявившимися в новейшее время (Богдашев [и др.], 1961). Высотные отметки водораздельных пространств изменяются постепенно. Особенно плоски и почти горизонтальны междуречья Тавды и Конды, Иртыша, Васюгана и Оби. Междуречье Оби и Енисея также характеризуется плоским, но уже более расчлененным рельефом. Местами встречаются участки с плоско-холмистым рельефом. Кроме того, поверхность озерно-аллювиальных равнин здесь прорезается в юго-западном направлении древними лощинами стока, которые прослеживаются из бассейна р. Сыма в бассейны рек Тыма, Пайдугина и Кети, а из бассейна р. Каса в бассейн р. Кети. Поверхность их представляет собой плоскую, сильнозаболоченную равнину с абсолютными отметками 90—130 м, осложненную гривами высотой от 0,5 до 5 м, шириной 100—500 м и длиной 2 км и более, ориентированных согласно общей ориентировке ложин стока (Богдашев [и др.], 1961).

В пределах описываемой области все междуречные пространства сильно заболочены. Здесь преобладают болота верхового и переходного типов. Они представляют собой выпуклые грядово-мочажинные болота с многометровой (до 6—8 м) толщиной малоразложившегося сфагнового торфа, с небольшой примесью других торфообразователей. Для выпуклых торфяников характерны следующие особенности: 1) очень большая выпуклость (наибольшее превышение середины болота над краями иногда достигает 10 м), 2) наличие хорошо развитого слабоволнистого центрального плато; 3) большая мощность торфа; 4) малая степень разложения торфа; 5) обилие вторичных озер и др. (Западная Сибирь, 1963). Болота низинного типа встречаются реже. Большинство болот этой области является трудно- и непроходимыми.

Болотные отложения, представленные в основном торфом, широко развиты на поверхности междуречных пространств. Разложенность тор-

фов изменяется от 20 до 60%, причем наиболее часто эта величина равна 35—45%. Влажность торфа в зависимости от условий его залегания изменяется от 50 до 1000%. Все разности торфов являются сильно-носжимаемыми грунтами. Модуль осадки торфов при нагрузке $0,5 \text{ кг/см}^2$ равен 300—400 мм/м, а при нагрузке $1,0 \text{ кг/см}^2$ возрастает до 420—520 мм/м, что соответствует осадке 42—52%. Все разности болотных отложений являются крайне неблагоприятными в инженерно-геологическом отношении.

Речные долины, пересекающие данную область, характеризуются исключительной разработанностью. Например, ширина долины Иртыша достигает 120—130 км, долины Оби 75—80 км. Реки, берущие начало в этой области (Юган, Демьянка и др.), имеют также широкую долину — до 20—30 км. Глубина вреза наиболее крупных рек достигает 40—50 м по отношению к прилегающим участкам водораздельных пространств. Врез притоков этих рек гораздо меньше и сильно уменьшается вверх по течению. Русло рек очень извилистое и на некоторых участках перемещается в половодье вследствие интенсивной боковой эрозии. В долинах рек развиты поймы и две-три надпойменные террасы.

Глубина сезонного промерзания грунтов в пределах описываемой области в зависимости от состава, влажности пород и растительного покрова изменяется от 1,0 до 2,5—3,0 м.

Речные долины дренируют подземные воды, заключенные в юрских, меловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложениях. Первый от поверхности водоносный горизонт приурочен к среднеплейстоценовым отложениям. Воды этого горизонта ввиду отсутствия выдержанного водоупора в западной части области гидравлически связаны с подземными водами, заключенными в палеоцен-эоценовых отложениях, в центральных частях — с водами средне-верхнеолигоценовых отложений, на востоке — с водами верхнемеловых отложений, а на юге — с водами неогеновых образований.

Подземные воды среднеплейстоценовых отложений, заключенные в песчаных и супесчано-суглинистых породах тобольского и самаровского горизонтов, имеют свободную поверхность. Изредка они обладают слабым напором (от 4 до 10 м). Глубина залегания подземных вод данного водоносного горизонта на удаленных от русел рек междуречьях изменяется от 0,5 до 5 м. Вдоль русел рек, а также на участках, интенсивно расчлененных эрозионной сетью, глубина залегания подземных вод увеличивается до 10—25 м.

Водообильность этого водоносного горизонта в связи с тонким составом водовмещающих пород невелика. Обычно удельные дебиты составляют сотые доли литра в секунду; наибольшие значения достигают 0,01—0,24 л/сек.

Минерализация подземных вод на большей части описываемой области не превышает $0,5 \text{ г/л}$. По составу воды гидрокарбонатные кальциевые. Лишь на самом юге области (левобережье Иртыша и др.) минерализация подземных вод возрастает до 2—3 г/л. Химический состав вод здесь более пестрый: встречаются хлоридные магниевые и кальциевые, гидрокарбонатные натриевые и магниевые и другие воды. Агрессивные воды среди них встречаются редко.

В пределах описываемой области благодаря плоскому характеру рельефа, залесенности, заболоченности и большому количеству озер интенсивность современных экзогенных процессов незначительная. Плоские, ровные пространства, малые уклоны и скорости течения водотоков почти исключают развитие эрозионных процессов в долинах мелких рек и на междуречьях. Исключение в этом отношении представляют участки приледниковых равнин, непосредственно прилегающие к руслам

крупных водотоков. Наиболее характерным примером является правобережье Иртыша. Здесь на участках, сильноподмываемых руслом реки, развиты крупные оползни-блоки (например, в районе г. Тобольска, поселков Надцы, Миссия, Горная Суббота, Горно-Филинское, Чембакчино, Цингалы, Семейка).

По-видимому, основной причиной образования этих оползней является уменьшение прочности пород в результате изменения консистенции пород при увлажнении и суффозионного выноса песчаных и пылеватых частиц подземными водами, пластовые выходы которых отмечаются в нижней части разреза приледниковых плато (Герасимова, 1959, 1959а, 1960). Помимо оползней на этих же участках отмечаются обвальнo-осыпные явления. Особенно интенсивно обваливаются столбчатые отдельности верхней облёссованной толщи озерно-аллювиальных отложений, так как трещины выветривания нарушают монолитность пород и ослабляют прочность массива в целом. Здесь же, на подмываемых склонах интенсивно развиваются молодые, растущие овраги; они глубокие, склоны их крутые, обнаженные. В глубь склона овраги врезаются незначительно.

Краткие сведения, приведенные выше, показывают, что основными инженерно-геологическими особенностями области являются: 1) исключительно плоский ровный рельеф; 2) широкое развитие тонкодисперсных, пылеватых озерно-аллювиальных отложений, слагающих междуречные пространства с поверхности. Они являются повышенно сжимаемыми грунтами; некоторые их разности дают дополнительную осадку под нагрузкой при замачивании; 3) очень сильная заболоченность территории; 4) слабое развитие эрозийных процессов, за исключением участков, прилегающих к руслам крупных рек.

Область плоских грядово-лощинных аллювиальных плейстоценовых равнин (Г)

Эта область вытянута в виде широкой полосы меридионального направления. Ее северная часть расположена юго-западнее области (В), а южная часть от Павлодара до границ региона примыкает к правобережным террасам Иртыша.

На территории данной области широко развиты нижне-среднеплейстоценовые отложения и перекрывающие их на юге и юго-востоке средне-верхнеплейстоценовые отложения.

Нижне-среднеплейстоценовые отложения представлены аллювиальными отложениями. На территории данной области они подразделяются на две свиты: чановскую — на севере области и кулундинскую — на юге.

Отложения чановской свиты развиты в пределах Барабинской степи. Эта свита представлена песками с линзами и прослоями суглинков. Пески мелкозернистые серого, светло-серого и белого цвета; кварцевые, хорошо отмытые. Отмечается горизонтальная и косая слоистость. Пески содержат прослой и линзы серых, синевато-серых и зеленовато-серых суглинков и редкие небольшие линзы растительного детрита. Встречаются редкие включения гальки и линзочки более тонкозернистых песков и гравия. Увеличение крупности материала идет по мере продвижения с юга на север. В этом же направлении увеличивается мощность отложений, которая изменяется от 10 до 20 м. Отложения свиты залегают в широких долинах и на равнинных «разливах» местами в узких потребенных руслах.

В южных районах отложения нижнего — среднего плейстоцена представлены кулундинской свитой. Кулундинская свита сложена раз-

нозернистыми гравелистыми песками с прослоями суглинков и глин. Наибольшей мощности (до 40 м) отложения этой свиты достигают в центральной части Кулундинской впадины. К периферии впадины мощность кулундинской свиты уменьшается до 8 м.

Аллювиальные ниже-среднеплейстоценовые отложения кулундинской и чановской свит перекрываются в южной и юго-восточной частях выделяемой области озерно-аллювиальными отложениями средне-верхнеплейстоценового времени (касмалинская и карасукская свиты).

В юго-восточной части Барабинской низменности эти отложения представлены карасукской свитой. Отложения этой свиты представлены желто-бурыми песками, иловатыми, тонкозернистыми и пылеватыми супесями и суглинками общей мощностью до 20 м.

По данным Омского облпроекта, супеси карасукской свиты характеризуются следующими показателями: максимальная влажность до 17%, объемный вес 1,85—2,1 г/см³, коэффициент пористости изменяется от 0,48 до 0,64. Испытания на сжатие показали, что супеси обладают повышенной сжимаемостью. В интервале нагрузок от 0 до 2 кг/см² коэффициент сжимаемости a изменяется от 0,01 до 0,04 см²/кг.

Для суглинков карасукской свиты характерны следующие физико-механические показатели: максимальная естественная влажность 12%; объемный вес изменяется от 1,8 до 2,0 г/см³; коэффициент пористости достигает 0,7. Испытания на просадочность (замачивание при 3 кг/см²) показали, что часть лёссовидных суглинков на повышенных участках является просадочной ($i_m = 0,022—0,026$).

Касмалинская свита перекрывает веерообразным чехлом отложения кулундинской свиты в южной части выделяемой области.

Отложения этой свиты представлены пылеватыми песками, супесями и суглинками, перекрытыми часто на поверхности эоловыми песками, залегающими в виде дюн и гряд.

По данным И. Г. Ермакова и В. И. Шарова, пески этой свиты имеют следующие характеристики: пески полимиктовые, редко карбонатизированные, в крупных фракциях преобладает кварц, содержание которого достигает 60—80%. Песок пылеватый, частиц более 0,1 мм меньше 75%. Среднее значение удельного веса 2,70 г/см³. Коэффициент пористости изменяется в пределах 0,48—0,93, наиболее часто встречающиеся значения 0,60—0,75.

Модуль деформации в зависимости от коэффициента пористости изменяется от 60 см²/кг при коэффициенте пористости 0,85 до 220 см²/кг при коэффициенте пористости 0,42.

Мощность отложений касмалинской свиты на территории данной области достигает 40 м.

Речные долины рек Омь, Карасук, Бурла, Кулунда и оз. Чаны дренируют водоносные горизонты чановской, кулундинской, карасукской и касмалинской свит.

На севере выделяемой области глубина залегания первого от поверхности водоносного горизонта, приуроченного к отложениям чановской свиты, колеблется в пределах 2—15 м. Отмечается тесная связь водоносного горизонта этой свиты с поверхностными водами ряда расположенных здесь озер (Подземные воды юга Зап.-Сиб. низ-ти и условия их формирования, 1961).

Воды преимущественно пресные, гидрокарбонатные, с сухим остатком до 1 г/л. Дебит при понижении на 10 м меняется в среднем в различных скважинах от 0,05 до 1 л/сек.

В юго-западной части выделяемой области воды первого водоносного горизонта приурочены к отложениям кулундинской свиты. Пески

этой свиты всюду обводнены. Водоносный горизонт кулундинской свиты безнапорный. Грунтовые воды залегают на глубине 3—10 м. Водоупором для них служат неогеновые глины. Средний дебит скважины 2—5 л/сек. Минерализация вод обычно до 1 г/л; это преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды. Гидрогеологами, изучавшими воды кулундинской свиты, отмечается повышенная минерализация около соленых озер и в крупных понижениях (до 5 г/л и более), там же отмечается значительная сульфатная агрессивность.

На территории, где ниже-среднеплейстоценовые аллювиальные отложения перекрываются средне-верхнеплейстоценовыми отложениями озерно-аллювиального генезиса, первый от поверхности водоносный горизонт приурочен к более молодым осадкам.

Грунтовые воды в этих отложениях вскрываются на глубине 3—10 м в Барабинской степи и на глубине 2—5 м — в Кулундинской степи. Воды в основном пресные, с минерализацией до 1 г/л, гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатные кальциевые. На юге области для вод этих отложений в районе нижнего течения крупных рек отмечается повышенная минерализация (до 3 г/л).

Описываемая область занимает Барабинскую и Кулундинскую степи, абсолютные отметки которых колеблются от 110 до 150 м.

Самой крупной рекой области является р. Омь, впадающая в р. Иртыш и располагающаяся в северной части области.

Для рельефа области характерно широкое развитие грив, перемежающихся с рядом почти параллельных речек, текущих с северо-востока на юго-запад и впадающих во внутренние озера. Наиболее ярко выражен гривный рельеф в северо-восточной части выделяемой области. Гривы достигают 20 км длины при ширине 1 км и высоте до 10 м. Они похожи по внешнему виду на гривы области плоских палеогеновых равнин.

Большинство исследователей этой территории (И. П. Герасимов, В. И. Громов, В. А. Николаев, Б. Ф. Петров) приписывают этим гривам эрозионно-аккумулятивное происхождение.

Для озер и болот, развитых в межгривных понижениях и впадинах, характерны низкие отлогие берега, в связи с чем процессы эрозии здесь развиты очень слабо. В настоящее время отмечается зарастание озер и превращение их в болота.

Центральная часть юга области занята крупными озерными впадинами (озера Бурлинское, Кулундинское). В отдельных районах встречаются дюны.

Для южной части области следует отметить наличие лёссовидных отложений (район Кулунды). Гривный рельеф и летние дождевые потоки способствуют возникновению овражной сети в легкоразмываемых лёссовых породах.

Для данной области можно выделить следующие инженерно-геологические особенности.

1. Основанием инженерных сооружений в основном будут служить песчаные и супесчаные аллювиально-озерные отложения четвертичного возраста, обладающие повышенной сжимаемостью.

2. В районе Кулунды естественным основанием могут служить тёссовидные суглинки, обладающие просадочностью.

3. Существование гривного рельефа в северо-восточной части области и значительная заболоченность той же территории.

4. Неглубокое (3—15 м) залегание грунтовых вод. Значительный дебит водозаборов до 5 л/сек.

Область грядово-увалисто-лощинных предгорных среднеплейстоценовых равнин (Д)

Эта область находится на самом юге Западно-Сибирской низменности.

В геологическом строении этой области принимают участие неогеновые и плестойценовые отложения, мощность которых обычно превышает 100 м.

Наиболее широко развиты среднеплейстоценовые отложения сложного генезиса (краснодубровская свита). Генезис этих отложений до сих пор окончательно не выяснен.

Отложения краснодубровской свиты представлены мощной толщей макропористых лёссовидных суглинков с редкими прослоями песков и супесей. В толще лёссовидных суглинков встречаются горизонты погребенных почв. С запада на восток происходит опесчанивание толщи — количество и мощность песчаных пачек в толще суглинков увеличивается. На высоких водораздельных увалах мощность отложений краснодубровской свиты достигает 140 м.

Лёссовидные суглинки краснодубровской свиты имеют следующие физико-механические свойства: естественная влажность изменяется в пределах от 11 до 29%; объемный вес от 1,6 до 1,85 г/см³; коэффициент пористости от 0,75 до 0,98. По данным лаборатории Омского обл. проекта, суглинки обладают значительной сжимаемостью: при нагрузке от 0 до 2 кг/см² α изменяется от 0,02 см²/кг до 0,08 см²/кг, т. е. суглинки, по классификации Н. Н. Маслова, обладают повышенной сжимаемостью.

Испытания на просадочность показали, что коэффициент просадочности изменялся в пределах 0,01—0,09, причем просадочностью более 0,02 обладают свыше 50% испытанных образцов.

Древние лощины стока выполнены средне-верхнеплейстоценовыми отложениями касмалинской свиты, представленными аллювиальной песчаной толщей, мощность которой колеблется от 10 до 20 м. Физико-механические исследования отложений этой свиты не проводились.

Отложения краснодубровской и касмалинской свит подстилаются озерно-аллювиальными плиоцен-нижнеплейстоценовыми образованиями (кочковская свита), выходы которых на дневную поверхность отмечаются в урзах небольших рек.

Водоносный горизонт краснодубровской свиты приурочен к песчаным и супесчаным прослоям и линзам. Грунтовые воды залегают на глубине от 3—10 до 30 м. Мощность водоносного горизонта изменяется от 2 до 28 м. Воды безнапорные или слабонапорные. Статические уровни на высоких участках устанавливаются на глубине 2—15 м. Режим воды находится в зависимости от атмосферных осадков. Дебит скважин колеблется от 0,03 до 1,4 л/сек. Часто воды дренируются долинами рек и оврагами и выходят на поверхность в виде родников с дебитом 0,2—2,0 л/сек.

Воды краснодубровской свиты обычно пресные, гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0,3 до 0,5 г/л, редко до 3 г/л. Подземный сток грунтовых вод направлен от водораздельных участков к долинам древнего стока.

К пескам касмалинской свиты приурочен довольно водообильный горизонт грунтовых вод с дебитом отдельных скважин до 3,0 л/сек. Глубина залегания грунтовых вод колеблется от 2 до 5 м. Воды обычно пресные с минерализацией до 1 г/л, иногда до 3 г/л, гидрокарбонатные кальциевые или гидрокарбонатные натриевые.

