

Палеогидро- геохимические исследования

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО

ПРИНЦИПЫ
И МЕТОДЫ
ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ

**Палеогидрогохимические
исследования**



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1985

Палеогидрогохимические исследования: Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций/ Е. А. Басков, С. А. Вересов, Н. А. Петрова и др.—Л., Недра, 1985.— 251 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

Дан сравнительный анализ гидрогохимии основных групп осадочных (терригенных, территиально-карбонатных, карбонатных, галогенных) и вулканических формаций для разных стадий литогенеза в структурах разного типа. Показано большое разнообразие химического состава и степени минерализации подземных вод одних и тех же групп формаций для различных геологических условий. Приведены методы реконструкций степени минерализации и химического состава подземных вод из формационным, палеогеографическим, эпигенетическим критериям. Показано значение различных палеогидрогохимических показателей для оценки рудоносности геологических формаций.

Для геологов и геохимиков, занятых поисками, разведкой и изучением рудных месторождений, а также металлогенией и прогнозированием полезных ископаемых.

Табл. 28, ил. 52, список лит. 82 назв.

Авторы: Е. А. Басков, С. А. Вересов, Н. А. Петрова, Г. И. Пустовалова, Л. Г. Учителева.

Главный редактор серии Д. В. РУНДКВИСТ

Научный редактор выпуска Е. А. Басков

П 1904050000—327
043(01)—85 свод. п.а. подписных изд. 1985 г.

ОТ РЕДАКТОРА СЕРИИ

Настоящая серия включает семь выпусков, посвященных анализу рудоносности различных по составу и условиям образования геологических формаций: осадочных, метаморфических, магматических, региональных метаморфо-метасоматических и кор выветривания.

План изложения материала в отдельных выпусках серии несколько варьирует в зависимости от особенностей рассматриваемых формаций. Однако в целом каждый выпуск достаточно полно отражает современные представления о систематике формаций, их структурно-вещественной характеристике, включая состав слагающих формацию пород, ритмичность, зональность, особенности фациальных изменений, тектоническое положение и типичную для каждой из них рудоносность.

Подготовленная к изданию серия выпусков продолжает предшествующие публикации коллектива ВСЕГЕИ по формационному анализу и анализу рудоносности, в частности такие, как «Критерии прогнозной оценки...», 1978, «Рудоносность и геологические формации...», 1982, и др.

Особое внимание в данной серии уделяется анализу тех признаков и особенностей конкретных формаций (или комплексов), которые позволяют разделить их на реально рудоносные и аналогичные по составу, но не содержащие промышленного оруденения. Самостоятельное значение имеет при этом выявление признаков рудоносности формаций (комплексов), в связи с которыми возникают крупные и уникальные по масштабам месторождения.

Анализ геологических формаций различных типов структур земной коры с целью установления критериев их рудоносности и оценки перспектив изучаемых площадей на оруденение того или иного типа — одна из важнейших задач современных прогнозно-металлогенических исследований.

В настоящей серии выпусков авторы развивают структурно-вещественный подход к изучению геологических формаций, заложенный в трудах Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. А. Косыгина, В. И. Драгунова и других. В соответствии с этим выделение каждой формации основывается на анализе состава слагающих ее горных пород и их пространственно-временных соотношений.

Геологические и рудные формации рассматриваются при этом как конвергентные образования, которые могут проявляться в различных типах структурно-формационных и структурно-металлогенических зон. Степень рудоносности геологических формаций и отдельных их представителей зависит от типа структурно-формационных зон, в которых локализуется оруденение, геологической обстановки, определяемой в первую очередь закономерным сочетанием различ-

ных по составу и генезису формаций, времени их образования как в общей истории геологического развития, так и в ходе становления данной структурно-формационной зоны и др.

Методы выявления критерев рудоносности геологических формаций по существу основаны на комплексном литологическом, петрологическом, геохимическом, минералогическом изучении ассоциаций горных пород и сопутствующего оруденения, а также установлении связей между рудоносностью геологических тел и особенностями их состава, структуры, соотношений со средой становления.

Структурно-вещественный подход к анализу формаций определяет необходимость изучения и использования для оценки рудоносности не только «твёрдых» составляющих формаций — минеральных парагенезисов, т. е. горных пород, но и содержащихся в них вод, частично являющихся первичными, «захороненными», сохранившимися главным образом в породах осадочных и вулканогенных формаций, но в своей основной части являющихся вторичными эпигенетическими и современными водами зоны гипергенеза. Анализ химического состава вод различных геологических формаций может иметь существенное значение при выявлении и изучении критериев их рудоносности. С учетом малой разработанности проблем палеогидрохимии геологических формаций и гидрохимии их современных вод эти вопросы рассмотрены в двух отдельных выпусках настоящей серии.

В настоящем выпуске осуществлен первый опыт сравнительного анализа гидрохимии основных групп осадочных (терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных, галогенных) и некоторых вулканогенных формаций в структурах разного типа, разработаны палеогидрохимические критерии для различных формаций и приведены примеры применения палеогидрохимического анализа при оценке рудоносности территорий.

В целом, несмотря на определенную фрагментарность изложения отдельных рассматриваемых вопросов и в ряде случаев неизбежное авторское освещение дискуссионных проблем, выпуски настоящей серии дают достаточно полное представление о современном состоянии изученности геологических формаций различного генезиса, принципах и методах их выделения и подходах к анализу рудоносности и намечают перспективные пути дальнейших формационных и прогнозно-металлогенических исследований.

Публикация данной серии выпусков направлена на дальнейшее развитие и совершенствование формационных и прогнозно-металлогенических исследований. Можно надеяться, что как отдельные выпуски, так и вся серия будут полезны широкому кругу специалистов, занимающихся региональными геологическими, петрологическими, литологическими, гидрохимическими исследованиями, прогнозированием и поисками месторождений полезных ископаемых.

Проф. Д. В. Рундквист

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы как в нашей стране, так и за рубежом в связи с необходимостью прогнозирования и поисков скрытых или глубоко-залегающих рудных месторождений, почти не проявляющих себя на поверхности земли, особое значение приобретают вопросы изучения генезиса месторождений, во многом предопределяющие выбор правильной методики поисково-разведочных работ. При этом необходимо иметь в виду, что по мере увеличения глубин поисково-разведочных работ затраты на их проведение растут непомерно быстро. Верные представления о происхождении месторождений могут облегчить поиски и снизить затраты, ошибочные концепции, напротив, могут затруднить поиски и увеличить общие затраты [Ингерсон Э., 1977 г.]. Как отмечает Д. В. Рундквист [1981 г.], совершенствование прогнозно-металлогенических исследований применительно к средним и крупным масштабам требует разработки генетических моделей формирования прогнозируемых объектов: рудных тел, месторождений, рудных полей.

В этой связи все более очевидной становится необходимость резкого усиления исследований по разработке и совершенствованию методов палеогидрогеологического, и в частности палеогидрогеохимического, анализа, играющего особую роль в создании научно обоснованных генетических моделей рудообразования. Методы палеогидрогеохимического анализа находятся еще в начальной стадии разработки, хотя отдельные их положения рассматривались в работах ряда исследователей [Басков Е. А., 1961, 1967, 1976 гг. и др.; Германов А. И., 1962 г. и др.; Карцев А. А., 1960, 1969 гг. и др.; Лисицын А. К., 1966 г. и др.; Овчинников А. М., 1957 г. и др.; Перельман А. И., 1968 г. и др.; Никаноров А. М., Волобуев Г. П., Барцев О. Б. и др., 1975 г.; и др.]. Для дальнейшего развития и совершенствования методов палеогидрогеохимического анализа в первую очередь необходимо проведение специальных исследований по изучению геохимии подземных вод главных типов осадочных и вулканогенных формаций для разных стадий их литогенеза, на разных этапах развития геологических структур разного типа. Именно эти данные могут быть определяющими при выявлении палеогидрогеохимических показателей в разных типах геологических формаций для различных палеогеологических условий.

В настоящей работе осуществлен первый опыт сравнительного анализа гидрогеохимии важнейших групп осадочных (терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных, галогенных) и вулканогенных

формаций для разных стадий их литогенеза в структурах разного типа и на этой основе разработаны методы палеогидрогеохимического анализа осадочных и вулканогенных формаций в связи с прогнозированием месторождений рудных полезных ископаемых.

Данная работа выполнялась в 1976—1981 гг. в комплексе исследований ВСЕГЕИ по созданию научных основ прогнозной оценки территории СССР на твердые полезные ископаемые под общим научным руководством Д. В. Рундквиста. Основные результаты исследований, изложенные в книге, были доложены и обсуждены в 1979 г. на заседании Ученого совета ВСЕГЕИ, а также на всесоюзных совещаниях в Москве и Ленинграде. На разных этапах выполнения работы рецензировалась В. Д. Брежневым, Л. Н. Капченко, А. М. Карпунином, Я. В. Неизвестным, Н. И. Толстихиным, Э. Н. Яновым, полезные замечания которых способствовали ее улучшению. Кроме того, несомненно были полезными консультации и обсуждения отдельных положений книги по вопросам гидрографии с С. В. Егоровым, И. К. Зайцевым, В. А. Кирихиным, А. Е. Ходьковым, по вопросам формационного анализа с Ю. Р. Беккером, Б. А. Блюманом, В. И. Драгуновым, В. В. Ждановым, А. С. Либровичем, Д. А. Кириковым, Н. С. Маличем.

Основными авторами книги являются Е. А. Басков, С. А. Вересов, Н. А. Петрова, Г. И. Пустовалова, Л. Г. Учителева. Кроме того, в написании отдельных разделов участвовали С. Н. Суриков, В. М. Морозов, М. Н. Авчинникова и Н. К. Федорова. Степень участия отдельных авторов в создании книги отражена в оглавлении. Анализы природных вод и газов из коллекций авторов были выполнены в гидрохимической лаборатории ВСЕГЕИ Н. Б. Алейнер, Л. Е. Крамаренко, Т. А. Мишиной, Н. П. Никитиной, Н. А. Скок, З. С. Синицыной, И. Н. Смирновой, Р. И. Чернышевой под общим руководством Е. Е. Беляковой. В обработке гидрогеохимических данных, вычерчивании графики принимали участие Н. П. Малинская, Л. Ф. Бахман, Л. Б. Мельникова, Н. Д. Феофанова. Авторы выражают большую признательность всем упомянутым выше лицам за оказанную большую помощь в работе.