Характерной особенностью рассматриваемой области является четкая юго-западная направленность и прямолинейность отдельных ее форм. Монолитный степной массив, слабонаклоненный на юго-запад, как бы изрезан на отдельные блоки, параллельные друг другу и простирающиеся в юго-западном направлении. К поверхностям развитых здесь гряд приурочены суффозионные овраги и мелкие долинки. Высота водораздельных гряд колеблется в пределах от 130—150 до 300—320 м, снижаясь постепенно к юго-западу. Средняя ширина 20—25 м. Крутизна склонов гряд не превышает 2—4°.

Следует отметить, что в пределах правобережья р. Оби территория данной области имеет более расчлененный рельеф, чем на левобережье. Поверхность гряд холмисто-увалистая, местами холмистая. Овражно-балочная сеть отличается значительной густотой. Широко развиты крутостенные, быстро растущие овраги, образующиеся в лёссовидных суглинках и супесях красnodубровской свиты. Крутизна склонов таких оврагов достигает 70—85—90°, средняя их крутизна 60—65°. Максимальная глубина вреза оврагов 46—60 м, но чаще 6—8 м. Поперечный профиль оврагов каньонообразный. Днища не шире 20—30 м. Длина оврагов до 3 км. Овраги в песчаных отложениях красnodубровской свиты более выположены (10—15°) и имеют меньшую глубину вреза (2—4 м).

Реже встречаются балки длиной до 4 км. Глубина вреза их достигает 25 м. Ширина днища балок 100—150 м. У большинства оврагов и балок отмечается заболачивание днищ. По склонам крупных оврагов и балок отмечаются оползни и обвалы.

Описанные овраги и балки имеют эрозийное происхождение. Роль суффозионных процессов в их образовании очень незначительна (Трепетцов, 1958, 1962).

Рельеф выделяемой области на левобережье Оби резко отличается от вышеописанного. Основной чертой рельефа является исключительная выровненность. Овражно-балочная сеть имеет слабое развитие. Основными формами рельефа являются суффозионные формы: западины (поды), блюдца, озерные ванны. Несколько отличным является рельеф в ложбинах древнего стока. Здесь развиты эоловые и эрозийно-аккумулятивные формы рельефа. Вдоль бортов ложин цепочками тянутся дюны, сложенные мелкозернистыми песками. Дюны имеют подковообразную форму. Протяженность их несколько сотен метров, высота от 3—5 до 10 м, ширина 40—50 м, крутизна склонов 2—5°. Вдоль ложбин протягиваются песчаные валы эолового происхождения, высота их до 10 м. Понижения между валами часто заболочены. В ложбинах часто встречаются озера, являющиеся, очевидно, реликтами древних русел.

Е. В. Трепетцов (1961) отмечает для территории рассматриваемой области большое влияние снежной эрозии в легко размываемых лёссовидных суглинках.

Основными инженерно-геологическими особенностями выделяемой области являются:

- 1) широкое развитие мощной толщи лёссовидных суглинков, большинство из которых обладает просадочными свойствами;
- 2) процессы оврагообразования и суффозионные процессы играют значительную роль в формировании современного рельефа;
- 3) грунтовые воды залегают на глубине 3—10 м, дренируются долинами древнего стока, имеют незначительную минерализацию.

Область плоских озерно-аллювиальных плиоцен-нижнеплейстоценовых равнин (Е)

Эта область расположена в центральной части Западно-Сибирской низменности, где занимает небольшую часть Обь-Иртышского водораздела. Она является останцом древней плиоцен-нижнеплейстоценовой озерно-аллювиальной равнины на территории Западно-Сибирской низменности.

В геологическом строении этой области принимают участие палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения, причем последние сплошным чехлом перекрывают все более древние образования.

Наибольшим распространением в пределах области пользуются озерно-аллювиальные нерасчлененные плиоцен-нижнеплейстоценовые отложения, имеющие мощность 40—50 м, а иногда и 60 м, которые и будут служить естественным основанием для промышленных, гражданских и дорожных сооружений, возводимых на данной территории. Представлены они толщей переслаивания суглинков, глин и супесей зеленовато-серого и темно-серого цвета, мощностью 12—40 м, и песками серыми, зеленовато-серыми, которые обычно залегают в основании разреза. К этим отложениям приурочены прослои растительных остатков и горизонты карбонатных стяжений.

Среди глинистых разностей встречаются легкие, средние и тяжелые глины и суглинки; наиболее распространенными являются легкие глины, а также тяжелые и средние суглинки. Для всех перечисленных разностей характерно: 1) большое содержание пылевой фракции (до 70%) 2) значительное содержание глинистых частиц (8—49%, наиболее часто 23—33%); 3) почти полное отсутствие частиц крупнее 0,5 мм (сотые доли процента). В условиях естественного залегания все эти разности находятся в агрегированном состоянии, поэтому при микроагрегатном анализе выход глинистых частиц очень невелик, не превышает 6—7%, чаще всего 2—4%. Этот факт свидетельствует о прочной микроструктуре отложений.

На хорошо дренированных участках и незаболоченных пространствах озерно-аллювиальные отложения с поверхности подверглись процессу облессования, в результате чего приобрели лёссовый облик. Мощность облессованной толщи обычно не превышает 4 м, а на участках, глубоко рассеченных эрозионными врезами, увеличивается до 12—14 м.

Естественная влажность описываемых отложений колеблется в пределах от 21 до 37%; степень влажности 0,66—0,99. Удельный вес отложений изменяется от 2,64 до 2,80 г/см³, при среднем значении 2,73 г/см³. Объемный вес озерно-аллювиальных отложений равен 1,70—2,00 г/см³, объемный вес скелета 1,42—1,74 г/см³. Пористость отложений изменяется от 38 до 50%, часто встречающиеся значения 42—44%.

Число пластичности этих отложений в зависимости от состава колеблется от 10 до 27 при влажности верхнего предела 32—57%, величина нижнего предела от 16 до 28,8%. В условиях естественного залегания грунты находятся в твердой или, чаще, пластичной консистенции. Озерно-аллювиальные отложения относятся к повышенно- и слабосжимаемым грунтам (по классификации Н. Н. Маслова); коэффициент сжимаемости изменяется от 0,004 до 0,061 см²/кг в интервале нагрузки 0—2 кг/см².

Все описываемые разности озерно-аллювиальных отложений являются непросадочными грунтами и не дают дополнительной осадки под нагрузкой при замачивании.

Показатели сопротивления сдвигу описываемых отложений достаточно высоки. Единичные определения дали следующие результаты: угол внутреннего трения равен $30\text{--}31^\circ$, сцепление $0,16\text{--}0,37 \text{ кг/см}^2$.

Среди песков, залегающих в основании толщи плиоцен-нижнеплейстоценовых отложений, встречаются мелкие и пылеватые разности. Для них характерно: 1) отсутствие частиц крупнее 1 мм (частицы размером $0,5 \text{ мм}$ содержатся в малых количествах — сотые доли процента); 2) большое содержание песчаных частиц — до 92% , в среднем около 60% ; 3) наличие небольшого количества пылеватых и глинистых частиц.

По минералогическому составу пески кварцевые, окатанность песчаных зерен различная, причем преобладают полуокатанные зерна.

Естественная влажность песков на дренированных участках невелика, колеблется в пределах $5\text{--}8\%$, по степени влажности чаще всего они относятся к маловлажным грунтам.

Удельный вес песков постоянен — $2,66 \text{ г/см}^3$. Объемный вес при естественной влажности, определенный для единичных образцов, равен $1,55\text{--}1,63 \text{ г/см}^3$, объемный вес скелета $1,47\text{--}1,52 \text{ г/см}^3$. Пористость песков близка к 45% . Обычно пески находятся в плотном сложении. Водопроницаемость песков в ненарушенном сложении измеряется величинами $14,4\text{--}15,4 \text{ м/сутки}$.

Плиоцен-нижнеплейстоценовые отложения подстилаются породами верхнетуртасской подсвиты, представленными глинами и суглинками с прослоями супесей и песков. В толще этих отложений встречаются прослои лигнитов. Выходы этих отложений отмечаются в долинах рек Уй, Шиш, Туй и Васюган.

Глины коричневатые-серые, по составу легкие, со значительным содержанием фракции $0,05\text{--}0,001 \text{ мм}$ (до 73%). Содержание глинистых частиц достигает $12\text{--}31\%$. Они относятся к классу пластичных и высокопластичных грунтов с числом пластичности $12\text{--}30$. В естественных условиях глины имеют пластичную консистенцию.

Описываемые отложения обладают высокой плотностью, в связи с чем сжимаемость их невелика: в интервале нагрузок от 0 до 2 кг/см^2 коэффициент сжимаемости их равен $0,004 \text{ см}^2/\text{кг}$, т. е. они относятся к слабосжимаемым грунтам (по классификации Н. Н. Маслова). Показатели сопротивления сдвигу этих отложений также высоки: угол внутреннего трения равен 27° , сцепление до $0,5 \text{ кг/см}^2$.

Суглинки, встречающиеся обычно в виде прослоев в глинах, по составу легкие, средние и тяжелые. Во всех разностях наблюдается высокое содержание крупнопылевой (до $40\text{--}67\%$) и глинистой ($7\text{--}21\%$) фракций.

Суглинки относятся к классу пластичных и высокопластичных грунтов (число пластичности изменяется от 15 до 18), в естественных условиях имеют твердую или пластичную консистенцию и характеризуются повышенной сжимаемостью (коэффициент сжимаемости равен $0,03\text{--}0,04 \text{ см}^2/\text{кг}$).

Пески кварцевые, чистые, мелкозернистые и пылеватые, с преобладанием фракций $0,25\text{--}0,1 \text{ мм}$ (до 55%) и $0,1\text{--}0,05 \text{ мм}$ (до 39%). В естественных условиях характеризуются плотным сложением.

Тонкая слоистость, характерная для отложений верхнетуртасской подсвиты, обуславливает анизотропность физико-механических свойств массива. Наличие прослоев лигнитов и бурых углей в этих отложениях можно рассматривать как фактор, ослабляющий массив в целом.

В пределах описываемой области абсолютные отметки поверхности колеблются в пределах $130\text{--}145 \text{ м}$. Поверхность слабоволнистая, незначительно расчлененная в приводораздельной части верховьями рек Уй, Туй, Шиш, Васюган. Нерасчлененные водораздельные пространства

достигают ширины 35—60 км, к ним приурочены обширные болота верхового, переходного и низинного типов. Из болот обычно берут начало слабоврезанные верховья рек — притоков Оби и Иртыша. В придолинной части (шириной около 40 км) водоразделы интенсивно расчленены, в результате чего они имеют увалистый облик.

Притоки Оби и Иртыша, прорезающие описываемую область, в верховьях слабо врезаны и имеют узкую долину (р. Уй имеет ширину долины 7 км, глубину вреза 18—30 м), по направлению к Оби и Иртышу они быстро углубляются и расширяются (ширина р. Уй в среднем течении 20 км, глубина вреза 55 м, а в низовьях 65 м). В долинах рек развиты поймы и две надпойменные террасы.

Глубина сезонного промерзания грунтов в зависимости от состава, влажности пород и растительного покрова изменяется от 2,5 до 3,0 м.

В пределах описываемой области первый от поверхности водоносный горизонт приурочен к плиоцен-нижнеплейстоценовым отложениям. Водовмещающими породами являются прослои песков, супесей и легких суглинков. В связи с частой фациальной изменчивостью этих отложений как по площади, так и по глубине, грунтовые воды, заключенные в них, не имеют сплошного распространения, а залегают линзообразно. Грунтовые воды этого водоносного горизонта обычно безнапорные, со свободной поверхностью и лишь в отдельных редких случаях обладают слабым напором.

Водообильность водоносного горизонта незначительна, обычно не превышает 0,1—0,2 л/сек. Глубина залегания подземных вод на удаленных от русел рек и заболоченных водораздельных пространствах изменяется от 5 до 10 м, а на участках, интенсивно расчлененных эрозийной сетью, — от 10 до 15 м.

Воды данного водоносного горизонта обычно пресные, с минерализацией, не превышающей 0,5 г/л. По составу воды гидрокарбонатные натриевые, реже гидрокарбонатные кальциевые.

В плиоцен-нижнеплейстоценовых отложениях встречается еще один водоносный горизонт на глубине 30—35 м, приуроченный к песчаной толще. Мощность водовмещающих пород 5—13 м. Сведений о нем имеется очень мало. Известно лишь, что воды этого водоносного горизонта обладают напором, величина которого изменяется от 10 до 21 м. Удельные дебиты составляют десятые доли литра в секунду на метр (0,15—0,2 л/сек м). Воды по составу гидрокарбонатные натриевые.

Интенсивность эрозийных процессов в пределах описываемой области благодаря плоскому характеру рельефа и сильной заболоченности территории (процент заболоченности достигает 46) незначительная. Лишь на участках озерно-аллювиальной равнины, прилегающей к руслам рек, развиты оползни и обвально-осыпные процессы. Основной причиной оползней на таких участках является уменьшение прочности пород в результате суффозионного выноса песчаных частиц из песчаной толщи подземными водами, пластовые выходы которых наблюдаются в нижней части разреза озерно-аллювиальной равнины по контакту с породами верхнетуртасской подсистемы.

Приведенный выше материал показывает, что основными инженерно-геологическими особенностями данной области являются: 1) плоский равнинный рельеф; 2) интенсивная заболоченность; 3) повсеместное развитие с поверхности повышенно- и среднесжимаемых грунтов, которые и будут служить естественным основанием для сооружений, возводимых в данной области; 4) довольно глубокое (обычно более 10 м) залегание грунтовых вод, не обладающих агрессивностью; 5) слабое развитие экзогенных процессов, за исключением участков, прилегающих к руслам рек.

Область плоских озерно-аллювиальных неогеновых равнин (Ж)

Эта область занимает южную часть Западно-Сибирской низменности. Близко к дневной поверхности на ее территории залегают породы палеогенового и неогенового возраста. Эти отложения перекрываются в основном маломощным чехлом плейстоценовых осадков.

Самыми древними отложениями палеогенового возраста на данной территории являются морские отложения чеганской свиты $Pg_{2-3} \text{ } \check{c}g$). Они имеют незначительное распространение на юге выделяемой области. Представлены эти отложения мощной толщей однородных серых, иногда желто-серых плотных глин. Глины содержат тончайшие присыпки тонкозернистого песка. По составу и инженерно-геологическим особенностям эти породы аналогичны отложениям чеганской свиты, охарактеризованным при описании следующей области. Перекрываются эти отложения чехлом неогеновых и плейстоценовых осадков мощностью от 1 до 10 м.

Близко к дневной поверхности на севере области подходят более молодые палеогеновые отложения туртасской свиты. Они представлены озерно-аллювиальными отложениями: глинами, суглинками, песками, супесями. Инженерно-геологическая характеристика этих отложений приводится при описании области озерно-аллювиальных плиоцен-нижнеплейстоценовых равнин.

Неогеновые отложения распространены почти повсеместно и залегают довольно близко от дневной поверхности. Они выходят в урезах небольших рек, в цоколе озерных террас и вскрываются скважинами на глубине не более 10 м. Только в южной части области эта толща перекрывается в некоторых местах озерно-аллювиальными отложениями среднеплейстоценового времени, мощность которых достигает 30 м.

Среди неогеновых отложений выделяются три свиты: аральская ($N_1^1 ar$), таволжанская ($N_1^1 tv$) и павлодарская ($N_{1-2} pv$). Все эти три свиты представлены озерно-аллювиальными отложениями, сходными по составу (Антыпко, 1960). Аральская свита имеет очень незначительное распространение на юге области; данных, характеризующих ее физико-механические свойства, нет.

Таволжанская свита, являющаяся аналогом аральской, на большей площади (в пределах области) междуречья Ишим-Иртыш и западной части междуречья Иртыш—Обь перекрывается отложениями павлодарской свиты, мощность которой колеблется в пределах 5—30 м.

Отложения павлодарской и таволжанской свит очень сходны по литологии и генезису. Лаборатории, занимавшиеся исследованиями физико-механических свойств этих отложений, давали характеристику отложений неогена, не разделяя его на вышеназванные свиты. Ниже также дается общая характеристика неогеновых отложений.

Для отложений неогенового возраста можно отметить некоторую ритмичность осадконакопления: песок — супесь — глина. Мощность таких циклов меняется от 2—3 до 10 м.

Прослои глины самого разнообразного вида: серые, черные, коричневые, бурые. Среди них встречаются песчанистые глины, жирные глины. Часто отмечаются мергелистые и известковистые конкреции и друзы гипса. Мощность прослоев глин изменяется от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Консистенция глин меняется от твердой до мягкопластичной. Число пластичности колеблется в пределах 18—45. Коэффициент пористости меняется от 0,7 до 0,9. Степень влажности изменяется в пределах 0,80—0,95.

По материалам Омского облпроекта и данным Казахстанской экспедиции института Гипроводхоз, коэффициент сжимаемости (a) в интервале нагрузок от 0 до 3 кг/см^2 изменяется от 0,022 до 0,035 $\text{см}^2/\text{кг}$. Институтом Гипроводхоз проводились испытания неогеновых глин на набухание. Более 70% из них имели набухание выше 10%.

Прослой супесей в неогеновых отложениях имеют желто-серый и зеленовато-желтый цвет. Супеси уплотненные, слюдистые. Данных о физико-механических свойствах этих отложений нет. Мощность супесчаных прослоек не превышает 2 м.

Пески серые и светло-серые, полиминеральные и кварцевые, разномызернистые, плотные. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 4—6 м. Следует отметить нарастание мощности песчаных прослоев в сторону современной долины р. Иртыша.