Введение

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ПАЛЕОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеогидрогеохимические исследования являются важной составной частью общего палеогидрогеологического анализа, главные задачи которого в связи с прогнозно-металлогеническими работами следующие: 1) выявление региональных палеогидрогеологических условий формирования и размещения месторождений полезных ископаемых, т. е. реконструкция гидрогеологических условий для определенных рудообразующих эпох в пределах металлогенических провинций, областей и зон; 2) выявление палеогидрогеологических условий формирования отдельных месторождений полезных ископаемых [5]. Палеогидрогеологический анализ включает в себя структурно-палеогидрогеологические, палеогидрогеодинамические, палеогидрогеотермические и палеогидрохимические исследования, которые и проводятся обычно в перечисленной последовательности. На основе палеотектонических и палеоформационных построений осуществляются структурно-палеогидрогеологические реконструкции. При этом в первую очередь намечаются структурно-палеогидрогеологические этапы, существенно различающиеся строением и планом геологических структур, направленностью тектоно-магматических и климатических процессов и, как следствие этого, гидрогеологическими условиями. Для каждого характеризуемого этапа по материалам палеотектонических и палеоформационных исследований выделяются основные типы гидрогеологических структур, различающихся условиями распространения разных типов формаций и особенностями скоплений в них подземных вод. Структурно-гидрогеологическое районирование изучаемых территорий проводится обычно для конечных стадий характеризуемых этапов путем построения карт и профилей. На основе этих материалов реконструируется динамика подземных вод (намечается гидродинамическая зональность, выявляются очаги разгрузки и т. п.), восстанавливаются (с учетом глубин залегания, проявлений магматизма и т. п.) их температуры. Методика проведения структурно-палеогидрогеологических, палеогидрогеодинамических и палеогидрогеотермических реконструкций в связи с металлогеническими исследованиями изложена наиболее полно в специальной работе [5].

Палеогидрогеохимические реконструкции в значительной мере используют материалы структурно-палеогидрогеологического анализа и в первую очередь сведения о распространении различных геологических формаций как по площади, так и в разрезе изучаемых палеоструктур. Кроме того, важное значение при восстановлении степени минерализации и особенностей химического состава подземных вод имеют материалы палеогидрогеодинамических и палеогидрогеотермических построений. Таким образом,

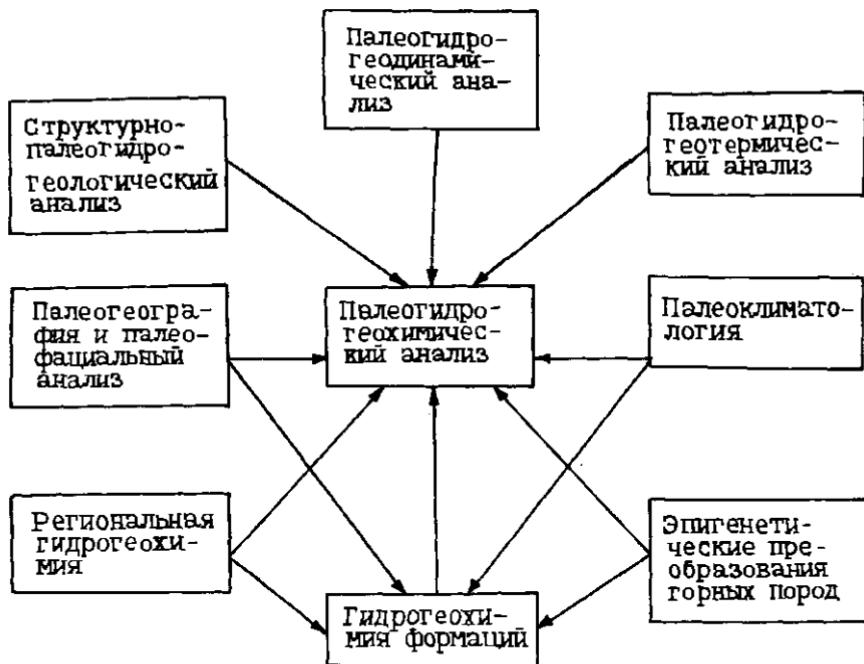


Рис. 1. Положение палеогидрохимического анализа в системе смежных дисциплин.

палеогидрохимические реконструкции являются как бы завершающими: обобщающими результаты других видов палеогидрохимического анализа (рис. 1). Важное значение для реконструкции палеогидрохимических условий имеют также данные палеогеографии и фациального анализа, палеоклиматологии, данные о разнообразных эпигенетических изменениях горных пород, по региональной гидрохимии ныне существующих геологических структур и в особенности материалы по гидрохимии осадочных и вулканогенных формаций. На основании материалов палеогеографических исследований восстанавливается гидрохимия формаций для стадий диагенеза и раннего катагенеза; палеоклиматические сведения могут быть использованы, например, для познания особенностей гидрохимии зоны гипергенеза и др. Весьма разнообразные материалы эпигенетических изменений в горных породах, связанных с деятельностью подземных вод, позволяют реконструировать различные особенности их химического состава [5, 52 и др.]. Исключительно велико значение данных по гидрохимии геологических формаций при палеогидрохимических исследованиях. Именно эти данные создали предпосылки для осуществления научно обоснованных палеогидрохимических реконструкций, а также возможность для развития и становления палеогидрохимии как самостоятельной научной отрасли [5, 37].

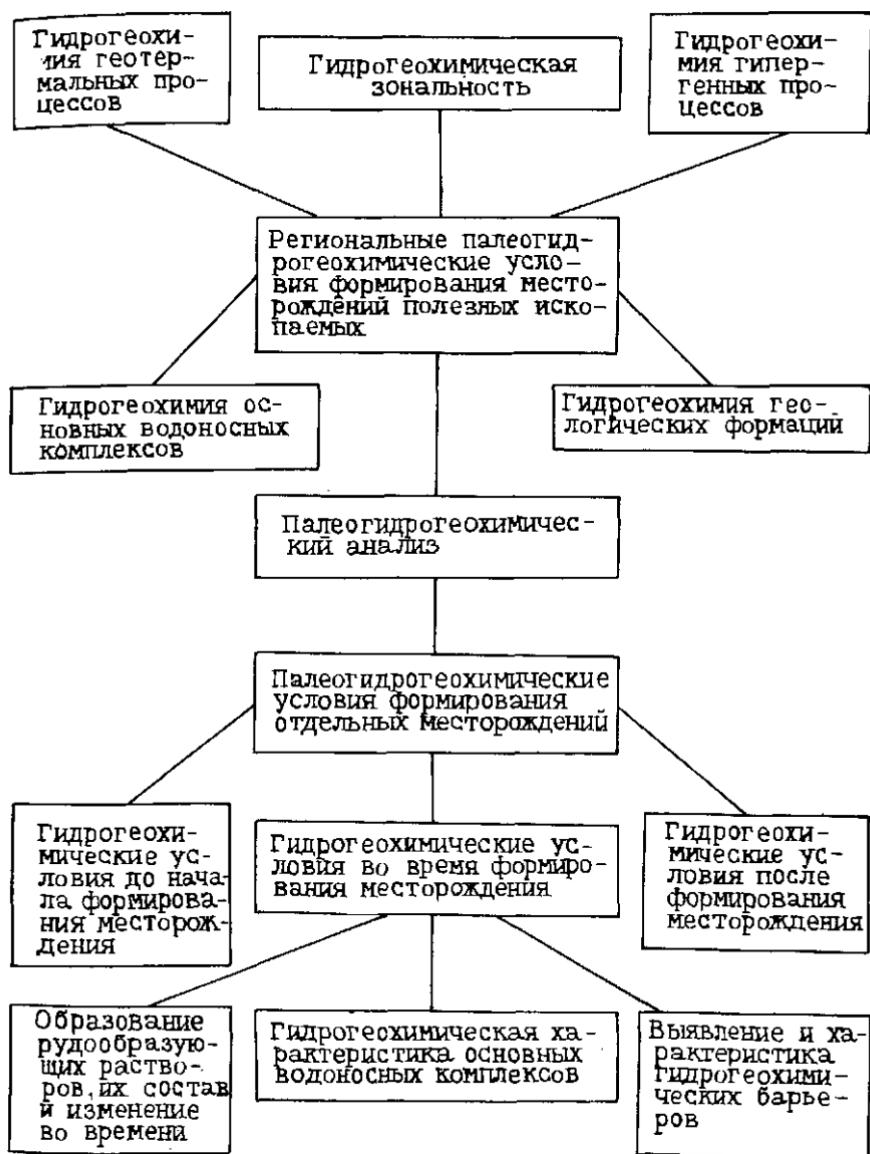


Рис. 2. Основные задачи палеогидрохимического анализа.

Основные задачи палеогидрохимического анализа в связи с оценкой водоносности геологических формаций и познанием условий формирования и локализации месторождений полезных ископаемых приведены на рис. 2.

В результате палеогидрохимических исследований должны быть восстановлены важнейшие черты гидрохимии (минерализация вод, преобладающие компоненты ионно-солевого состава, состав растворенных га-

зов и т. п.) осадочных и вулканогенных формаций для характеризуемой эпохи рудообразования, реконструирована гидрогеохимическая зональность как по площади, так и по разрезу в структурах разного типа, намечены зоны гидрогеохимических барьеров, восстановлен состав рудообразующих растворов и т. п. Следует подчеркнуть, что осадочные и вулканогенные геологические формации представляют собой сложные многофазные системы, включающие твердые, жидкые и газообразные минералы, которые находятся между собой в постоянном взаимодействии во все время существования формаций (вплоть до высоких ступеней метаморфизма или до полной денудации формаций в результате явлений гипергенеза). На всех этапах существования формаций происходят процессы миграции химических элементов, сопровождающиеся переходом их из твердых фаз в жидкие (и газообразные), из жидких (и газообразных) в твердые и т. д., т. е. в осадочных и вулканогенных формациях на разных этапах их развития происходят сложные и разнообразные взаимодействия в системе «твердое вещество—вода—газ», как это было указано еще В. И. Вернадским [1]. В верхних частях земной коры в эту систему входит также «живое вещество», с деятельностью которого связаны разнообразные физико-химические явления. В результате всех этих гидрогеохимических процессов в осадочных и вулканогенных формациях при благоприятных условиях происходит формирование различных типов месторождений полезных ископаемых (инфилтратационных, гидротермальных, кор выветривания и др.).

В этой связи весьма важной задачей при изучении палеогидрогеохимии осадочных и вулканогенных формаций является познание гидрогеохимических процессов, способствующих миграции и накоплению концентраций рудных элементов в этих формациях на разных стадиях их литогенеза (диагенеза, катагенеза и др.) и тектогенеза (при проявлениях магматизма и др.). При характеристике палеогидрогеохимии осадочных и вулканогенных формаций, развитых в пределах какой-либо одной тектонической структуры, должны быть выявлены условия взаимосвязи подземных вод этих формаций в течение геологического времени. На основе этих данных могут быть решены вопросы источников рудного вещества и рудообразующих растворов. Кроме того, эти данные могут быть использованы для разработки методов количественного прогнозирования некоторых видов полезных ископаемых (медиистых песчаников и др.), аналогично тому, как это осуществлено в нефтяной геологии.

Важно отметить, что почти все найденные при изучении рудных месторождений палеогидрогеохимические показатели являются в той или иной степени показателями условий локализации рудных тел. Так, реконструкция гидрохимической зональности в ранее существовавших артезианских бассейнах позволяет наметить положение древних геохимических барьеров в разрезе изучаемых формаций, реконструкция химического состава позволяет восстановить состав рудообразующих растворов, что имеет важное значение для выявления возможных источников рудного вещества и оценки связей оруденения с магматическими породами и т. п. Таким образом, палеогидрогеохимические показатели способствуют выявлению новых, уточнению и проверке существующих критериев прогноза месторождений полезных ископаемых.