На юге области неогеновый комплекс перекрывается среднеплейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями (1al Q₂). Представлены эти отложения толщей глин и суглинков общей мощностью до 30 м.

Глины желто-бурого цвета, пористые, пластичные. Обладают повышенной сжимаемостью ($a=0,02—0,04 \text{ см}^2/\text{кг}$). Мощность пропластков глин колеблется от 3 до 10 м.

Суглинки желто-бурого цвета, пластичные. Число пластичности изменяется от 8 до 17. Консистенция твердая. Обладают повышенной сжимаемостью ($a=0,01—0,02 \text{ см}^2/\text{кг}$).

На всей остальной территории неогеновые и палеогеновые отложения перекрываются маломощным четвертичным чехлом лёссовидных суглинков (мощностью до 10 м) сложного генезиса.

Лёссовидные суглинки желто-бурого цвета, обладают значительной пористостью (коэффициент пористости 0,80—0,93). Встречаются пластичные и тугопластичные разности. Число пластичности изменяется от 20 до 30. Объемный вес от 1,9 до 1,65 г/см^3 . Степень влажности колеблется в пределах 0,6—0,85. Суглинки имеют повышенную сжимаемость (по Н. Н. Маслову).

Резкие колебания физических свойств грунта говорят о неоднородности их состава в площадном распространении и по мощности.

Около 30% образцов, испытанных в лабораториях Омского облпроекта и лабораториях института Гипроводхоз, оказались просадочными. Коэффициент относительной просадочности изменяется от 0,03 до 0,06. Какую-либо закономерность в площадном распределении просадочных и непросадочных суглинков четвертичного возраста на территории данной области за недостатком фактического материала проследить не удалось.

Наиболее молодыми отложениями являются озерные отложения, развитые южнее оз. Чаны. Их возраст определяется как верхнеплейстоценовый — голоценовый. Представлены они темно-серыми, пылеватыми глинами с незначительными прослойками песка и супеси. Мощность этой озерной толщи не превышает 15 м.

Воды первого от поверхности водоносного горизонта приурочены к песчаным прослоям в неогеновых отложениях. Глубина залегания колеблется в пределах от 2 до 25 м при средней глубине залегания в 10 м. Дебит водозаборов не превышает десятых долей литра в секунду. Воды этого горизонта обладают высокой минерализацией и значительной сульфатной агрессивностью. Содержание SO_4 больше 250 мг/л .

По данным С. Г. Бейрома, И. В. Гарманова и других, на междуречье Ишим-Иртыш встречаются воды самой различной минерализации от 1 до 50 г/л . Изменяется и их химический состав — от гидрокарбонат-

ного натриевого до хлоридного натриевого и сульфатно-хлоридного магниевого.

Такая пестрота химизма и минерализации состава объясняется различием глубины залегания и литологии водовмещающих пород, а также слабым стоком грунтовых вод.

На правобережье Иртыша, в пределах выделяемой области, отмечена менее пестрая минерализация и химический состав. В основном это гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 1 г/л, хотя и здесь встречаются сульфатно-хлоридные магниевые воды с минерализацией 50 г/л (район оз. Чаны).

Как уже отмечалось, мощность прослоев песка в неогеновых отложениях увеличивается к долине Иртыша. Здесь улучшается дренаж и соответственно изменяется минерализация.

К поверхностным водам (верховодка) относятся воды, содержащиеся в четвертичных отложениях на отрицательных формах микро-рельефа, в так называемых чиликах. Эти воды пресные. Мощность водоносных горизонтов не превышает 3 м, а дебит — сотые доли литра в секунду. Летом часть колодцев пересыхает вследствие незначительной инфильтрации. К поверхностным водам относятся также и воды многочисленных озер, которые в основном содержат соленые и горько-соленые воды. Иногда озерные воды смыкаются с водоносным горизонтом неогена, что оказывает влияние на минерализацию последних.

Область неогеновых равнин занимает междуречье Ишим — Иртыш и часть междуречья Обь — Иртыш. Вся эта территория имеет слабо-развитую эрозионную сеть. Полого-волнистая поверхность осложнена только незначительными впадинами, которые заняты озерами различных размеров — от нескольких гектаров до десятков квадратных километров. Абсолютные отметки не превышают 150 м при средних абсолютных отметках, равных 120—125 м.

Наиболее пониженные участки приурочены к озерам и окаймляющим их террасам. Абсолютные отметки некоторых озер довольно низкие: оз. Селетытениз 64 м, оз. Кызылкак 42 м, оз. Теке 28 м. Высоты первой и второй террас не превышают в сумме 11 м, но достигают ширины 25 км (оз. Селетытениз). Уклон береговой линии не превышает 1—2°. К этим понижениям и приурочена в основном овражная сеть. Овраги иногда достигают нескольких километров. Пониженными участками на данной территории являются древние долины стока, ширина которых достигает 4 км, а врез относительно водораздела 30 м (Камышловский лог).

Для озер южной части области следует отметить значительное колебание уровней воды в различное время года. В жаркое летнее время уровень воды резко падает и значительно повышается минерализация.

На севере области, в районе оз. Тениз, поверхность осложнена гривным рельефом. Высота глив не превышает 10 м при ширине не более 1 км. Длина глив колеблется от нескольких десятков метров до 4 км. Межгивные понижения имеют ширину до 4 км. Склоны глив характеризуются крутизной до 4°. Площадь распространения подобных форм рельефа довольно незначительная.

Из экзогенных процессов, развитых на территории данной области, следует отметить процесс дефляции, отмечаемый в южных районах. Причиной дефляции является сильный ветер одного направления и полное отсутствие растительного покрова.

Отсутствие растительного покрова и низкие годовые температуры являются причиной большой глубины промерзания грунта. В северных районах области в зависимости от литологии, глубины залегания под-

земных вод и мощности снегового покрова глубина промерзания изменяется от 1 до 2,5 м. В южных районах она достигает иногда 4 м.

Большим развитием на территории данной области, как и во всей Западной Сибири, пользуются элювиальные процессы, что объясняется резкоконтинентальным климатом, отсутствием растительного покрова и другими факторами. Очевидно, элювиальные процессы и являются основным фактором облессования в данной области и других районах Западной Сибири.

Область плоских неогеновых равнин имеет следующие инженерно-геологические особенности:

1) наличие толщи четвертичных лёссовидных отложений повышенной сжимаемости с коэффициентом просадочности на отдельных участках $>0,02$;

2) широкое развитие отложений неогенового возраста, которые в большинстве случаев будут служить естественным основанием для промышленных сооружений, возводимых на территории данной области, при этом необходимо учитывать значительную набухаемость глин неогенового возраста;

3) близкое на отдельных участках к дневной поверхности залегание грунтовых вод со значительной минерализацией и высокой сульфатной агрессивностью;

4) большая глубина сезонного промерзания (до 2,5 м).

Область слаборасчлененных денудационных равнин, сформировавшихся на палеогеновых и неогеновых породах (Зауральское плато) (3)

Описываемая территория занимает юго-западную часть Западно-Сибирской низменности. Западной ее границей является Урал, восточной — долина Тобола; на севере она граничит с областью плоских приледниковых озерно-аллювиальных равнин.

В строении этой области принимают участие меловые, палеогеновые и неогеновые отложения, перекрытые на междуречьях лишь небольшим слоем четвертичных образований.

Меловые отложения, обнажающиеся только в долинах рек Тобол, Исеть, Тура и другие, представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями глин.

Палеоцен-эоценовые отложения (талицкая и люлинворская свиты) распространены очень широко в западной части области. Они представлены комплексом пород кремнисто-глауконитовой формации: опоками, опоковидными глинами, трепелами, диатомитами, диатомитовыми глинами и песчаниками с глауконитовым цементом. Наиболее развиты среди них опоки и диатомиты, которые представляют собой сравнительно плотные породы, имеющие желто-серый или светло-серый цвет, неровный, часто раковистый излом. Иногда в них отмечаются прослои окремнелых темно-серых, очень крепких опок. Все эти образования близ дневной поверхности разбиты трещинами выветривания на крупные и мелкие отдельности (размером от $2 \times 2 \times 2$ до $20 \times 20 \times 20$ см³). С глубиной трещиноватость пород постепенно уменьшается и отложения становятся монолитными.

Опоки состоят из опалового кремнезема тонкозернистого строения, иногда со значительной примесью остатков радиолярий и спикул губок. Обычно отмечается некоторое количество глинистого вещества. Кластический материал, присутствующий главным образом в виде гнезд или присыпок кварцево-глауконитового песчаного материала, составляет не более 10% породы.

Диатомиты состоят в основном из скорлупок диатомей и их обломков (до 45—65% породы), сцементированных опалом. В них обычно отмечается примесь глинистого материала, представленного монтмориллонитом. Кроме того, присутствует глауконит.

Диатомиты и желто-серые разности опок характеризуются следующими особенностями: объемный вес скелета колеблется около 1 г/см^3 , удельный вес их равен 2,20—2,30 г/см^3 . Среднее значение пористости 55—60%.

Временное сопротивление сжатию желто-серых разностей опок и диатомитов в воздушно-сухом состоянии не превышает (по данным единичных определений) 62 кГ/см^2 , в водонасыщенном состоянии этот показатель резко снижается и не превышает 10—15 кГ/см^2 .

Серые опоки являются более плотными: объемный вес скелета составляет 1,40—1,44 г/см^3 , у крепких окремнелых темно-серых разностей он достигает 1,82—1,86 г/см^3 . Прочность этих пород, естественно, выше. Например, у опок серого цвета временное сопротивление сжатию в воздушно-сухом состоянии повышается до 60—80 кГ/см^2 . Окремнелые опоки имеют более высокую прочность — от 250 до 480 кГ/см^2 , в среднем 350 кГ/см^2 (данные получены путем многократных замеров на индикаторе прочности конструкции Н. К. Тимченко (Т-3), так как не удалось вырезать образцы правильной формы из-за микротрещиноватости монолитов).

Опоки и диатомиты обладают высокой водопрочностью: они не размокают в воде и обладают высоким сопротивлением размыву. Однако в процессе взаимодействия с водой связи между частицами ослабевают, прочность породы уменьшается. Водонасыщенные мягкие разности опок и диатомитов довольно легко можно разрушить даже при растирании породы в руках.

Отличительной чертой опок и диатомитов является их очень слабая морозостойкость. Образцы размером $5 \times 6 \times 6 \text{ см}^3$ уже после двух-четырех циклов замораживания, каждый из которых состоял из 4-часового замораживания образцов при температуре -20°C и последующего оттаивания под водой в течение 20 часов при температуре $18-20^\circ\text{C}$, растрескивались и распадались на отдельные обломки. Это объясняется большой влагоемкостью рассматриваемых кремнистых образований.

Слабая морозоустойчивость и «размягчаемость» диатомитов и некоторых разностей опок при насыщении их водой способствует выветриванию этих отложений. В процессе выветривания они распадаются на мелкие обломки с высокодисперсным, пластичным заполнителем.

Для выяснения дисперсности диатомитов и желто-серых опок и продуктов их выветривания был выполнен гранулометрический анализ. Полученные результаты свидетельствуют о высокой дисперсности рассматриваемых пород: они не содержат частиц крупнее 0,1 мм и характеризуются очень высоким содержанием частиц мельче 0,01 мм (50—92%, обычно более 70%). Более половины всей породы приходится на тонкопылеватую (0,005—0,001 мм) и глинистую (меньше 0,001 мм) фракции.

Водно-физические свойства этих образований соответствуют их дисперсности. Например, показатели пластичности образцов, состоящих из обломков опок, диатомитов и опоковидных глин размером меньше 1 мм, приближаются к значениям, характерным для жирных глин: влажность верхнего предела пластичности равна 75—100%, нижнего 35—80%. Число пластичности изменяется от 27 до 33. Линейная усадка образцов с нарушенной структурой при влажности нижнего предела пластичности равна 5—6%, а объемная 11—13% (единичные определения).

Опоковидные глины, встречающиеся среди эоценовых отложений, также являются прочными породами. По данным Фундаментпроекта, в зависимости от влажности глин их угол внутреннего трения изменяется от 13 до 32°, сцепление от 0,90 до 2,30 кГ/см²; среднее значение этих показателей соответственно равно 24° и 1,45 кГ/см².

Верхнеэоценовые — нижнеолигоценовые отложения чеганской свиты, отнесенные к терригенной формации альпийского осадочного цикла, имеют еще большее распространение. Они представлены темно-сизыми и зеленовато-серыми легкими, средними и тяжелыми глинами (по классификации Н. А. Качинского). В них содержится незначительное количество песчаных частиц (в среднем 5—6%); содержание глинистой и пылеватой фракций составляет соответственно 32—58% (в среднем 45%) и 37—66% (в среднем 50%). В условиях естественного залегания глинистая и мелкопылеватая фракции агрегированы до размера крупной пыли.

Глинистая фракция чеганских глин представлена в основном монтмориллонитом и гидрослюдами. В виде примесей отмечены каолинит, кварц, карбонаты, гидроокислы железа. Содержание воднорастворимых солей в описываемых отложениях на севере области не превышало 0,8%, карбонатов 3% (определения единичные). Для этих отложений характерна кислая реакция среды.

Естественная влажность глин изменяется от 14 до 45%, наиболее часто она составляет 30—35%. Степень влажности колеблется в интервале 0,8—1,0. Удельный вес пород составляет 2,62—2,81 г/см³ (в среднем 2,74 г/см³); лишь у опоковидных разностей, встречающихся в нижней части разреза, он снижается до 2,30—2,40 г/см³. Объемный вес глин в большинстве случаев колеблется около 1,85—1,90 г/см³ и лишь в выветрелой зоне уменьшается до 1,60—1,70 г/см³. Объемный вес скелета этих отложений наиболее часто равен 1,40—1,50 г/см³, повышаясь участками до 1,70—1,75 г/см³. Пористость 30—54% (наиболее часто 40—50%).

Число пластичности глин изменяется от 22 до 50; чаще всего оно равно 35—40. Влажность верхнего предела пластичности составляет 43—88%, нижнего 18—48%. В условиях естественного залегания описываемые отложения находятся в пластичной или твердой консистенции.

Величина набухания глин при ненарушенном сложении в зависимости от естественной влажности изменяется от 4 до 35%, в среднем составляя 15%. Объемная усадка колеблется от 3 до 27% (в среднем 14%).

Компрессионные испытания (определения единичные) показали, что коэффициент сжимаемости глин в интервале нагрузок 0—2 и 2—4 кГ/см² соответственно равен 0,011—0,042 и 0,01—0,037 см²/кГ, т. е. глины относятся к повышенно сжимаемым грунтам, по классификации Н. Н. Маслова (1957).

Сопротивление сдвигу описываемых отложений колеблется в широких пределах. Опыты, проведенные по методике быстрого сдвига без предварительного уплотнения грунтов, показали, что угол внутреннего трения глинистых пород изменяется от 3 до 30°, сцепление от 0,18 до 1,80 кГ/см². В большинстве случаев эти показатели равны 10—15° и 0,8—1,0 кГ/см².

Описанные выше «породы коренной основы» перекрыты на междуречных пространствах континентальными средне-верхнеолигоценовыми, неогеновыми и четвертичными отложениями.

Средне-верхнеолигоценовые образования представлены озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями некрасовской серии (ку-

танбулакская, чиликтинская, чаграйская и наурзумская свиты). Первая и третья свиты сложены преимущественно песками с прослоями слабосцементированных песчаников, супесей и суглинков. Местами отмечены прослои гравия и гальки. В отложениях чиликтинской и наурзумской свит преобладают глинистые породы; встречаются прослои песков и лигнитов (в чиликтинских отложениях).

Среди песков наиболее распространены мелкие и пылеватые разности; изредка встречаются средние по крупности пески. В мелких, хорошо сортированных песках преобладают частицы диаметром 0,25—0,1 мм (70—90%), в пылеватых 0,25—0,05 мм (около 90% всей породы).

Глинистые разности представлены супесями и суглинками. Для них характерно высокое содержание песчаных и пылеватых частиц; общее количество глинистых частиц в супесях равно 3—14%, в суглинках 6—25%.

Удельный вес песков равен 2,63—2,67 г/см³, объемный вес при ненарушенном сложении и естественной влажности 1,39—1,57 г/см³, объемный вес скелета 1,20—1,40 г/см³. Пористость их изменяется от 42 до 55%, при рыхлом сложении песков она увеличивается до 48—58%, при плотном — уменьшается до 37—48%. В условиях естественного залегания пески находятся обычно в среднем по плотности сложении. Водопроницаемость песков незначительная: коэффициент фильтрации их при ненарушенном сложении изменяется от 0,5 до 4,5 м/сутки.

Глинистые породы имеют большую влажность — 20—50%. Наиболее влажными являются прослои суглинков, обогащенных органическим материалом. Объемный вес их равен 1,55—1,90 г/см³, объемный вес скелета 1,20—1,50 г/см³, пористость 44—57%. Влажность верхнего предела пластичности в зависимости от состава пород изменяется от 20 до 60% (наиболее часто 30—40%), нижнего — от 16 до 34%; число пластичности — от 1 до 32. В естественных условиях глинистые разности находятся в пластичной консистенции. Коэффициент сжимаемости супесей и суглинков изменяется в пределах 0,014—0,027 и 0,005—0,010 см²/кг в интервале нагрузок соответственно 0—2 и 2—4 кг/см². Угол внутреннего трения их в зависимости от гранулометрического состава, влажности и плотности колеблется от 17 до 28°, сцепление от 0,25 до 0,95 кг/см² (определения единичные).

Неогеновые отложения (аральская, жиландинская, жуншиликская и кустанайская свиты) представлены зеленовато-серыми, красновато-бурыми глинами и суглинками загипсованными, часто известковистыми. По своим свойствам они близки к одновозрастным неогеновым породам, описанным при характеристике области плоских неогеновых равнин.