Часть I

ГИДРОГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ЛИТОГЕНЕЗА КАК ОСНОВА ПАЛЕОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Достаточно обоснованное решение перечисленных выше основных задач палеогидрохимического анализа в связи с прогнозно-металлогеническими исследованиями возможно лишь при достаточно полном изучении гидрохимии важнейших групп геологических формаций для разных стадий их литогенеза в современных условиях. При этом важно выявить особенности гидрохимии геологических формаций в зависимости от конкретных геологических условий (глубины залегания, степени дислоцированности, соотношения с другими формациями и т. п.). Выявленные закономерные связи между формациями, их гидрохимией для определенных геологических обстановок можно в дальнейшем использовать для сходных палеогеологических условий. Только таким путем могут быть осуществлены достаточно надежные палеогидрохимические реконструкции.

Глава I

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОГЕОХИМИИ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В СВЯЗИ С ПАЛЕОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИМИ ИССЛЕДОВАНИЯМИ

На современном этапе развития геологии весьма большое внимание уделяется учению о формациях. При этом во многих работах подчеркивается, что формационный анализ (в частности, осадочных и вулканогенных образований, являющихся предметом настоящего исследования) имеет решающее значение при познании закономерностей размещения месторождений различных полезных ископаемых, разработке и совершенствовании научных основ их прогнозирования и поисков. В связи с этим, несмотря на то, что еще многие вопросы учения о формациях являются недостаточно разработанными и служат предметом многих дискуссий, формационный анализ в настоящее время уже является неотделимой составной частью прогнозно-металлогенических исследований. Наиболее полные обзоры современного состояния учения о формациях приведены в работах Н. Н. Хераскова [1952 г.], В. И. Попова [1966 г.], Л. Б. Рухина [1969 г.], И. Б. Вассоевича [1966, 1978 гг.], В. И. Драгунова [1966, 1974 гг.], Г. П. Леонова [1974 г.].

В настоящее время, как известно, широко распространены в отечественной геологии понятия о формациях как «парагенезисе пород» в соответствии со взглядами Н. С. Шатского [77 и др.]. Согласно Н. С. Шатскому формации — это такие естественно выделяемые комплексы пород, отдельные члены (слои, толщи, фации и т. д.) которых тесно, парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном, так и в горизонтальном пространственном отношении. Вопросы нахождения формаций в таксономии осадочных образований наиболее полно рассмотрены Н. С. Шатским в работе «Фации и формации» (доклад в МОИП в 1955 г.), опубликованной впервые в 1965 г. [77]. Среди осадочных образований верхней оболочки земной коры, отмечает Н. С. Шатский в этой работе, необходимо и достаточно выделять следующие таксономические единицы.

1. Осадочные породы или осадки, представляющие собой простейшие формы осадочных образований. В основе классификации осадочных пород лежат физико-химические процессы образования осадков.

2. Отложения различного типа и происхождения — литолого-генетические комплексы. Классификация их основана на анализе физико-географической и палеогеографической обстановки.

3. Формации — самые крупные категории осадочных образований, являющиеся естественно сложившимися сообществами различных по типу и происхождению осадочных горных пород и отложений.

«...Последняя категория, — подчеркивает Н. С. Шатский [77, с. 220], — которую нужно выделять и которая выделяется чрезвычайно легко, — это то, что я называю формацией, и, по-моему, то, что все называют формацией... Что же лежит в основе выделения формаций, что заключено в них нового по сравнению с физико-химической обстановкой, отразившейся в породах, и палеогеографической, отразившейся в литолого-генетических комплексах? Этим новым является закономерная приуроченность формаций к тектоническим формам, которые по существу диктуют развитие формации. Не меньшее значение имеет климат, тесно связанный с тектоникой». В этой же работе Н. С. Шатский пишет, что детальное изучение формаций «...должно принести существенные результаты, но только в том случае, если мы будем выделять не случайный набор пород, а естественные их парагенезы» [77, с. 221]. Осадочная формация в понимании Н. С. Шатского [77, с. 220] — «это ассоциация, естественная в своем парагенезе, состоящая из литолого-генетических комплексов». Следует обратить внимание на то обстоятельство, что Н. С. Шатский при выделении формаций использует понятие не просто «парагенез» как сопарождение, а «естественный парагенез», учитывающий, как это следует из вышеизложенного, тектонические и климатические факторы осадкообразования.

Рядом исследователей (Н. П. Херасков, В. И. Драгунов, В. И. Васильев, Ю. А. Косыгин и другие) развиваются представления о выделении формаций на основе эмпирических — структурно-вещественных — признаков. В частности, Н. П. Херасков [1952 г.] подчеркивал, что парагенетическую связь горных пород, составляющих формации (в определении Н. С. Шатского), следует понимать чисто эмпирически — только как совместное нахождение, а не генетически — как общее образование.

В. И. Драгунов [1973 г.] определяет геологическую формацию (парагенерацию) как геологическое тело, по набору видов слагающих его горных пород и виду отношений образуемых ими однородных тел (слоев, пластов, линз) отличное от смежных с ним геологических тел. По определению Ю. А. Косыгина [1969 г.], геологические формации — ассоциации горных пород, объединяющиеся по их совместному нахождению в крупные геологические тела, такие ассоциации характеризуются определенной структурой, определенным закономерным сочетанием пород, которые их составляют.

Можно вполне согласиться с В. И. Драгуновым [1973 г.], что весьма характерными и обязательными признаками формационных тел являются структурно-вещественные признаки, и в частности: 1) набор пород, слагающих формацию; 2) взаимоотношения пород, слагающих формацию, ее внутреннее строение — структура. Это, действительно, необходимые признаки при выделении формационных тел и их описании. Но, кроме того, при выделении геологических формаций как «естественных парагенезов» горных пород наряду со структурно-вещественными признаками должны привлекаться и историко-геологические признаки, вытекающие из комплексного изучения (стратиграфического, минералогического, литолого-фациального и др.) эмпирически выделенных в полевых условиях парагенезов горных пород, в целях исключения из них случайных наборов пород.

Образование новых геологических формаций в процессе геологического развития какого-либо региона большинством исследователей (Н. М. Страхов, В. Е. Хайн, Н. Б. Вассоевич, В. И. Попов, Л. Б. Рухин и другие) рассматривается как накопление нового вещества, появление новых горных пород, ранее не бывших в занимаемом ими в настоящее время пространстве [Ю. Ир. Половинкина, 1968 г.]. Из этих принципиальных положений, с которыми нельзя не согласиться, очевидно следует, что при систематике формаций (выделении и нанесении отдельных видов формаций) должны приниматься во внимание парагенезы горных пород, свойственные ранним стадиям развития формационных тел, и в частности осадочным формациям для стадий диагенеза и раннего катагенеза. Кроме того, осадочные и другие формации как геологические тела проходят в своем развитии разные стадии литогенеза (и метагенеза) и принимают участие в разнообразных геологических (в том числе тектонических) процессах. Очевидно, что все изменения, которые происходят при этом с формацией, касающиеся как минерального состава пород, так и их структурных взаимоотношений, должны быть предметом учения о формациях. Учет этих процессов при формационном анализе особенно важен и потому, что с ними сопряжено формирование многих типов месторождений полезных ископаемых.

Главной задачей формационных исследований, вероятно, следует признать изучение условий образования формаций и их изменения в течение геологического времени на разных стадиях литогенеза, метагенеза и тектогенеза в целях познания закономерностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых и истории развития тектонических структур.

Значение изучения постседиментационных изменений осадочных формаций для регионального прогнозирования месторождений нефти и газа специально подчеркнуто Н. Б. Вассоевичем [1978 г.]. Совершенно необхо-

димо, отмечает И. Б. Вассоевич, каждую свиту, каждую осадочную геоформацию рассматривать в историческом аспекте, по стадиям и подстадиям литогенеза. Одна и та же пачка пород претерпевает существенные изменения в процессе развития осадочного бассейна. Потенциально нефтематеринская свита при вступлении в главную зону нефтегенерации становится нефтепроизводящей. При дальнейшем погружении эти породы полностью исчерпывают свой нефтематеринский, а затем и газоматеринский потенциал. Подобный анализ соответственно необходим и при проведении прогнозно-металлогенических исследований на различные рудные и нерудные полезные ископаемые. Это научное направление получило важное развитие в работах А. А. Смылова [1969 г.] и других, в которых большое внимание уделяется изучению степени дифференцированности (контрастности) распределения рудных элементов в минеральных объектах различной сложности, в том числе и в геологических формациях, и на этой основе осуществляется металлогеническое прогнозирование.

Таким образом, выделение и картирование формационных тел в современных геологических структурах представляет собой только первый, хотя и очень важный этап формационных исследований. Весьма существенной частью формационного анализа должно являться изучение процессов преобразования формаций в течение геологического времени в связи с выявлением закономерностей формирования и локализации месторождений различных полезных ископаемых. При этом необходимо учитывать взаимодействие смежных формационных образований друг с другом (миграцию рудоносных флюидов из нижележащих формаций в вышележащие и т. п.). Формационный анализ, включая в себя наиболее ранние (диагенетические) стадии существования формаций, тем самым тесно связывается с фациальными исследованиями и является их закономерным продолжением. Отсюда, естественно, вытекает взаимосвязь (и соподчиненность) фациальных подразделений с формационными, что отмечается многими исследователями [62, 68 и др.].

К настоящему времени в результате геологического изучения различных регионов уже выделено и описано с разной степенью детальности большое количество разнообразных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, находящихся на разных стадиях литогенеза (и метагенеза). Однако при этом вопросы гидрогоеохимии формаций не рассматривались. Классификация формаций в большинстве работ, связанных с прогнозированием месторождений полезных ископаемых, осуществляется по тектоническим показателям.

В настоящей работе в соответствии с ее направленностью подразделение формаций проводится по признакам состава горных пород, слагающих формации, и фациальным условиям их образования. При этом учтены и использованы классификации формаций, разработанные В. И. Поповым, Н. М. Страховым и другими. Следует отметить большое значение при изучении гидрогоеохимии формаций фациальных условий их образования, определяющих в значительной мере минерализацию и химический состав захороняющихся с осадками иловых вод, а следовательно, и седиментогенных вод.

В соответствии с указанными положениями принимается следующая классификация осадочных (и вулканогенных) формаций.

1. Терригенные (обломочные) формации (Т)

1.1. Континентальные (T_k)

1.1.1. Песчаные (T_k^p)

1.1.2. Песчано-глинистые (T_k^{pg})

1.1.3. Песчано-глинистые угленосные (лимнические) (T_k^{pg}) и т. п.

1.2. Континентальные и прибрежно-морские (T_{k-pm})

1.2.1. Песчаные (T_{k-pm}^p)

1.2.2. Песчано-глинистые (T_{k-pm}^{pg})

1.2.3. Песчано-глинистые угленосные (лимнопаралические) (T_{k-pm}^{pg}) и т. п.