Четвертичные образования, покрывающие междуречные пространства и имеющие мощность 1—10 м (обычно 2—5 м), представлены элювиально-делювиальными, озерно-аллювиальными и эоловыми отложениями. Эти породы обычно имеют лёссовый облик (палево-серый цвет, пылеватый состав, макропористость и т. п.). Среди них встречаются лёссовидные супеси, суглинки; лёссовидные глины встречаются очень редко. Наиболее распространены лёссовидные суглинки, особенно средние и легкие. Они имеют сравнительно небольшую влажность — от 13 до 22%. Удельный вес их изменяется от 2,68 до 2,72 г/см³, объемный вес скелета — от 1,25 до 1,50 г/см³. Пористость их обычно несколько меньше 50%. Все разности покровных суглинков относятся к грунтам с повышенной сжимаемостью. Среди них встречаются просадочные разности, особенно на юге области, где влажность пород невысокая. Под нагрузкой 3 кг/см² почти все они дают дополнительную осадку при замачивании.

В пределах описываемой области, которая является одним из наиболее древних геоморфологических элементов низменности, абсолютные отметки поверхности междуречных пространств понижаются от 230—250 м на западе до 90—110 м на востоке. Наибольшие отметки приурочены к юго-западной части области, наименьшие — к северо-восточной (междуречье Тавды и Туры).

Описываемая территория представляет собой слаборасчлененную наклонную равнину с плоскими междуречьями, прорезанными крупными речными долинами. Преобладающей формой рельефа являются плоские водораздельные пространства с пологими понижениями и повышениями, плоскими округлыми, овальными или неправильными по форме впадинами, днища которых заняты озерами (Воскресенский, 1962; Геоморфологическое районирование СССР, 1947; Ястребов, 1955). Местами можно выделить участки котловинного рельефа. Районы, прилегающие к речным долинам, рассечены короткими оврагами, которые не проникают в центральные части междуречий. Только близ Урала расчлененность равнины возрастает.

Речные долины, пересекающие эту область, являются транзитными. Они хорошо разработаны, глубоко врезаны (до 30—50 м по отношению к прилегающим участкам междуречий), в них отмечаются две-три надпойменные террасы и пойма. Долины пересекают описываемую территорию в основном в широтном направлении и отстоят друг от друга на значительных расстояниях. Они имеют очень небольшое количество притоков, которые лишь в слабой степени расчленяют междуречья.

Подземные воды, развитые в пределах описываемой области, приурочены к меловым, палеоцен-эоценовым и средне-верхнеолигоценовым отложениям. Местами встречаются грунтовые воды, приуроченные к неогеновым и четвертичным породам.

На большей части описываемой области первый от поверхности водоносный горизонт приурочен к континентальным средне-верхнеолигоценовым отложениям, сложенным преимущественно песчаными породами. Водоупором являются глины чеганской свиты.

Воды этого водоносного горизонта залегают на глубине от 3 до 30 м, причем наиболее часто они встречаются на глубине 5—10 м. В северной половине области глубина залегания вод меньше, чем в южной. Минерализация вод этого горизонта изменяется от 0,5—1,0 г/л в северной части области до 3—5 г/л на юге. В отдельных местах на юге области минерализация вод возрастает до 10 г/л. На большей части территории воды гидрокарбонатные, хлоридные, реже сульфатные со сложным составом катионов. Местами встречаются хлоридные, сульфатные натриевые воды, часто они являются агрессивными по отношению к бетону. Удельные дебиты скважин обычно не превышают 0,2—0,6 л/сек.

В северо-западной части области первый водоносный горизонт приурочен к эоценовым опокам и диатомитам, перекрытым четвертичными образованиями. Грунтовые воды здесь залегают на глубине 2—10 м. Они пресные, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с сухим остатком 0,2—1,0 г/л. Иногда они проявляют общекислотную агрессивность по отношению к бетону.

Для всей области характерно слабое развитие эрозионных процессов. На плоских междуречьях они совсем не выражены; в южных районах отмечаются суффозионно-просадочные формы. На склонах междуречных равнин, подмываемых реками, развиты оползни и осыпи. В северной части области наблюдаются заболоченные территории.

Основными инженерно-геологическими особенностями описанной области являются:

1) слаборасчлененный рельеф со слабым наклоном междуречных равнин на восток;

2) широкое развитие эоценовых и олигоценовых отложений, представленных опоками, диатомитами, глинами, песками и другими породами, которые наряду с неогеновыми и четвертичными образованиями могут быть использованы в качестве оснований для промышленных и гражданских сооружений;

3) наличие почти сплошного, маломощного чехла из лёссовых пород, являющихся повышенно сжимаемыми грунтами, кроме того, они являются просадочными породами; это необходимо учитывать при дорожном и гражданском строительстве;

4) относительно глубокое залегание грунтовых вод, являющихся часто агрессивными по отношению к бетону.

Область сильнорасчлененных денудационных равнин, сформировавшихся на мезо-кайнозойских отложениях (И)

Описываемая область занимает крайнюю юго-восточную часть Западно-Сибирской низменности. На севере она граничит с областью озерно-аллювиальных приледниковых равнин (В), восточной ее границей является р. Енисей.

В геологическом строении этой области принимают участие юрские, палеогеновые и неогеновые отложения, в северной части перекрытые чехлом четвертичных отложений.

Юрские отложения, выходящие на дневную поверхность вдоль северо-восточного склона хр. Арга и между структурами Енисейского и Красноярского краев, относятся к терригенной формации верхнеюрского и мелового возраста и представлены нерасчлененной толщей средне-верхнеюрских пород (итатской свитой), в которых чередуются конгломераты и галечники, пески и рыхлые песчаники, песчанистые глины и бурые угли.

Глины имеют удельный вес $2,49\text{--}2,70\text{ г/см}^3$, объемный вес $1,8\text{--}2,0\text{ г/см}^3$, пористость колеблется в пределах $30,5\text{--}44,0\%$.^{*} Верхний предел пластичности колеблется в пределах от $37,6$ до $50,5\%$, нижний от 24 до $32,2\%$, число пластичности от 8 до 26 . Глины относятся к слабосжимаемым грунтам (по классификации Н. Н. Маслова), коэффициент сжимаемости изменяется от $0,004$ до $0,007\text{ см}^2/\text{кг}$ в интервале нагрузок $2\text{--}3\text{ кг/см}^2$. Угол внутреннего трения изменяется от 15 до 19° , сцепление от $0,7$ до $0,9\text{ кг/см}^2$. Породы мелового возраста, которые мы относим к той же формации слагают большую часть территории области и развиты к северу и северо-западу от полосы развития отложений юры. Нижнемеловые отложения выходят на дневную поверхность в долинах рек Чулым, Бол. Улуй, Бол. и Мал. Кемчуг. Представлены они мелко- и среднезернистыми пылеватыми песками с прослоями глин, а также линзами и конкрециями известковистых песчаников. Верхнемеловые отложения представлены белыми или светло-серыми мелкозернистыми песками с обильным включением каолинистового материала. Встречаются линзы темно-серых и черных глин с растительными остатками. По минералогическому составу пески аркозовые, полевые шпаты составляют $18\text{--}50\%$, кварц $27\text{--}35\%$. Они имеют объемный вес при естественной влажности ($21\text{--}37\%$) $1,8\text{--}1,9\text{ г/см}^3$; удельный вес их равен $2,66\text{--}2,67\text{ г/см}^3$; пористость $44\text{--}48\%$.

Глинистые породы характеризуются следующими величинами плас-

^{*} Все данные приведены по результатам определений, проведенных геологическим факультетом МГУ на единичных образцах пород юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.

тичности: верхний предел пластичности равен 41,6—53,5%, нижний — 30—36,9%, число пластичности 11—17; удельный вес 2,60—2,69 г/см³, объемный вес 1,8—1,9 г/см³, пористость 45—50%. Глины относятся к слабосжимаемым грунтам (по классификации Н. Н. Маслова). Коэффициент сжимаемости их в интервале нагрузок 2—3 кг/см² равен 0,001—0,003 см²/кг. Угол внутреннего трения у глин достаточно велик — 23—30°, сцепление 0,2—0,9 кг/см².

Среди палеогеновых и неогеновых пород выделены отложения среднего и верхнего олигоцена (бельская свита) и миоценовые отложения (кирнаевская свита). Эти свиты представлены аллювиально-озерным комплексом, существенное значение в котором имеют русловые галечники, чередующиеся с глинистыми пойменными и старичными образованиями. Особенностью описываемых пород является сильная выветрелость галек всех петрографических типов пород, за исключением кварцевых, кремнистых и кварцитовых. Продукты выветривания галечников представлены каолинитом, заполнитель (песчано-глинистые продукты выветривания) составляет примерно 30% объема пород.

Глинистые породы в естественном залегании имеют влажность 20—24%, плотность их характеризуется величинами объемного веса 1,9—2,1 г/см³ и пористостью от 37 до 41%. Нижний предел пластичности у них 23—25% (близок к естественной влажности); величина верхнего предела равна 33—35%, число пластичности 10—12.

Высокая плотность глин определяет их слабую сжимаемость, коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок от 2 до 3 кг/см² равен 0,004—0,005 см²/кг. Сопротивление сдвигу характеризуется углом внутреннего трения, равным 14—25°, и сцеплением 0,4—0,8 кг/см². Глины обладают высокой водопрочностью (образцы с естественной влажностью не размокали в воде в течение 2 часов).

В северной части области меловые, юрские и палеогеновые породы перекрыты озерно-аллювиальными среднелейстоценовыми отложениями. Они представлены голубовато-серыми и темно-серыми глинами и суглинками, мощность которых с юга на север увеличивается от нескольких метров до 10—15 м.

Объемный вес суглинков и глин равен 1,8—1,9 г/см³ при естественной влажности 28—31%, пористость — в пределах 41—43%. В естественном залегании они находятся в пластичном состоянии; влажность нижнего предела пластичности (26%) ниже естественной влажности; верхний предел пластичности равен 37—41%, число пластичности 14. Суглинки и глины относятся к числу повышенно сжимаемых грунтов; коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок 2—3 кг/см² изменяется от 0,017 до 0,025 см²/м. Породы характеризуются небольшим сцеплением (0,2—0,5 кг/см²) и углом внутреннего трения в пределах 14—21°.

Склоны речных долин покрыты маломощным чехлом делювиальных отложений, представленных либо песчано-галечниковым материалом, либо лёссовидными суглинками мощностью до 0,5 м. Среди делювиальных лёссовидных суглинков встречаются просадочные разности с коэффициентом относительной просадочности до 0,05.

Описываемая территория представляет собой слабовсхолмленную равнину, наклоненную к северо-западу, с абсолютными отметками от 180—200 до 350—400 м. Равнина прорезана сетью речных систем, основными из которых являются реки Енисей, Кемь, Кеть, Кемчуг, Чулым и Четь. Эрозионная сеть врезана в среднем на глубину 50—200 м. Наиболее сильное и глубокое расчленение наблюдается на территории развития неогеновых отложений (100—200 м). Долины широкие, с пологими асимметричными склонами. В долинах развиты две-три, а иногда четыре надпойменные террасы и поймы.

Подземные воды в пределах описываемой области приурочены к юрским, меловым, палеоген-неогеновым и иногда четвертичным отложениям.

На большей части территории первый от поверхности водоносный горизонт приурочен к континентальным палеоген-неогеновым породам. По условиям залегания это типично грунтовые порово-пластовые воды, образующие внутри комплекса благодаря наличию в нем слоев и линз водоупорных глин целый ряд взаимосвязанных водоносных горизонтов.

Глубина залегания данного водоносного горизонта на плоских возвышенных водоразделах 20—50 м, в долинах рек и других местных эрозионных понижениях 0,0—2,0 м. Обводненность пород небольшая, удельный дебит скважин 0,1 л/сек·м и только в отдельных местах достигает 0,4—0,9 л/сек·м. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым. Минерализация не превышает 0,5 г/л. Содержание свободной углекислоты изменяется в пределах 4,4—93,0 мг/л; в некоторых местах отмечается агрессивная углекислота в количестве 3,0 и 12,0 мг/л.

Мощность водоносного комплекса в среднем равна 25—30 м; в общем, отмечается сокращение ее с севера на юг и с запада на восток.

В северной и западной частях области, где более древние породы перекрыты чехлом озерно-аллювиальных среднеплейстоценовых отложений, наблюдается спорадически развитый водоносный горизонт, который по характеру залегания и режиму относится к верховодке, существующей в периоды снеготаяния и выпадения дождей. На отдельных участках в основании комплекса воды образуют более или менее развитые потоки, связанные с водами нижележащих толщ меловых и палеоген-неогеновых отложений. По немногочисленным данным, эти воды обладают ничтожным дебитом (до 0,1 л/сек), небольшой минерализацией (до 1 г/л) и гидрокарбонатно-кальциевым составом.

В южной и юго-восточной частях территории области, где на поверхность выходят легкоразмываемые юрские и меловые породы, широко развиты эрозионные процессы, поэтому рельеф территории области здесь сильно расчлененный. На севере, где близко к поверхности залегают среднеплейстоценовые глины и суглинки, развито заболачивание.

На склонах равнин, подмываемых реками, развиты оползневые и обвально-осыпные процессы. Особенно широко оползневые процессы развиты на склонах, сложенных юрскими и нижнемеловыми породами (по Енисею, Чулыму и их притокам). Возникновение оползней на таких склонах обусловлено преобладанием в разрезе пластичных глинистых пород, обводненностью песчаных прослоев и значительной высотой (80—100 м) оползневых склонов. К выходам на подмываемых склонах верхнемеловых пород приурочено возникновение обвалов и осыпей.

Таким образом, основными инженерно-геологическими особенностями описываемой области являются:

1) сравнительно ровный рельеф большей части территории, который на юге осложнен густой эрозионной сетью;

2) развитие на севере области повышенно сжимаемых суглинков и глин среднеплейстоценового возраста. На юге области основанием сооружений будут служить либо палеоген-неогеновые галечники, либо меловые пески, либо средне-верхнеюрские глины, пески и песчаники;

3) широкое развитие на подмываемых склонах оползней, связанных с выходами на дневную поверхность нижнемеловых и средне-верхнеюрских пород;

4) глубокое залегание грунтовых вод, которые в некоторых случаях имеют углекислотную агрессивность.

Область крупных речных долин (К)

Территорию Западно-Сибирской низменности с юга на север пересекает крупная водная артерия — Обь и южную ее часть — Иртыш. Наряду с ними имеется целый ряд крупных рек в северо-восточной части области. Все реки на территории низменности имеют разработанные долины, ширина которых местами достигает более 100 км. Несмотря на то, что на своем пути отдельные реки проходят через различные природные зоны и геологические структуры, по общности инженерно-геологических условий, существующих на территории крупных речных долин, их можно выделить в отдельную инженерно-геологическую область.

Основными элементами строения долин крупных рек в пределах Западно-Сибирской низменности являются: пойма, I, II и III надпойменные террасы, которые могут рассматриваться как инженерно-геологические районы.

Естественно, что на территории речных долин наиболее распространены аллювиальные и аллювиально-озерные отложения верхнеплейстоценового возраста. Иногда на дневную поверхность выходят более древние образования, залегающие в цоколе террас и описанные в предыдущих главах.

По площади пойма занимает одно из первых мест среди других геоморфологических элементов долины. Обычно она возвышается над урезом воды на 2—5 м и сложена современными аллювиальными отложениями мощностью до 30—35 м. Они представлены в основном суглинисто-песчаными образованиями, реже песчаным и гравийно-галечниковым материалом. Обычно более грубый материал свойствен русловой фации и приурочен к нижней части аллювиальной толщи, слагающей пойму. С поверхности залегают суглинисто-песчаные разности. Наблюдается резкая смена фаций не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлениях.

По гранулометрическому составу суглинистые разности аллювия, слагающие его современную пойму, представлены легкими глинами, тяжелыми, средними и легкими суглинками (по классификации Н. А. Качинского, 1958). Для легкой глины и тяжелого суглинка является характерным содержание песчаных частиц от 8 до 20%; глинистых частиц (меньше 0,001 м) в них содержится в среднем около 20%. Для более легких суглинистых образований отмечается уменьшение содержания глинистых и увеличение песчаных частиц.

Естественная влажность суглинков, находящихся над урезом воды, изменяется в пределе от 6 до 25%. Удельный вес их в среднем составляет 2,67 г/см³, а объемный вес при естественном сложении и влажности изменяется от 1,50 до 1,90 г/см³; объемный вес скелета изменяется от 1,24 до 1,51 г/см³; соответственно пористость составляет 44—53%.

Коэффициент сжимаемости суглинистых образований при нагрузках от 0 до 2 кг/см² определяется величинами 0,021—0,078 см²/кг, т. е. они являются сильносжимаемыми грунтами и их несущая способность невелика. По данным Ленгипротранса, величина допускаемых нагрузок не превышает 0,5—1,0 кг/см². Сопротивление сдвигу для этих отложений характеризуется следующими показателями: коэффициент внутреннего трения 0,25—0,36, угол внутреннего трения 14—20°, сцепление 0,01—0,10 кг/см².

Величина числа пластичности аллювия, слагающего пойму, изменяется в широких пределах: от 7 (для легких суглинков) до 20 (для глин).

Песчаные разности поймы Оби и Иртыша в их нижнем течении представлены средними, мелкими и пылеватыми песками. Средний пе-

сок характеризуется высоким содержанием песчаных фракций (2—0,5 мм) до 99%; пылеватых и глинистых частиц в нем не больше 1%. У мелких песчаных разностей отмечается повышенное содержание пылеватых и глинистых частиц, до 3%, а пылеватые пески характеризуются содержанием пылеватых частиц (0,05—0,001 мм) до 11%.