1.3. Морские (T_m)

1.3.1. Глинистые (T_g)

1.3.2. Песчано-глинистые (T_g^{pg}) и т. п.

2. Терригенно-карбонатные формации (ТК)

2.1. Песчано-глинисто-известняковые (TK^{pg-i})

2.2. Песчано-глинисто-мергельные (TK^{pg-m})

2.3. Известняково-мергельно-глинистые (TK^{im-g}) и т. п.

3. Карбонатные формации (К)

3.1. Известняковые (К^и)

3.2. Доломитовые (К^д)

3.3. Известняково-доломитовые (К^{id}) и т. п.

4. Галогенные формации (Г)

4.1. Ангидрито-гипсовые (G^a)

4.1.1. Карбонатные (G^{a-k})

4.1.2. Терригенные (G^{a-t})

4.1.3. Терригенно-карбонатные (G^{a-tk}) и т. п.

4.2. Галититовые (солевые) (G^s)

4.2.1. Карбонатные (G^{s-k})

4.2.2. Терригенные (G^{s-t})

4.2.3. Карбонатные калиевоносные ($K^a G^{s-tk}$) и т. п.

5. Вулканогенно-осадочные (ВО) и вулканогенные (В) формации

5.1. Наземные (ВО_к и В_и)

5.2. Наземные и прибрежно-морские (ВО_{к-pm} и В_{и-pm})

5.3. Морские (ВО_и и В_и)

Как отмечено выше, одной из важнейших задач формационных исследований является изучение процессов преобразования формаций на разных стадиях литогенеза (и метагенеза). В соответствии с этим положением описываемые формации в настоящей работе в зависимости от характера и степени постседиментационных преобразований подразделяются на следующие основные группы:

1 — диагенетически измененные;

2 — слабо катагенетически измененные (ранний катагенез) и слабо дислоцированные;

3 — слабо катагенетически измененные (ранний катагенез) и сильно дислоцированные;

4 — сильно катагенетически измененные (поздний катагенез) и слабо дислоцированные;

5 — сильно катагенетически измененные (поздний катагенез) и сильно дислоцированные;

6 — метагенетически измененные и слабо дислоцированные;

7 — метагенетически измененные и сильно дислоцированные (зеленосланцевый метаморфизм);

8 — гидротермально измененные и слабо дислоцированные;

9 — гидротермально измененные и сильно дислоцированные;

10 — гипергенно измененные.

Принадлежность к перечисленным выше группам формаций, различающихся по характеру и степени преобразований на разных стадиях литогенеза (и метагенеза), показывается соответствующим (порядковым) индексом, помещаемым внизу слева у символа формации. Например, терригенные морские глинистые формации (T_m), диагенетически измененные, обозначаются ${}_1T_m$, катагенетически слабо измененные и слабо дислоцированные — ${}_2T_m$, катагенетически сильно измененные и сильно дислоцированные — ${}_5T_m$ и т. п. В тех случаях, когда описываемая формация находится в настоящее время на разных стадиях литогенеза, то у символа формации указываются все эти стадии. Например, если в характеризуемой терригенной морской глинистой формации (T_m), слабо дислоцированной, нижняя часть разреза находится в зоне катагенеза, а верхняя — в зоне гипергенеза, то эта формация обозначается символом ${}_{2,10}T_m$. Специальными знаками, расположенными слева вверху у символа формаций, обозначаются флишевые (ф), молассовые (м), пестроцветные (х), угленосные (у) формации. Например, терригенные морские песчано-глинистые флишевые формации (${}^{\Phi}T_m$) и т. п.

Как известно, представления отдельных исследователей об объемах выделяемых стадий литогенеза (как и применяемая при этом терминология) довольно различны (табл. 1).

В настоящей работе объемы стадий литогенеза (наиболее полно разработанные для осадочных образований) и терминология их приняты по Н. В. Логвиненко [1968 г.]. В стадию диагенеза происходит превращение осадков в горные породы (как твердые, так и рыхлые), а следовательно, и образование формаций (формационных тел), представляющих собой сообщества горных пород, наконившихся в определенных ландшафтно-тектонических условиях [68]. Положение верхней границы стадии диагенеза разными исследователями понимается различно. Вероятно, более правильно ее связывать с первыми появлениеми в разрезе углефицированной органики на стадии бурых углей, как это и принято Н. Б. Вассоевичем и др. (табл. 1).

Стадия катагенеза характеризуется процессами уплотнения пород, сопровождающимися изменениями их минералогического состава и частично структуры. В стадии катагенеза Н. В. Логвиненко [1968 г.] выделяет два этапа: ранний (или начальный) и поздний (или глубинный). Для раннего этапа характерно наличие неизмененного глинистого вещества (в глинистых породах и в цементе обломочных пород), сохранение еще довольно высокой (до 15—30%) пористости пород. Вместе с тем на раннем этапе широко протекают процессы внутристоевого растворения неустойчивых минералов, коррозии кварца, полевых шпатов и т. п. Температура в подзоне раннего катагенеза достигает 100—120° С, давление — $1 \cdot 10^8$ Па, что соответствует глубине залегания пород до 1—3, реже до 4—5 км. В подзоне раннего катагенеза находятся еще рыхлые и слабо скементированные породы: глины, аргиллиты (размокающие в воде), пески, рыхлые и пористые песчаники, ракушняки, мел, мергели, бурье и каменные длиннопламенные и газовые угли.

Поздний катагенез характеризуется интенсивным изменением глинистого вещества (гидрослюдизация, хлоритизация), массовым растворением

ТАБЛИЦА 1

Стадии литогенеза и углефикации пород. Составила А. В. Иванова [1976 г.]