Естественная влажность песков выше уреза воды составляет около 20%. Обычно пески, лежащие ниже уреза реки, являются водонасыщенными.

Удельный вес песков в среднем составляет 2,68 г/см³. Объемный вес скелета при ненарушенном сложении 1,50 г/см³, пористость 44%. Угол естественного откоса песков в воздушно-сухом состоянии изменяется от 31 до 40° и незначительно уменьшается под водой.

Первая надпойменная терраса распространена не повсеместно. Часто она наблюдается в устьях мелких притоков. Иногда большие площади первая терраса занимает в пределах долин крупных рек. Например, на субширотном отрезке реки Оби от устья Ваха до устья Иртыша первая терраса широко развита по левому берегу Оби. Местами ширина этой террасы составляет 30—35 км. Останцы первой надпойменной террасы встречаются на поймах рек, особенно часто в долине р. Оби.

Первая надпойменная терраса сложена суглинистыми, песчаными и торфянистыми образованиями, относящимися к верхнеплейстоценовому времени. Среди поверхностных отложений преобладают супеси и суглинки различной степени дисперсности. В супесях содержание частиц песчаной фракции в среднем составляет 52%, глинистых частиц около 9%. Содержание песчаных частиц в суглинках до 28%, а глинистых частиц до 16—20%. Для суглинков характерно отсутствие частиц крупнее 1 мм. По минералогическому составу глинистые частицы относятся к группе гидрослюд.

Естественная влажность отложений первой надпойменной террасы в среднем составляет 21% и повышается с увеличением дисперсности пород. Среднее значение удельного веса составляет 2,69 г/см³. Значение пористости изменяется в широком пределе — от 39 до 61%.

Коэффициент сжимаемости для супесчаных и суглинистых разностей в интервале нагрузок 0—2 кГ/см² изменяется от 0,018 до 0,078 см²/кГ. Коэффициент внутреннего трения составляет 0,25—0,40, угол внутреннего трения 14—22°, а сцепление от 0,25 до 0,40 кГ/см².

Величина пластичности изменяется в зависимости от дисперсности от 6 (у супесей) до 15 (у тяжелых суглинков).

Пески первой надпойменной террасы по гранулометрическому составу мало чем отличаются от песков аллювия современной поймы. Величина пористости их в среднем около 42%.

Коэффициент фильтрации песков изменяется в пределах от 0,2 до 5 м/сутки. Среднее значение его для мелких песков 3,2 м/сутки, для пылеватых песков 1,2 м/сутки.

Угол естественного откоса в воздушно-сухом состоянии изменяется от 32 до 37°; под водой уменьшается немного.

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (Q_{II} k₂) представлены теми же гранулометрическими разностями, что и отложения первой надпойменной террасы. На поверхности второй надпойменной террасы имеют значительную мощность (5—7 м) суглинистые отложения. Верхняя часть их изменена процессом выветривания и почвообразования, в результате чего она приобрела лёссовидный облик и высокую пористость.

Средняя часть разреза второй террасы сложена слоистой толщей, где наряду с суглинистыми и песчаными прослойками встречаются тор-

фьяные. Иногда ее разрез сложен полностью песком. На поверхности второй надпойменной террасы торф встречается реже, чем на первой.

Для всех суглинистых отложений второй надпойменной террасы характерно (как и для первой) преобладание пылеватых частиц и отсутствие частиц больше 1 мм. Минералогический состав глинистых частиц аналогичен минералогическому составу частиц, выделенных из отложений первой надпойменной террасы. Пористость для супесей и суглинков изменяется в пределах 40—60%.

Коэффициент сжимаемости, определенный для суглинков легкого и среднего состава в интервале нагрузок 0—2 кг/см², составляет 0,010—0,018 см²/кг. Коэффициент внутреннего трения изменяется от 0,30 до 0,50, угол внутреннего трения от 16 до 26°; сцепление в среднем составляет около 0,20 кг/см².

Среднее значение числа пластичности для суглинков составляет 7 (легкие) — 12 (тяжелые).

Песчаные породы второй террасы представлены мелкими и пылеватыми песками. Для мелких песков преобладающей фракцией являются частицы размером 0,25—0,1 мм, которых содержится от 66 до 83%. Количество пылеватых и глинистых частиц вместе не превышает 5%.

Пылеватые пески характеризуются повышенным содержанием пылеватых и глинистых частиц (в среднем 14%). Удельный вес песков чаще всего имеет значения 2,65—2,68 г/см³. Объемный вес при естественном сложении составляет 1,46—1,63 г/см³. При этом пористость песков изменяется в небольших пределах и составляет около 45%. Коэффициент фильтрации песков изменяется в пределах от 1,2 до 8 м/сутки. Угол естественного откоса песчаных отложений второй надпойменной террасы 33—37°; под водой уменьшается до 30—33°.

Третья надпойменная терраса ($Q_{III}kz$ или $Q_{III}zr$), или как часто ее называют озерно-аллювиальная равнина, занимает большие пространства в северной части области. Она отличается от второй надпойменной террасы прежде всего более высокими отметками. Если превышение II надпойменной террасы над урезом воды составляет 14—20 м, то III надпойменная терраса имеет превышение 25—30 м.

Верхняя часть поверхности третьей надпойменной террасы чаще всего сложена суглинистыми образованиями, которые имеют большую мощность, чем на второй надпойменной террасе. Иногда в северной части области на поверхности этой террасы широко развит торфяной покров. Для третьей надпойменной террасы характерным является залегание в ее цоколе более древних отложений. Это можно наблюдать по правому и левому берегам р. Оби в ее нижнем течении, на участке от устья р. Полуй до р. Казыма и в других местах.

По составу и свойствам отложения III надпойменной террасы сходны с отложениями второй надпойменной террасы.

В пределах крупных речных долин встречаются многолетнемерзлые породы. Так, в пойме р. Оби многолетнемерзлые породы встречаются севернее устья р. Полуй. На первой надпойменной террасе многолетнемерзлые породы, как и на других более древних террасах, наблюдаются примерно до 62—63° с. ш. Наличие мерзлоты обуславливает развитие таких процессов, как термокарст, бугры пучения и т. п.

Гидрогеологический режим в местах развития многолетнемерзлых пород другой, чем в более южных районах. Здесь отмечаются под- и межмерзлотные воды, характеризующиеся слабой минерализацией.

Грунтовые воды более южных районов в зависимости от элемента рельефа залегают на различной глубине. Так, воды III надпойменной террасы залегают на глубине 20—30 м, II надпойменной террасы — на глубине 8—12 м, I надпойменной террасы на глубине 2—7 м, а на

пойме — выше 5 м. Воды по химическому составу относятся к гидрокарбонатно-кальциевым, с минерализацией 0,1—0,3 г/л. В более северных районах области минерализация вод еще меньшая и составляет 0,03—0,07 г/л. По составу они относятся к гидрокарбонатным натриевым, без содержания сульфатов. По отношению к бетону воды не агрессивны. Иногда грунтовые воды имеют местный напор до 10 м. Источником питания вод являются атмосферные осадки; область их разгрузки служат реки.

В геоморфологическом отношении область крупных речных долин характеризуется плоским рельефом с абсолютными отметками от 5 до 8 м. Пойма рек часто расчленена на отдельные острова многочисленными протоками. Поверхность ее в основном ровная. Отмечаются более повышенные участки в виде прирусловых валов, протягивающихся вдоль основных русел и проток. Пониженная часть поймы занята сорами (озера, которые имеют небольшую глубину и уровень воды в которых падает с понижением уровня паводковых вод в реке). На поверхности поймы часто встречаются заболоченные участки.

Поверхность первой надпойменной террасы почти плоская, так же как и поверхности II и III надпойменных террас. Часто прибрежная часть их затронута оврагообразованием. Этот процесс более сильно развит на III надпойменной террасе.

Отмечается также значительное развитие озер и заболоченность поверхности I надпойменной террасы. На более древних террасах эти процессы не имеют широкого распространения (за исключением северной части III надпойменной террасы). На склонах террас наблюдается осыпание, оплывание и в редких случаях оползание склонов.

Помимо перечисленных процессов следует отметить аккумулятивную и эрозионную деятельность рек, которая выражается в образовании песчаных отмелей и гряд.

Таким образом, рассматриваемая нами область имеет следующие инженерно-геологические особенности:

1. Основным типом отложений, выходящих на поверхность, является аллювий. В верхней его части преобладают породы суглинистого состава.

2. По прочностным свойствам аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения различны в зависимости от того, какой геоморфологический элемент речной долины они слагают. Сжимаемость пород уменьшается, а их сопротивление сдвигу увеличивается от отложений современной поймы к III надпойменной террасе. В соответствии с этим наименее благоприятными в инженерно-геологическом отношении являются аллювиальные отложения современной поймы.

3. Отмечается широтная зональность природных условий долин Оби и Иртыша, что накладывает определенный отпечаток на особенности отдельных инженерно-геологических районов. Важным обстоятельством в этом отношении является появление многолетнемерзлых пород в долинах рек к северу 62—63° с. ш.

4. Речные долины характеризуются плоским рельефом. Это обстоятельство, а также ряд других факторов обусловили интенсивное заболачивание поверхности всех геоморфологических элементов и особенно I надпойменной террасы в таежной зоне и III надпойменной террасы в северной ее части.

5. Подземные воды аллювиальных отложений речных долин в основном являются маломинерализованными.

6. При более детальных инженерно-геологических исследованиях особое внимание надо обращать на наличие торфяных прослоек в аллювиальных отложениях, которые значительно снижают несущую способ-

ность всей толщи. Большое значение также имеет изучение физико-геологических и, в частности, мерзлотных процессов, которые имеют место в данной области.

ОБ ОПЫТЕ СТРОИТЕЛЬСТВА

Как было показано выше, на территории Западно-Сибирской низменности прослеживается широтная природная зональность, накладывающая определенный отпечаток на инженерно-геологические условия промышленного, гражданского и других видов наземного строительства.

Специфика строительства в различных природных условиях западной Сибири позволяет разделить эту территорию на три крупные зоны: северную, среднюю и южную.

Северная зона охватывает территорию, где широко развиты песчаные, глинистые и торфяные многолетнемерзлые породы с различным характером распространения, льдистостью, температурным режимом и т. д.

В эту зону полностью входят следующие выделенные нами инженерно-геологические области: область плоских, морских средне-верхнеплейстоценовых равнин (А) и частично область холмисто-увалистых и полого-увалистых ледниковых и водно-ледниковых средне- и верхнеплейстоценовых равнин (Б) до южной границы распространения многолетнемерзлых пород. Кроме того, в пределах этой зоны встречается северная часть области крупных речных долин (К).

Небольшой накопленный опыт по данной зоне основывается в основном на постройке жилых зданий деревянного типа, автодорог между отдельными близлежащими населенными пунктами и железной дороги, в настоящее время не эксплуатируемой. В качестве оснований зданий используются рыхлые поверхностные отложения. Строительство в большинстве случаев ведется без учета наличия многолетнемерзлых пород и глубины сезонного промерзания на участках распространения талых пород. В результате, как показывает внешний осмотр существующих объектов, большинство зданий, возведенных на мерзлых породах, деформировалось после оттаивания мерзлых пород под фундаментом. Деформация зданий наблюдается также в результате пульсационного пучения пород в зимний период и последующего оттаивания летом. Эта деформация характерна для сооружений с неглубоко заложенным фундаментом.

Вдоль построенных дорог по бывшим куветам и местам стока талых вод отмечается широкое развитие оврагов, иногда со срывом полотна. Наблюдается также широкое развитие оврагов в населенных пунктах, обычно расположенных по склонам долин рек, где в результате удаления растительного покрова происходит изменение температурного режима пород, которые, оттаивая, легко поддаются размыву при наличии больших уклонов.

Здания, возведенные с учетом характера многолетнемерзлых пород, во многих поселках Крайнего Севера не испытывают деформаций: например, двухэтажные здания, построенные на многолетнемерзлых породах на свайном фундаменте (с сохранением мерзлого состояния пород).

Средняя зона охватывает южную часть инженерно-геологической области холмисто-увалистых и полого-увалистых ледниковых и водно-ледниковых средне- и верхнеплейстоценовых равнин (Б); почти полностью область плоских озерно-аллювиальных приледниковых среднеплейстоценовых равнин (В); северную часть слабобрасчленных денудационных равнин, сформировавшихся на палеогеновых и неогеновых

породах (Зауральское плато, З) и область сильнорасчлененных денудационных равнин (И); а также часть долин крупных рек (К).

Эта зона характеризуется избыточным увлажнением грунтов и чрезвычайно сильной заболоченностью водораздельных пространств. В пределах этой зоны также накоплен сравнительно небольшой опыт строительства. Лишь в последние годы здесь успешно были сооружены газопровод Игрим—Серов, нефтепровод Шаим—Тюмень и железная дорога Ивдель—Обь. Эти стройки показали возможность возведения сложных инженерных сооружений на заболоченных и таежных участках. Однако еще недостаточно выявлено поведение этих объектов при их эксплуатации. Обстоятельное изучение поведения этих объектов во время эксплуатации—ближайшая задача инженерно-геологических исследований на территории этой зоны. Накопленный опыт позволяет учесть неблагоприятные факторы при строительстве новых объектов, которые будут более надежными по сравнению с предыдущими.

Населенные пункты этой зоны расположены преимущественно по берегам рек. Такое их расположение вызывает развитие определенных инженерно-геологических процессов: так наблюдается широкое развитие эрозии, вызванной вырубкой лесов в результате хозяйственного освоения территории. Интенсивный подмыв берегов реками приводит к разрушению отдельных зданий, а часто отдельных улиц, населенных пунктов и т. д. Кроме того, здесь отмечены деформации отдельных зданий за счет пучинности грунтов, которая вызвана неглубоким заложением фундаментов зданий (выше глубины сезонного промерзания пород).

В южную зону входит остальная часть Западно-Сибирской низменности, для которой характерно преобладание испарения над выпадающими атмосферными осадками. Северная граница этой зоны практически совпадает с северной границей лесостепи. К южной зоне относятся следующие инженерно-геологические области; область плоских неогеновых равнин, почти полностью область грядово-увалисто-лощинных предгорных среднелейстоценовых равнин, область плоских аллювиальных плейстоценовых равнин (Г), южная часть Зауральского плато (З) и область крупных речных долин (К), где широким развитием пользуются лёссовые породы и агрессивные грунтовые воды, часто залегающие неглубоко от поверхности. Для этой зоны накоплен значительный опыт строительства в связи с проведением на данной территории железнодорожной магистрали, возведением крупных промышленных и гражданских сооружений. При возведении различных сооружений в данной зоне отмечаются деформации фундаментов зданий в результате повышенной сжимаемости поверхностных отложений и их просадочности. Кроме того, в результате пучинности увлажненных грунтов и при заложении фундаментов зданий выше глубины сезонного промерзания наблюдаются деформации зданий. При возведении железобетонных мачт для линии электропередач имели место случаи их разрушения в результате сульфатной агрессивности грунтовых вод. При строительстве шоссе и железных дорог по склонам наблюдаются разрушения кюветов и отчасти полотна дорог, что связано с легкой размываемостью пород.

В некоторых городах при возведении сооружений на поверхности I и II надпойменных террасах отмечается повышение уровня грунтовых вод за счет усиления инфильтрации дождевых осадков, а также утечки вод из водопроводов и канализационных сетей.

Сооружения, возведенные на юге Западной Сибири со строгим учетом всего комплекса инженерно-геологических условий местности,

успешно эксплуатируются в течение длительного времени. Примером этого являются созданные за время Советской власти крупные современные города Западной Сибири.

ПАЛЕОЗОЙСКОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Западно-Сибирская плита в пределах описываемой территории обрамляется горно-складчатыми сооружениями Урала на западе и Саяно-Алтайской системы на востоке, которые выделены в самостоятельные инженерно-геологические регионы.

Урал

Полярный, Приполярный и Северный Урал в пределах Тюменской области представляет собой горную страну с абсолютными отметками от 300—500 до 1000—1800 м. Наиболее высокие горные вершины района — гора Пай-Ер (1499 м), гора Ханмей (1324 м), гора Народная (1894 м), гора Ойканер (936 м) и др.

Для Полярного Урала доминирующим типом рельефа являются горные массивы, сильнорасчлененные троговыми и речными долинами. В южной его части рельеф несколько меняется: здесь развито волнистое плато высотой до 900—1100 м, сформированное под воздействием покровного оледенения, наложившегося на древнюю денудационную поверхность. Для центральных районов Полярного и Приполярного Урала характерно наличие современных мелких (каровых и висячих) ледников, приуроченных к альпийскому рельефу центральной части горной страны. Восточный склон Приполярного Урала — средневысотные горные массивы, расчлененные глубокими троговыми долинами. В северной части Северного Урала преобладают средневысокие горы со следами покровного оледенения.

В геологическом строении Полярного, Приполярного и северной части Северного Урала принимают участие породы от протерозойского до кайнозойского возраста включительно. В инженерно-геологическом отношении их можно подразделить на два комплекса: 1) *породы коренной основы*, представленные протерозойскими и палеозойскими породами с жесткими кристаллизационными связями (скальные грунты), и 2) *поверхностные отложения*, сложенные глинистыми, песчаными и крупнообломочными четвертичными отложениями.

Метаморфические породы протерозойского и нижнепалеозойского возраста широко развиты на восточном склоне Приполярного и Полярного Урала. Они представлены толщей кристаллических сланцев, кварцитов, гнейсов, амфиболитов, филлитов, прорванных мощными интрузиями ультраосновных, основных и кислых пород.

Восточные районы Урала в пределах описываемой территории сложены толщей зеленокаменных эффузивно-осадочных пород среднего палеозоя. В отдельных районах отмечены мощные толщи карбонатных пород силурийского и девонского возраста. Среди отложений среднего палеозоя очень широко развиты интрузии габбро-перидотитовой формации, залегающие обычно между метаморфическими образованиями протерозоя — нижнего палеозоя и эффузивно-осадочной толщей.

Эти породы, отличающиеся высокой прочностью (800—2300 кг/см²), являются морозостойкими и благоприятными в инженерно-геологическом отношении. Однако нужно отметить, что обычно эти прочные породы в верхней части разреза в различной степени выветрелые и разбитые системой трещин.

На описываемой территории в течение длительного времени процессы денудации преобладали (и преобладают) над процессами аккумуляции. Поэтому здесь мощные толщи *поверхностных отложений* четвертичного возраста приурочены к отрицательным формам рельефа: в долинах рек мы видим толщи грубообломочного аллювия значительной мощности. На волнистых плато и склонах гор широко развиты элювиально-делювиальные отложения грубого состава, а также распространены моренные валунные суглинки и гравелистые флювиогляциальные пески максимального, зырянского и сартанского оледенений.

Одной из наиболее важных инженерно-геологических особенностей рассматриваемой территории является широкое развитие многолетнемерзлых пород, причем в мерзлом состоянии находятся как скальные, так глинистые и грубообломочные грунты. Наличие многолетнемерзлых пород создаст целый ряд трудностей при строительстве сооружений. Кроме того, этот фактор, а также климатические особенности района способствуют развитию специфических современных геологических процессов.

Так, для Полярного и Приполярного Урала характерно морозное выветривание горных пород, носящее избирательный характер: наибольшей устойчивостью обладают кварциты, кварцитовые конгломераты; средней — кристаллические породы изверженного комплекса (граниты; гранодиориты и др.) и наименьшей — различные сланцы (Долгушин, 1951). Выветриванию обязаны обвалы горных пород на склонах.

С развитием мерзлотных процессов связаны и такие широко распространенные на Полярном и Приполярном Урале формы рельефа, как натечно-солифлюкционные фестоны и террасы на склонах, курумы, достигающие огромных размеров, полигональные грунты и разнообразные формы морозного пучения.

Для восточного склона Полярного и Приполярного Урала характерно развитие селевых паводков, происходящих обычно весной и выносящих в долины рек большое количество обломочного материала. На Полярном Урале наиболее селеопасны бассейны рек Гэна-Хадыта, Пыр-Яха-Тоня, Воря-Шора, Трехозерный, на Приполярном — верховья рек Народы, Маньи и их притоков (Кеммерих 1961, 1964).

Следует также отметить, что на описываемой территории происходят сходы снежных лавин, что является крайне неблагоприятным фактором. Период лавинной опасности (по данным географического ф-та МГУ) на Полярном, Приполярном и Среднем Урале составляет 6—10 месяцев, причем большая часть лавин сходит в весенний период.

В заключение укажем, что в районах распространения карбонатных пород силурийского и девонского возраста отмечено развитие карстовых форм рельефа.

Следовательно, основными инженерно-геологическими особенностями восточного склона Урала в пределах Тюменской области являются: 1) горный сильнорасчлененный рельеф; 2) широкое развитие пород с жесткими кристаллизационными связями в зоне активного влияния инженерных сооружений; 3) развитие многолетнемерзлых пород и связанных с ними специфических геологических процессов, которые необходимо учитывать при проектировании сооружений.

Алтае-Саянская горная страна

Алтае-Саянская горная страна, обрамляющая Западно-Сибирскую низменность с юго-востока, по своему структурно-тектоническому строению представляет собой инженерно-геологический регион первого порядка, внутри которого по особенностям тектонического и геологиче-

ского развития можно выделить три региона второго порядка: горное сооружение салаирской фазы складчатости — Кузнецкий Алатау, горное сооружение позднекаледонской фазы складчатости — Салаирский кряж и горное сооружение герцинской фазы складчатости — Колывань-Томская складчатая дуга.

Кузнецкий Алатау. Горное сооружение Кузнецкий Алатау лишь небольшим своим северо-западным выступом заходит в пределы Томской области. Для этой части региона характерен низкогорный рельеф с абс. отметками 260—300 м, сильно расчлененный притоками р. Томи на отдельные горные массивы. Они представляют собой отдельные возвышенные точки в виде уплощенных куполов или плоских вытянутых глив.

Среди пород, развитых в данном регионе, четко выделяются породы *коренной основы* и поверхностные образования.

Породы *коренной основы* представлены высокометаморфизованными осадочными и эффузивными отложениями верхнего протерозоя и кембрия: кристаллические сланцы, кварциты (протерозой), метаморфические и глинистые сланцы, мраморитизированные известняки (кембрий). Это в основном массивно кристаллические породы, обладающие значительной прочностью. Поверхностные образования представлены четвертичными делювиальными лёссовидными суглинками незначительной мощности (до 2—3 м) и аллювиальными гравийно-галечными отложениями в долинах мелких рек, протекающих в этом регионе.

В описываемом регионе в основном встречаются трещинные грунтовые воды со сравнительно высоким дебитом. Однако на территории развития лёссовидных пород первый водоносный горизонт грунтовых вод приурочен к ним и встречается на небольшой глубине. Воды пресные, пригодные для питья.

В пределах региона в связи с новейшими движениями резко усилены процессы речной эрозии и сопряженные с ней склоновые процессы.

Там, где на поверхность выходят карбонатные отложения кембрия, широко развиты карст и карстовые формы рельефа — воронки, поля, долины.

Таким образом, для данного региона основными инженерно-геологическими особенностями являются:

- 1) сильно расчлененный рельеф;
- 2) развитие высокопрочных массивно-кристаллических пород;
- 3) развитие карстовых процессов на территориях, сложенных карбонатными породами кембрия;
- 4) широкое развитие склоновых процессов в долинах рек.

Салаирский кряж. В пределы Новосибирской области входит лишь северо-западная часть этого региона. Салаирский кряж представляет собой асимметричное наклонное плато, вытянутое с юго-востока на северо-запад между реками Обью и Томью. Абсолютные отметки здесь колеблются в пределах от 300 до 500 м. На северо-западе Салаирский кряж постепенно понижается и в районе г. Новосибирска морфологически почти не выражен. Западный склон кряжа пологий и, постепенно понижаясь к р. Оби, незаметно сливается с поверхностью Западно-Сибирской низменности. Северо-восточный его склон имеет весьма резко выраженный крутой уступ. Рельеф кряжа очень мягкий, с плавными очертаниями водораздельной части и широкими долинами.

В геологическом строении данного региона принимают участие эффузивно-осадочные, терригенные и известняковые породы нижнего и среднего палеозоя, собранные в складки и интенсивно рассланцованные, которые относятся к породам *коренной основы*.

Во внутренних районах Салаирского кряжа широко распространены элювиально-делювиальные лёссовидные суглинки и глины, а также ал-

лювиальные отложения в долинах рек, представленные песками с линзами мелкого галечника и перекрытые глинами и лёссовидными суглинками. Наибольшие мощности лёссовидных суглинков встречаются на пологом западном склоне кряжа. Грунтовые воды на большей части территории региона приурочены к рыхлым кайнозойским образованиям. Это в основном поровые воды. Залегают они сравнительно на небольшой глубине.

В местах выхода на поверхность пород *коренной основы* грунтовые воды обычно приурочены к ним и встречаются на значительной глубине.

Основными инженерно-геологическими особенностями данного региона являются:

1) расчлененный эрозионный рельеф и развитые на склонах процессы выветривания и обвалы, приуроченные преимущественно к восточному склону кряжа;

2) плоские водораздельные плато, перекрытые мощной толщей лёссовидных пород, приуроченные преимущественно к западному склону кряжа;

3) широкие речные долины (до 10 км), выполненные гравийно-галечниковыми отложениями и перекрытые лёссовидными суглинками.

Колывань-Томская складчатая зона. Она представляет собой сложное структурное сооружение, вытянутое в северо-восточном направлении, вдоль р. Оби до устья р. Томи. Это несколько приподнятая равнина, получившая название Приобского плато (Воскресенский, 1962). Абсолютные отметки ее на севере (в районе устья Томи) не превышают 200 м, у подножия Салаирского кряжа — 250—300 м. Складчатый фундамент в пределах большей части плато скрыт под покровом рыхлых кайнозойских отложений, и лишь в отдельных частях (вблизи г. Новосибирска) выходит на дневную поверхность. Обнаженная часть Колывань-Томской зоны (Колывань-Томская луга) также примыкает к северному окончанию Салаирского кряжа. Собственно Колывань-Томская дуга и служит обрамлением Западно-Сибирской низменности на данном участке.

В строении данного региона принимают участие геосинклинальный комплекс девонских и каменноугольных отложений, представляющий собой породы коренной основы. Они представлены здесь преимущественно глинистыми сланцами с прослоями песчаников и известняков. Породы сильно дислоцированы. Толща прорвана интрузией гранитов, выходящих на поверхность (как отмечалось выше) вдоль р. Оби от г. Новосибирска на север.

Поверхностные образования, перекрывающие отложения коренной основы на большей части территории региона, представлены неогеновыми и четвертичными отложениями и достигают здесь значительной мощности. Это в основном пески и глины, перекрытые в верхней части лёссовидными породами.

Грунтовые воды, приуроченные к рыхлым поверхностным образованиям (пескам), залегают на глубине порядка 30—40 м.

Характерными инженерно-геологическими особенностями этого региона являются:

1) ровный, слаборасчлененный рельеф, с характерными вытянутыми в северо-восточном направлении параллельными друг другу ложбинами;

2) выходы гранитных интрузий на поверхность;

3) широкое развитие лёссовидных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характеристика гидрогеологии и инженерной геологии Западно-Сибирской низменности, изложенная в томе, показывает, что изученность территории по площади и в разрезе неодинакова.

Выводы об основных закономерностях и особенностях формирования подземных вод обоснованы с различной степенью вероятности. Наиболее слабо изучены северные районы, где геологоразведочные работы только начинают развиваться.

По ряду важнейших вопросов гидрогеологии артезианского бассейна пока нет достаточных материалов, убедительно доказывающих высказанные точки зрения. Одной из наиболее спорных проблем является происхождение и последующее преобразование подземных вод во внутренних районах бассейна в пределах нижнего гидрогеологического этажа. В то же время решение этой проблемы имеет исключительно важное значение в связи с прогнозированием на нефть и газ.

Западно-Сибирская низменность в ближайшей перспективе должна стать крупным индустриальным районом страны. В директивах XXIII съезда КПСС по пятилетнему плану предусматривается «Создать крупный народнохозяйственный комплекс на территории Западной Сибири на базе вновь открытых месторождений нефти и газа, а также лесных богатств». Намечаются очень большие масштабы по освоению этой малообжитой территории с суровыми природно-климатическими условиями. В короткие сроки необходимо построить железные и автомобильные дороги, трубопроводы, промыслы, города и пр. Резко вырастет население северных районов. Все это требует значительного усиления работ по изучению гидрогеологических и инженерно-геологических условий территории.

Невозможно перечислить весь комплекс задач по гидрогеологии и инженерной геологии, которые возникают при таких масштабах и темпах освоения этого края. Важнейшими из них являются следующие.

1. Дальнейшее изучение гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений как основы для выработки критериев оценки перспективности районов на эти полезные ископаемые и выяснения условий разработки залежей. Особое внимание должно быть уделено изучению комплексов микрокомпонентов, растворенных в водах, органических веществ и микробиологии, а также газонасыщенности и состава растворенных газов. Эти показатели наиболее слабо изучены в условиях Западно-Сибирской низменности, хотя они, по-видимому, дадут наиболее надежные данные для прогнозирования сравнительной перспективности отдельных районов в условиях единой нефтегазоносности провинции. Из гидродинамических исследований на месторождениях наиболее важным является выяснение тесноты связи нефтяных и газовых залежей с водонапорными

системами гидрогеологических комплексов и степени изоляции отдельных продуктивных пластов.

2. Выяснение практического значения подземных вод для закачки в нефтяные пласты с целью поддержания пластового давления при разработке месторождений. Для многих районов низменности основной задачей изучения подземных вод с этой точки зрения является технико-экономическая оценка целесообразности их использования.

3. Всестороннее изучение подземных вод в высокопродуктивных водоносных горизонтах как сырья для получения не только йода, но и других элементов. В отношении йода необходимо на основе геолого-экономического анализа из обширных территорий выделить участки для первоочередной разведки и освоения.

4. Геолого-экономическая оценка термальных вод в различных районах низменности как источника тепла. Особое внимание должно быть уделено изучению возможностей попутного использования тепла подземных вод, добываемых для других целей, а также использованию вод как источника тепла и в бальнеологических целях из глубоких разведочных на нефть и газ скважин, на площадях бесперспективных на эти ископаемые.

5. Усиление работ по оценке естественных и эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод в районах с быстро развивающейся промышленностью и сельским хозяйством. Выяснение возможностей организации централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения за счет подземных вод. В южных районах низменности большое внимание должно быть уделено изучению возможностей вовлечения в хозяйственный оборот слабосолоноватых вод более глубокозалегающих водоносных горизонтов, часто имеющих крупные ресурсы.

6. Развитие гидрогеологических исследований по обоснованию мелиоративных мероприятий. Быстрое освоение нефтегазоносных районов в северной части низменности в условиях равнинного рельефа, избыточного увлажнения и сильной заболоченности территории, невозможно без выполнения большого объема работ по осушению как отдельных площадей, так и крупных районов в целом. В южных — сельскохозяйственных районах, испытывающих недостаточное увлажнение, необходимо выявить гидрогеологические условия орошения территорий.

7. Широкий разворот работ по изучению инженерно-геологических условий и процессов. Намечаемые в ближайшее время громадные объемы работ по сооружению новых городов и поселков, промыслов, железных и автомобильных дорог, магистральных трубопроводов и других требует всестороннего инженерно-геологического изучения территории как в региональном плане, так и по отдельным площадям и трассам. Особое внимание необходимо уделять инженерно-геологической оценке условий строительства в районах развития многолетнемерзлых и переувлажненных грунтов.

Выполнение перечисленных выше задач невозможно без изучения ряда общих гидрогеологических и инженерно-геологических проблем. Осуществление большого объема работ, связанных с конкретными задачами прикладного характера, позволит выяснить или уточнить общие закономерности Западно-Сибирского артезианского бассейна. Это также создаст благоприятные условия для решения широкого круга теоретических вопросов гидрогеологии и инженерной геологии.

Большие объемы геологоразведочных работ на громадных пространствах в Западно-Сибирской низменности приводят к быстрому накоплению и обновлению фактического материала. Необходим постоянный анализ и обобщение новых данных и подготовка сводных работ по отдельным наиболее важным проблемам.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Д И Воды Кулундинской степи Новосибирск Изд-во Сиб отд АН СССР, 1960

Абрамович Д И [и др] Западно Сибирская низменность «Очерк природы» М, Географгиз, 1963

Альтовский М Е Органическое вещество и микрофлора подземных вод, их значение для оценки нефтегазоносности В сб «Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений» М, Изд-во АН СССР, 1959

Андреев Ю Ф Многолетия мерзлота и ее значение для поисков структур на севере Западной Сибири Тр ВНИГРИ, вып 158 М, Изд-во «Недра», 1960

Андреев Ю Ф, Белорусова Ж М Связь криогенных форм рельефа с геотого геоморфологическим строением Тазовского полуострова Тр ин-та мерзлотоведения им В А Обручева, т 19 М, Изд-во АН СССР, 1962

Андреев Ю Ф, Яковлев О Н Гидрогеологический очерк мезозойско-кайнозойских отложений северо-западной части Западно Сибирской нефтегазоносной провинции В сб «Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири» Тр ВНИГРИ, вып 225 Л, Гостоптехиздат, 1963

Антыпко Б Е Континентальные палеогеновые и неогеновые отложения петропавловского Прииртышья Сб статей по геологии и гидрогеологии, вып 2 М, Изд-во «Недра», 1960

Барс Е А Носова Л Н К вопросу о растворенном органическом веществе в водах меловых и юрских отложений средней части Обь-Иртышского бассейна В сб «Геохимия нефти и нефтяных месторождений» Изд-во АН СССР, 1962

Барс Е А Носова Л Н Органическое вещество в водах разведочных площадей Восточного Приуралья В сб «Геохимия каустобиолитов и их месторождений» Изд-во АН СССР, 1962а

Баулин В В Основные этапы истории развития многолетнемерзлых пород на территории Западно Сибирской низменности Тр ин-та мерзлотоведения им В А Обручева, т 19 Изд-во АН СССР, 1962

Бенкер Е Г Образование нефти путем скопления углеводородов в осадках Геохимический симпозиум при V Всемирном нефтяном конгрессе (перевод с англ) М, Гостоптехиздат, 1960

Бейром С Г Формирование подземных вод в условиях Горного Алтая и юга Иртышского артезианского бассейна В сб «Формирование подземных вод Западной Сибири и их использование», Новосибирск, Изд-во Сиб отд АН СССР, 1965

Бейром С Г Гидрогеологические условия для водоснабжения в береговой зоне водохранилища Новосибирской ГЭС Материалы комис по изуч подземных вод Сибири и Дальнего Востока, вып 1 М, Изд-во АН СССР, 1962

Бейром С Г, Михайлова Е В Подземные воды Кулунды — на службу сельскому хозяйству «Советская геология», 1955, № 44

Бейром С Г, Михайлова Е В Подземные воды кайнозойских отложений южной части Западно Сибирской низменности «Советская геология», 1958, № 3

Бейром С Г, Михайлова Е В Грунтовые воды юго-восточной части Западно Сибирской низменности Новосибирск Изд-во Сибир отд АН СССР, 1960

Бейром С Г [и др] Формирование стока и химический состав подземных вод олигоценых отложений Иртышского артезианского бассейна «Геология и геофизика», Изв Сиб отд АН СССР, 1961, № 7

Биль И И Исследование водоносности Алейско Кулундинской степи в 1897—1898 гг «Горный журнал», 1900, т III, кн 8

Богданович К И Ишимская степь между Петропавловском и Омском в отношении ее водоносности Изв Общ-ва горн инж, 1893, № 1

Богдашев В А [и др] Стратиграфическая схема четвертичных отложений Кеть-Тымского Приобья Реш и тр межвед совещ по доработке и уточн стратиграф схем Зап Сиб низменности Л, Гостоптехиздат, 1961

Богомяков Г П, Нуднер В А Термальные воды Западно Сибирского артезианского бассейна и их практическое использование «Разведка и охрана недр», 1963, № 9

Бондаренко С С Некоторые закономерности распределения месторождений подземных йод бромных вод СССР и оценка перспектив их практического использования Науч техн совещ по гидрогеол и инж геол Тезисы докл, Москва — Ереван 1963

Брадучан Ю В [и др] Геология Усть Балыкского нефтяного месторождения Тр СНИИГГИМС, вып 32 М, Изд-во «Недра», 1964

Булыгина О П Ресурсы промышленных вод Тюменской части Западно Сибирского артезианского бассейна и их практическое использование Научн техн совещ по гидрогеол и инж геол Тезисы докл, Москва — Ереван, 1963

Бутов П И Подземные воды Западно Сибирского края «Советская Азия» кн 7—8, 1931

Вагин С Б [и др] Условия водообмена в гидрогеологической истории мезозойских отложений Западно Сибирской низменности «Нефтегазовая геология и геофизика» 1966а, № 14

Вагин С Б [и др] О палеогидрогеологических условиях формирования подземных вод нефтегазоносных отложений Западно Сибирской низменности Изв вузов, «Нефть и газ», 1966б, № 7

Васильева В Н Железистые воды курорта «Озеро Медвежье» В сб «Вопросы изучения курортных ресурсов СССР», М, Медгиз, 1955

Воскресенский К П Нормы и изменчивость годового стока рек Советского Союза Л, Гидрометеиздат, 1962

Воскресенский С С Геоморфология Сибири Изд МГУ, 1962

Высоцкий Н К Геологические исследования в черноземной полосе Западной Сибири Изв Геол ком та, 1894

Высоцкий Н К Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири В сб «Геологические исследования и разведочные работы по линии Сиб ж д», вып 5, 1896

Гармонов И В, Иванов А В, Сугробов В М Области питания и разгрузки подземных вод юго восточной части Западно Сибирской низменности В сб «Пробл гидрогеологии», М, Госгеолтехиздат, 1960

Гармонов И В [и др] Подземные воды юга Западно-Сибирской низменности и условия их формирования Тр Лабор гидрогеол пробл АН СССР, 1961, т XXXIII

Гармонов И В, Иванов А В Динамика подземных вод юга Западно Сибирского артезианского бассейна В кн «Формирование подземных вод Западной Сибири и их использование» Новосибирск, Изд во Сиб отд АН СССР, 1965

Гатальский М А Подземные воды и газы палеозоя северной половины Русской платформы Гостоптехиздат, 1954

Геология и нефтегазоносность Западно Сибирской низменности (Под ред Д В Дробышева и В П Казаринова) Тр ВНИГРИ, вып 114 Л, Гостоптехиздат, 1958

Геология и нефтегазоносность Западно Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР (Под ред Н Н Ростовцева и А А Трофимук) Новосибирск, Изд во Сиб отд АН СССР, 1963

Геология СССР, т. 44 М, Изд-во «Недра», 1964

Геоморфологическое районирование СССР Тр Комис по естеств-историч районированию СССР, т 2, вып 1 М, Изд-во АН СССР, 1947

Герасимова А С Характеристика современных геологических процессов, развитых в долинах нижнего течения рек Оби и Иртыша Вестн МГУ, 1959, № 2

Герасимова А С Инженерно геологическая характеристика склонов правого бережья Иртыша в его нижнем течении Вестн МГУ, 1959а, № 3

Герасимова А С Современные геологические процессы Нижнего Приобья и их инженерно геологическое значение (Автореф канд дисс), М, 1960

Герасимов И П Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно Сибирской низменности Изв АН СССР, серия геогр., 1940, № 5

Глушко Р П, Нуднер В А, Толстиков Г А Геотермический режим недр западной части Западно-Сибирской низменности Научн техн совещ по гидрогеол и инж геол Тезисы докл, Москва — Ереван, 1963

Гураи Ф Г [и др] Закономерности изменения мезозойских нефтей Западно-Сибирской низменности «Геология нефти и газа», 1964, № 12

Гуревич М С Парагенезис подземных вод и природных газов Тр Лабор Гидрогеол пробл АН СССР, т 3 М, Изд во АН СССР, 1948

Гуревич М С Материалы по гидрогеологии южной части Западно Сибирской низменности в связи с оценкой условий газонефтеносности «Материалы по геологии, гидрогеологии и нефтегазоносности Западной Сибири» Тр ВСЕГЕИ, Л, Гостехиздат, 1952а

Гуревич М. С. Подземные воды и растворенные газы Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ, Л., Гостехиздат, 1952г.

Гуревич М. С. Материалы по нефтепоисковой гидрогеологии южной части Западной Сибири. Тр. ВСЕГЕИ, общ. серия, вып. 1, Гостеолтехиздат, 1954.

Гуревич М. С. Западно-Сибирский артезианский бассейн. В кн. «Гидрохимическая карта Сибири и Дальнего Востока». Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 3. М., Гостеолтехиздат, 1956.

Гусева А. Н., Парнов Е. И. Значение температурных характеристик при изучении поверхностных явлений в процессах нефтеобразования. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1963, № 1.

Давыдов Л. К. Гидрография СССР, ч. II. Изд. ЛГУ, 1955.

Долгушин Л. Д. Некоторые особенности рельефа, климата и современной денудации на Приполярном Урале. Изд-во АН СССР, 1951.

Дубиков Г. И. Особенности распространения многолетнемерзлых пород в северной части Западно-Сибирской низменности (по профилю г. Салехард — пос. Уренгой). Тр. ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева, т. 19, Изд-во АН СССР, 1962.

Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. Гостептехиздат, 1958.

Егоров С. В. Подземные воды меловых отложений Омского Прииртышья. Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр. 1958а, № 1.

Егоров С. В. Подземные воды Приказахстанской части Западно-Сибирской низменности. Изв. высш. учебн. заведений. «Геология и разведка», 1958б, № 11.

Егоров С. В. Термальные воды южной части Западно-Сибирской низменности. Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 19.

Егоров С. В. Некоторые особенности формирования подземных вод юга Западной Сибири. Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 39.

Егоров С. В. Основные закономерности динамики подземных вод южной части Западно-Сибирской низменности. «Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 101, Л., Гостеолтехиздат, 1963.

Егоров С. В. Некоторые данные о взаимосвязи подземных и поверхностных вод в южной части Западно-Сибирской низменности и вопросы использования подземных вод. В сб. «Формирование подземных вод Западной Сибири и их использование». Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1965.

Ермаков И. Г., Шаров В. И. Зависимость величины модуля деформации пылеватых песков Западной Сибири от коэффициента пористости. Тр. Новосибирск ин-та инженеров железнодорожного транспорта, вып. 28. М., Трансжелдориздат, 1962.

Жилинский И. И. Очерк гидротехнических работ в районе Сибирской ж. д. по обводнению переселенческих участков в Ишимской степи и осушению болот в Барабе 1895—1904 гг. СПб., Гл. упр. землеустройства и земледелия, 1907.

Жуков Б. Ф. [и др.]. Изыскания Северного порта в Обской губе и инженерно-геологические условия на мысе Каменном, вып. 3. М., Изд-во Главсевморпути, 1953.

Зайцев И. К. Методика составления сводных гидрогеологических карт. Гостеолтехиздат, 1945.

Зайцев И. К. Принципы гидрогеологического районирования. «Советская геология», 1947, № 19.

Зайцев И. К. Основные типы гидрогеологических структур на территории СССР. «Советская геология», 1959, № 11.

Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР. «Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 101. Л., Гостеолтехиздат, 1963.

Западная Сибирь. Изд-во АН СССР, 1963.

Затенцакая Н. П. Химический состав поровых вод кайнозойских глинистых пород Тобол-Ишимского водораздела и их связь с водами водоносных горизонтов. В сб. «Вопросы гидрогеол. и гидротермии». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Иванов К. Е. Основы гидрогеологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов. Л., Гидрометеиздат, 1957.

Известия Омского отд. геогр. об-ва Союза ССР, 1960, вып. 3/10.

Ильин В. С. Грунтовые воды. БСЭ, т. 19, 1930.

Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.

Каменский Г. Н. [и др.]. Гидрогеология СССР. М., Гостеолтехиздат, 1959.

Карпинский А. А. Третичные осадки восточного склона Урала. Зап. Уральск. об-ва любителей естествознания, Екатеринбург, 1883, т. VIII, № 3.

Карцев А. А. Принципы и пути палеогидрогеологических исследований (при изучении генезиса нефтяных и газовых залежей и оценке перспектив нефтегазоносности). В сб. «Проблемы гидрогеологии». М., Гостеолтехиздат, 1960.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963.

Карцев А. А., Вагин С. Б. Палеогидрогеологические исследования при изучении формирования и разрушения нефтегазовых скоплений (на примере мезозойских отложений Предкавказья) «Советская геология» 1962, № 8.

- Карцев А А, Вагнн С Б Роль седиментационных вод в формировании пластовых вод крупных артезианских бассейнов Тр МГРИ, «Геология и разведка», вып 8 М, Изд-во «Недра», 1966
- Касторский Н С К вопросу о химическом составе минеральных вод Барабы Изв Томск ун-та, 1911, кн 42
- Качинский Н А Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. Изд во АН СССР, 1958
- Качурин С П Отступление вечной мерзлоты Докл АН СССР, нов серия, 1938, т XIX, № 8
- Кеммерих А О Гидрография Северного, Приполярного и Полярного Урала Изд во АН СССР, 1961
- Кеммерих А О Селевые паводки на Полярном и Приполярном Урале «Метеорология и гидрология», 1961, № 3
- Кеммерих А О Полярный и Приполярный Урал В кн «Сели в СССР и меры борьбы с ними» М, Изд во «Наука», 1964
- Ковалев В Ф Подземные воды Среднего и Северного Зауралья и вопросы нефтегазоносности Тр горно геол ин та, вып 47, Свердловск, Изд-во Зап-Сиб фил АН СССР, 1960
- Козырев А А Краткий гидрогеологический очерк Казахстана Материалы комиссий экспедиционных исследований, серия Казахстанская, вып. 4, Изд-во АН СССР, 1927
- Котова М С Об изменении состава и минерализации поровых вод при выжимании их из глин Зап ЛГИ, 1965, вып 48, № 2
- Котта Б Ф О геологическом строении Алтая «Горный журнал», 1863а, вып III, № 7
- Котта Б Ф Степи Западной Сибири «Горный журнал», 1869б, вып IV, № 11
- Краснопольский А А Геологические исследования по линии Зап-Сиб ж д В сб «Геол исследования и разведочн работы по линии Сиб ж д» Вып XVII, 1898
- Краснопольский А А Геологические исследования в бассейне р Тобол В сб «Геол исследования и разведочн работы по линии Сиб ж д» Вып XX, 1899
- Кротова В А Волго Уральская область Гидрогеология М, Гостоптехиздат, 1956
- Кругликов Н М Гидрогеология северо западного борта Западно Сибирского артезианского бассейна Л Изд-во «Недра», 1964
- Крюков П А Об исследованиях растворов, пропитывающих осадочные породы В сб «Проблемы гидрогеологии» М, Госгеолтехиздат, 1960
- Крюков П А Почвенные, иловые и горные растворы Автореф докт дисс, М 1964
- Кузин И Л Геоморфологические уровни севера Западной Сибири Тр ВНИГРИ, вып 225, Л, Гостоптехиздат, 1963
- Кузьмин А И, Нацук Н С О подземных водах юга Омской области В сб «Формирование подземных вод Западно Сибири и их использование» Новосибирск, Изд во Сиб отд АН СССР, 1965
- Кучин М И Состояние вопроса по исследованию подземных вод Барабинской и Кулундинской степей Западно Сибирского края Вестн Зап Сиб ГРТ, 1932, № 1
- Кучин М И Перспективы изучения артезианских вод Западно Сибирской низменности Вестн Зап Сиб ГРТ, 1936а, № 4
- Кучин М И Подземные воды Обь Иртышского бассейна Справочник по водным ресурсам СССР, т XV Изд Гос гидрогеол ин та и бюро водного кадастра М—Л 1936б
- Кучин М И Подземные воды Обь-Иртышского бассейна (в границах Новосибирской области Алтайского края и Омской области) М—Л, Гостоптехиздат, 1940
- Кучин М И Гидрология Барабы Вестн ЗСГУ, № 3—4, 1942
- Кучин М И Геохимия подземных вод Западной Сибири Вестн ЗСГУ, 1947 вып 5
- Лазуков Г И, Рейнин И В Стратиграфия четвертичных отложений Обско Пуровского междуречья Реш и тр межведом совещ по доработке и уточн стратиграф схем Зап Сиб низменности Л, Гостоптехиздат, 1961
- Левина Е Ф К вопросу о мелиорации Барабы «Гидротехника и мелиорация» 1950, № 7
- Ломтадзе В Д О роли процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод Докл АН СССР, т XCVIII, 1954, № 3
- Ломтадзе В Д Результаты исследования воды, отжатой из глинистых отложений различной степени литификации Изв вузов «Геология и разведка», 1959, № 9
- Лопатин И А Об изборожденных и шлифованных льдом валунах и утесах по берегам Енисея к северу от 60° с ш Зап Русск географ об ва, 1871
- Лурье И С, Поляков С С, Сергеев Е М Южная граница распространения многолетнемерзлых пород и формы их залегания на территории Ханты Мансийского национального округа Вестн МГУ, серия IV, «Геология», 1966, № 5

Львович М И Изменение речного стока под влиянием земледелия В кн «Колебания и изменения речного стока» Изд-во АН СССР, 1960

Маврицкий Б Ф Формирование, распространение и гидрогеологическое районирование подземных вод Иртышского артезианского бассейна В сб «Вопр гидрогеол и инж геол» Изд-во АН СССР, 1958

Маврицкий Б Ф О геотермических условиях Западно-Сибирского артезианского бассейна Докл АН СССР, 1959а, т 129, № 5

Маврицкий Б Ф Краткий анализ температурных изменений в скважинах Западной Сибири «Разведка и охрана недр», 1959б, № 11

Маврицкий Б Ф Геотермическая зональность Западно-Сибирского артезианского бассейна Изв АН СССР, серия геол, 1960а, № 3

Маврицкий Б Ф Краткая палеогидрогеологическая характеристика Западно-Сибирского артезианского бассейна В сб «Пробл гидрогеологии» М, Госгеолтехиздат, 1960б

Маврицкий Б Ф Западно-Сибирский артезианский бассейн (гидрогеология, геотермия, палеогидрогеология) Тр Лабор гидрогеол пробл АН СССР, 1962, т XXXIX

Маврицкий Б Ф Задачи изучения и перспективы использования термальных и минеральных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна В кн «Формирование подземных вод Западной Сибири и их использование», Новосибирск Изд-во Сиб отд АН СССР, 1965

Марусенко Я И [и др] Гидрография Западной Сибири, т I Изд-во Томск ун-та, 1961

Маслов Н Н Инженерная геология М, Госстройиздат, 1957

Матвеевская А Л, Иванова Е Ф Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности Изд-во АН СССР, 1960

Матусевич В М Некоторые данные по прослеживанию зон тектонических нарушений и оценке их металлогении при гидрогеохимических поисках В сб «Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока» Материалы ком по изуч подз вод Сибири и Дальнего Востока, вып 1, Иркутск, 1962

Матусевич В М, Лукин А А Гидрогеохимия Туганского цирконильменитового россыпного месторождения Тр Межвед совещ по гидрогеохимич методу поисков рудных месторождений Изд-во Томск ун-та, 1962

Мезенцев В С Атлас увлажнения и теплообеспеченности Западно-Сибирской равнины Изд Омск с-х ун-та, 1961

Мельников П Ф Исследования по разработке метода подготовки засоленных и карбонатных грунтов к гранулометрическому анализу Уч зап МГУ, вып 177 (грунтоведение), кн 4, 1956

Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин М, Госгеолтехиздат, 1957

Минервин А В, Сергеев Е М Покровные отложения правобережья долины Оби в ее нижнем течении Вестн МГУ, 1959, № 3

Минервин А В Генезис и инженерно-геологическая характеристика покровных отложений долины р Оби в ее среднем и нижнем течении (Автореф канд дисс), 1959

Михайлова Е В Гидрогеология Кулундинской степи и условия водоснабжения сельского хозяйства В сб «Материалы по геологии Западной Сибири», вып 62 М, Госгеолтехиздат, 1958

Михайлова Е В Подземные воды верхнемеловых отложений южной части Западно-Сибирской низменности и их практическое использование В сб «Формирование подземных вод Западной Сибири и их использование», Новосибирск, Изд-во Сиб отд АН СССР, 1965

Михайлова Е В [и др] Подземные воды олигоценных отложений южной части Западно-Сибирской низменности Тр ВСЕГЕИ, нов серия, т 101 Л, Госгеолтехиздат, 1963

Наливкин Д В Геология СССР Изд-во АН СССР, 1962

Невечеря И К Подземные воды береговой полосы водохранилища Новосибирской ГЭС В сб «Формирование подземных вод Западной Сибири и их использование», Новосибирск, Изд-во Сиб отд АН СССР, 1965

Нелюбин В В Об использовании подземных вод Тюменской области в народном хозяйстве В сб «Формирование подземных вод Западной Сибири и их использование» Новосибирск, Изд-во Сиб отд АН СССР, 1965

Нелюбин В В, Смоленцев Ю К О новой области разгрузки подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна «Советская геология», 1966, № 7

Нестеров И И Уплотнение глинистых пород «Советская геология», 1965, № 12

Нестеров И И [и др] Опорные скважины СССР Сургутская опорная скважина (Тюменская область) М, Изд-во «Недра», 1964

Нестеров И И [и др] Гидрогеологические особенности нефтеносных тощ Западно Сибирской низменности Тр Зап Сиб НИГНИ вып 1, М, Изд во «Недра» 1965

Нифантов А П О глубоком бурении на артезианскую воду в Акмолинской области Изв Зап Сиб отд Русск геогр об ва, 1913, вып 1 Тр II Всерос съезда деятелей по прикл геологии и развед делу 1911—1912 гг вып 2, 1914

Нуднер В А О методике составления обзорных гидрогеологических карт «Материалы ком по изуч подз вод Сибир и Дальнего Востока», вып 2, Иркутск, 1962

Нуднер В А, Толстиков Г А Некоторые особенности динамики подземных вод Зауральской нефтегазоносной области Западной Сибири Научн-технич совещ по гидрогеол и инж геол Тезисы докл Москва — Ереван, 1963

Обидин Н И К вопросу о подземных водах и вечной мерзлоте на островах Советской Арктики Инф бюлл Ин-та геологии Арктики, вып 11, 1958

Обидин Н И Вечная мерзлота и подземные воды Западно Сибирского мезозойского прогиба и Сибирской платформы севернее Полярного круга Тр НИИГА, т 65, вып 13, М, Госгеолтехиздат, 1959

Одинцова Л И Инженерно геологическая характеристика основных стратиграфогенетических типов пород правого берега р Обн в районе Кондинских гидрогеологических створов Вестн МГУ, 1957, № 3

Орлова В В Климат СССР «Западная Сибирь», Л, Гидрометеиздат, 1962

Оссовский Г О Отчет о геологических исследованиях с целью изыскания источников водоснабжения г Томска, произведенных в 1893—1894 гг Изд-во Томск стат комитета, 1895

Острый Г Б Особенности залегания и формирования многолетнемерзлых пород в связи с геологическим строением территории (на примере Приенисейской части Западно Сибирской низменности) Тр ин-та мерзлотоведения им. В А Обручева, т XIX, Изд-во АН СССР, 1962

Очерки региональной и исторической крнологии Западная Сибирь и прилегающие к ней области Тр Ин-та мерзлотоведения, т XIX, Изд во АН СССР, 1962

Панади А Д Барабинская низменность М, Географгиз, 1953

Поляков С С, Сергеев Е М Инженерно геологическая характеристика долины р Оби (в ее нижнем течении) Научн докл высш школы «Геол геогр науки» 1958, № 1

Поляков С С, Трофимов В Т Состав и свойства среднечетвертичных моренных образований западной части Западно Сибирской низменности Изв высш уч завед («Геология и разведка»), 1964, № 6

Пономарев В М Вечная мерзлота и подземные воды района Усть Енисейского порта Тр ин-та мерзлотоведения АН СССР, т X, Изд-во АН СССР, 1952

Пономарев В М Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых пород Тр ин-та мерзлотоведения АН СССР, т XII, Изд-во АН СССР, 1953

Пономарев В М Основные особенности подземных вод территории с многолетнемерзлыми горными породами в СССР В сб «Проблемы гидрогеологии» М, Госгеолтехиздат, 1960

Пономарев В М Основные особенности грунтовых вод территории развития многолетнемерзлых пород «Советская геология», 1962, № 8

Пономарев Е А Опыт проведения гидрогеохимических поисков рудных месторождений на Салаире Бюлл научн-технич информ, 1957, № 6

Пономарев Е А Сравнительная характеристика гидрогеохимического метода поисков рудных месторождений с результатами поисковых и геохимических работ на Салаире Тр Межвед совещ по гидрогеохимич методу поисков рудных месторождений Изд во Томск ун та, 1962

Попов А И Обская экспедиция института мерзлотоведения в 1945 г «Мерзлотоведение», 1946, т I, № 1

Попов И В Принципы инженерно геологического картирования и районирования территории (на обзорных картах) Изв высш уч завед («Геология и разведка»), 1961, № 8

Попов И В Региональная инженерная геология СССР Изд МГУ, 1961

Попов И В [и др] Методика составления инженерно геологических карт М, Госгеолтехиздат, 1950

Православлев П А Приобье Кулундинской степи Материалы по геологии Западной Сибири, 1933, вып 6

Равдоникас О В Материалы по гидрогеологии мезозойских отложений низменности В кн «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Зап Сиб низменности» (Под ред Н Н Ростовцева) Гостоптехиздат, 1958

Равдоникас О В [и др] Подземные воды Западно Сибирской низменности по данным глубокого бурения В сб «Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири» Тр СНИИГГИМС, вып 1 Л, Гостоптехиздат, 1959

Радугин К В Материалы по геологии рыхлых отложений района Томск — Тайга В кн «Материалы по геологии Зап Сиб Края», Изд во ЗСГГГТ (Зап-Сиб геол гидрогеол трест), Томск, т 9, 1934

Радугин К В Геоморфологический разрез водораздела Томь — Чулым в районе г Томска Вестн ЗСГУ, вып 1, 1934

Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности Л, Гостоптехиздат, 1961

Решения совещания по проблемам инженерно-геологического районирования и картирования (9—13 октября 1962 г) Изд-во МГУ, 1962

Роза С А Механика грунтов М, Изд-во «Знание», 1962

Розин А А Газогидрохимическая характеристика подземных вод мезозойских отложений южной части Западно-Сибирской низменности В сб «Материалы по геологии Западной Сибири», вып 62, («Гидрогеология») М, Госгеолтехиздат, 1958а

Розин А А Термальные воды Среднего Приобья Вестн Зап Сиб и Новосиб геол упр 1958б № 1

Розин А А Геотермальная характеристика мезозойских отложений южной и юго-востоку частей Западно-Сибирской низменности Вестн Зап Сиб и Новосиб геол упр, 1963, № 2

Розин А А, Никонов В Ф Подземные воды и растворенные газы, нефтегазоносность и газонасыщенность Тр ВНИГРИ, 1958, вып 114

Ростовцев Н Н Условия формирования газовых залежей в Березовском районе Западно-Сибирской низменности Тр СНИИГГИМСа, 1961, вып 17

Ростовцев Н Н [и др] Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности Гостоптехиздат, 1958

Ростовцев Н Н, Ставицкий Б П Глубинные воды Западно-Сибирской низменности в связи с оценкой ее нефтегазоносности В сб «Вопр специальной гидрогеол Сибири и Дальнего Востока», 1962, вып 1

Рудкевич М Я, Зорькин Л М Перспективы нефтегазоносности приуральной части Западно-Сибирской низменности «Советская геология», 1961, № 2

Садиков М А Опыт определения минерализации пластовых вод северо-востока Западно-Сибирской низменности по данным электрокаротажа В сб «Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири» Тр СНИИГГИМС, вып 17, серия «Нефтяная геология» Л, Гостоптехиздат, 1961

Салопов В П, Сандавов И Б Некоторые результаты применения гидрогеохимического метода поисков погребенных россыпей по юго-восточному обрамлению Западно-Сибирской низменности Тр Межвед совещ по гидрогеохим методу поисков рудных месторождений Изд во Томск, ун-та 1962

Сакович В С Гидрогеологические изыскания вдоль линии Западно-Сибирской железной дороги «Горный журнал», 1894, т 4 кн 2

Сергеев Е М [и др] Особенности литологического состава и инженерно-строительных свойств четвертичных отложений нижнего течения долины р Оби Материалы Всес совещ по изуч четвертич периода, т III, Изд во АН СССР, 1961

Сирин Н А Магматизм Приполярного и Полярного Урала М, Госгеолтехиздат, 1962

Славянова Л В Минеральные воды юго-западной части Западно-Сибирской низменности В сб «Вопр гидрогеол и инж геол», вып 20 М, Госгеолтехиздат, 1962

Смоленцев Ю К Подземные воды юго-восточной части Западно-Сибирского артезианского бассейна и его палеозойского обрамления, как источник водоснабжения населенных пунктов В сб «Формирование подземных вод Западной Сибири и их использование» Изд во Сиб отд АН СССР, 1965

Соколов В Н Геологическое строение арктической части Западно-Сибирской низменности Тр научн исслед ин-та геол Арктики, 1957, т 81

Ставицкий Б П, Конторович А Э Закономерности распределения и факторы накопления тяжелых металлов в подземных водах Западно-Сибирского артезианского бассейна Материалы V совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, Иркутск — Тюмень, 1967

Ставицкий Б П, Матусевич В М Палеогидрогеология Западно-Сибирского артезианского бассейна Материалы V совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, Иркутск — Тюмень 1967

Строительные нормы и правила Часть II, гл 1 «Основания зданий и сооружений» М, Госстройиздат, 1962

Сукачев В Н Исследование четвертичных отложений Нижне-Иртышского края Экспедиция АН СССР, 1932 г, 1933

Сукачев В Н Исследование четвертичных отложений Нарымского края, Экспедиция АН СССР 1933 г, 1934

Сукачев В Н По Оби и Тыму (Обь-Иртышская четвертичная экспедиция) Экспедиция АН СССР 1934 г, 1935

Сукачев В Н *Brasema purpurea* Michx в верхне-четвертичных отложениях Западной Сибири Докл АН СССР, 1935, т I, № 2—3

- Сулин В А Воды нефтяных месторождений в системе природных вод М, Гостоптехиздат, 1946
- Сулин В А Гидрогеология нефтяных месторождений М—Л, Гостоптехиздат 1948
- Сулин В А Условия образования, основы классификации и состав природных вод, в частности, вод нефтяных месторождений Тр Ин та горючих ископаемых, ч I М, Изд во АН СССР, 1948
- Сумгин М И Вечная мерзлота почвы в пределах СССР Изд во АН СССР 1937
- Сухарев Г М Гидрогеология мезозойских и третичных отложений Тереко Дагестанской области и Нижнего Поволжья Гостоптехиздат, 1954
- Сухарев Г М Основы нефтепромысловой гидрогеологии Гостоптехиздат, 1956
- Сухарев Г М Гидрогеология и воды нефтяных и газовых месторождений Гостоптехиздат, 1959
- Танфильев Г И Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа Тр Геол части Кабинета Его Императорского Величества, т V, вып 1, 1902
- Терлецкий Б К Основные черты гидрогеологии Казахстана Тр конф по изуч производит сил Казахстана, состоявшейся в АН СССР 20—26 февр 1932 г, Л 1932
- Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования (Под ред Ф А Макаренко) Изд во «Недра», 1963
- Толстиков Г А Особенности формирования углекислых щелочных вод Шамского месторождения нефти «Нефтегазовая геология и геофизика», 1963, № 6
- Толстиков Г А, Глушко Р П Гидрогеологические условия Зауральской нефтегазоносной области Западной Сибири Научн-технич совещ по гидрогеол и инж геол Тезисы докл, Москва—Ереван, 1963
- Толстиков Г А Распределение микрокомпонентов и углеводов в подземных водах Шамского нефтегазоносного района Научн технич совещ по гидрогеол и инж геол Тезисы докл, Москва—Ереван, 1963
- Толстиков Г А Краткая характеристика гидрогеологических условий продуктивных отложений Геология СССР, т 44, ч II Изд во «Недра», 1964
- Толстиков Г А Условия формирования гидрокарбонатно хлоридных натриевых вод в юрских отложениях Западно Сибирской низменности Тр СНИИГГИМСа 1964, вып 32
- Толстиков Г А Гидрогеологические условия Приуралья нефтегазоносного района Западно Сибирской низменности «Нефтегазовая геология и геофизика», 1964, № 10
- Толстиков Г А О динамике подземных вод мезозойских отложений Сибирского Приуралья «Нефтегазовая геология и геофизика», 1965, № 1
- Толстихин Н И Подземные воды в четвертичных отложениях районов вечной мерзлоты Тр II международ конф по изуч четвертич периода Европы, т II, 1933
- Толстихин Н И Подземные воды мерзлой зоны литосферы Госгеолиздат, 1941
- Толстихин Н И, Егоров С В О роли бессточных котловин Северного Казахстана в дренировании водоносных горизонтов Зап Ленингр гори ин-та, т 34, вып 2, 1958
- Торгованова В Б [и др] Воды и газы палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири Тр ВНИГРИ, 1960 вып 159
- Трепетцов Е В Развитие оврагов Приобья «Почвоведение», 1958, № 5
- Трепетцов Е В Снежная эрозия в степном Приобье Бюл научн-технич инф, 1961, № 2 (30)
- Трепетцев Е А Инженерно геологическая характеристика оползней верхнего течения р Оби В сб «Вопр гидрогеол и инж геол», сб 10 1962
- Трофимов В Т Инженерно геологическое районирование юго западной части Западно-Сибирской низменности Вестн, серия геол, 1963, № 4
- Трофимов В Т Инженерно геологическая характеристика лессовых пород окрестностей г Ханты Мансийска Изв высш уч завед («Геология и разведка») 1963, № 8
- Трофимов В Т, Поляков С С Принципы инженерно геологического районирования юго-западной части Западно Сибирской низменности Научн-технич совещ по гидрогеол и инж геол Тезисы докл, Москва—Ереван, 1963
- Трофимов В Т, Поляков С С Характеристика среднетчетвертичных флювиогляциальных отложений западной части Западно Сибирской низменности Вестн Моск ун та, серия геол, 1964 № 3
- Удодов П А Некоторые результаты гидрогеохимических исследований в Сибири Тр Межвед совещ по гидрогеохимич методу поисков рудных месторождений Изд во Томск ун та, 1962а

Удодов П А Некоторые особенности формирования водных потоков рассеяния зон минерализации Тр Межвед совещ по гидрогеохимич методу поисков рудных месторождений Изд во Томск ун-та, 1962

Удодов П А Результаты и перспективы гидрогеохимических поисков рудных месторождений Сибири Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока Материалы комиссии по изучен подзем вод Сибирн и Дальнего Востока, вып I, 1962

Удодов П А, Онуфриенок И П Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири Тр I Всес совещ по геохим методам поисков рудных месторождений, 1957

Удодов П А, Онуфриенок И П К вопросу о гидрогеохимическом методе поисков цветных металлов и некоторых редких элементов Изв Томск политехнич ин-та, т 90, 1958

Удодов П А, Матусевич В М Роль микрокомпонентов при изучении формирования химического состава подземных вод (на примере Томь-Яйского междуречья) Тр Межвед совещ по гидрогеохимич методу поисков рудных месторождений Изд во Томск ун та, 1962

Удодов П А, Матусевич В М Некоторые особенности формирования химического состава вод зон тектонических нарушений (на примере Томь-Яйского междуречья) Изв Томск политехнич ин-та, т 127, вып I, 1964

Удодов П А, Матусевич В М, Григорьев Н В Гидрогеохимические поиски в условиях полукрытых геологических структур Томь Янского междуречья Изд во Томск ун та, 1965

Удодов П А, Париллов Ю С Вопросы эффективности гидрогеохимических исследований на примере Сибири Тр Межвед совещ по гидрогеохим методу поисков рудных месторождений Изд во Томск ун та, 1962

Удодов П А, Онуфриенок И П, Париллов Ю С Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири Методика и результаты работ Изд во «Высшая школа», 1962

Учителева Л Г Данные о подземных водах Березовского газоносного района Тр ВСЕГЕИ, 1960, сб 39

Флерова Л И О содержании йода и брома в поровых растворах мезозойских отложений Западной Сибири Изв вузов, «Геология и разведка», 1966, № 6

Черский И Д Геологическое исследование Сибирского почтового тракта от оз Байкала до вост склона хр Уральского, а также путей, ведущих к Падунскому порогу на р Ангаре и в г Минусинск Приложение к запискам Императ АК Наук, т 59, № 2, СПб, 1888

Шаймерденов Н Р Некоторые новые данные о геотермических условиях территории Павлодарского Прииртышья Научн-технич совещ по гидрогеол и инж геол Тезисы докл, Москва — Ереван, 1963

Шумилова Л В Ботаническая география Сибири Изд во Томск ун та, 1962
Эдельштейн Я С Гидрогеологический очерк Обь Иртышского бассейна Тр ВГРО ВСНХ, 1939, вып 132

Ястребов Е В Геоморфологические районы Свердловской области Зап Уральск отд геогр об-ва СССР, Свердловск, 1955, вып 2

Schmidt F Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angelandigten Mammothcadavers von der Akademie der Wissenschaften an den unteren aus gesandten Expedition Mem Acad Sci, St Pet, VII serie, Bd XVIII, N 1

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

том XVI

Западно-Сибирская равнина

Редактор издательства *С Г Бароянц*

Техн редактор *В И Калужина*

Корректор *Т Ю Шульц*

Сдано в набор 29/I 1970 г
Подписано в печать 8/XII 1970 г Т 18047
Формат 70×108¹/₁₆
Печ л 23,0+4,25 печ л 7 цв карт=27,25
Усл печ л 38,15 Уч изд л 41,92
Бумага № 1 Индекс 3-4 1 Заказ 100/10421 2
Тираж 1500 экз
Цена 5 р 01 к с приложением

Издательство «Недра» Москва, К 12
Третьяковский проезд, д 1/19
Ленинградская картфабрика ВАГТ