Автор	Торф	Б1	Б2	Б3	БД	Д	Г	Ж	К	ОС	Т	ПА	А
Н. Б. Вассоевич [1957 г.]	Диагенез	Ранний катагенез				Средний катагенез				Поздний катагенез			
Н. В. Логвиненко [1957 г.]		Нормальный эпигенез				Прогрессивный эпигенез				Начальный метаморфизм			
Н. В. Логвиненко [1968 г.]	Диагенез	Ранний катагенез				Поздний катагенез				Ранний метагенез			
А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов [1957 г.]	»	Начальный и глубинный эпигенез				Ранний метагенез				Поздний метагенез			
Н. М. Страхов [1960 г.]	Диатенез	Катагенез				Метагенез				Протометаморфизм			
И. И. Аммосов [1967 г.]	»	Начальный катагенез				Средний катагенез		Конечный катагенез		Метагенез			
Н. Ф. Балухов- ский [1967, 1972 гг.]		Диагенез				Эпигенез		Эписубметаморфизм		Субметаморфизм			
В. В. Гречухин [1971 г.]	Син- генез	Диагенез				Эпигенез (катагенез)				Метаморфизм (метагенез)			
А. В. Иванова [1976 г.]	Ранний диаген- ез	Поздний диагенез (конечный)	Ранний катагенез		Средний катагенез		Поздний катагенез		Ранний метагенез				

Примечание. Стадии углефикации: Б — буруугольная (Б1, Б2, Б3 — подстадии), БД — переходная от буруугольной к длиннопламенной, Д — длиннопламенная, Г — газовая, Ж — жирная, К — коксовая, ОС — отощенно-спекающаяся, Т — тощая, ПА — полуантрацитовая, А — антрацитовая.

(под давлением) обломочных зерен кварца, полевых шпатов и др. Появляются регенерационные, стилолитовые, конформные структуры и т. п. Пористость пород падает до 3—5%. В этой подзоне температура достигает 200° С, а давление — $2 \cdot 10^8$ Па. Породы здесь представлены плотными и крепкими песчаниками; плотными, не размокающими в воде аргиллитами; плотными перекристаллизованными известняками, мергелями; каменными углами типа коксовых и паровично-спекающихся.

В зоне метагенеза горные породы претерпевают глубокие изменения. Глинистые породы превращаются здесь в глинистые, аспидные, филлито-подобные сланцы; песчаные породы — в песчаники-кварциты, кварцито-песчаники, кварциты; известняки — в мраморизованные известняки, мраморы; угли представлены здесь тощими углями и антрацитами. Пористость пород в зоне метагенеза обычно не более 2—3%. Вместе с тем породы (и особенно глинистого ряда) подвержены кливажу — разбиты густой системой тонких трещин. Процессы метагенеза протекают при температуре 200—300° С и давлении до $(2 \div 3) \cdot 10^8$ Па; здесь часты явления стресса. В этой зоне широко развиты процессы гидрослюдизации и хлоритизации глинистых минералов, растворения и регенерации кварца, полевых шпатов, перекристаллизации и т. п.

Зона гипергенеза включает верхние части разреза формаций, в пределы которых проникают воды (и газы) атмосферного происхождения. Для этой зоны, накладывающейся на зоны литогенеза (и метагенеза), характерно развитие разнообразных процессов физического и химического выветривания.

Гидрогеохимические процессы, протекающие в различных формациях на разных стадиях литогенеза (метагенеза), весьма сложны и разнообразны. Они могут изучаться и изучаются разными методами. В настоящей работе применяется методика регионального гидрогеохимического анализа формаций, основанная на последовательном анализе гидрогеохимии различных групп формаций, начиная со стадий диагенеза и раннего катагенеза вплоть до стадий зеленосланцевого метаморфизма. Гидрогеохимический анализ проводится для конкретных формаций, находящихся на разных стадиях литогенеза в современных геологических условиях. При этом описание гидрогеохимии формации должно по возможности включать следующие основные данные:

1) общие условия распространения и строения формации на современном этапе геологического развития; ее размеры, мощность, глубина залегания, степень дислоцированности, взаимоотношения с другими формациями (подстилающими и перекрывающими);

2) сведения о пористости, эпигенетических изменениях япород, распределении зон литогенеза (в том числе гипергенеза) в формации, о количестве в ней подземных вод (гравитационных и физических связанных);

3) сведения о химическом составе подземных вод и газов формации для различных зон литогенеза (в том числе гипергенеза).

Для некоторых наиболее изученных формаций дается анализ распространенности отдельных компонентов состава (Na, K, Ca и др.) вод методом кларков концентраций (по отношению к предполагаемому составу вод соответствующих бассейнов седиментации: морскому, лагунному с высокой

соленостью, озерному в гумидной зоне и т. п.). При расчетах кларков концентраций учитываются в основном максимальные значения содержаний компонентов в подземных водах описываемой формации.

Химический состав вод бассейнов осадконакопления различных геологических формаций может быть намечен, конечно, лишь исходя из литолого-фаунистических особенностей слагающих их горных пород (и их ассоциаций) с применением принципа актуализма. Для многих формаций, например накапливавшихся в морских открытых бассейнах (карбонатных, глинистого флиша и др.), или континентальных бассейнах в условиях гумидного климата (угленосных лимнических, сероцветных полимиктовых молассоидных и др.), или в солеродных бассейнах (гипсово-ангибитовых, галитовых и др.), химический состав вод бассейнов осадконакопления может быть реконструирован довольно уверенно. В первом случае — для открытых морских палеобассейнов — могут быть приняты данные о составе вод современных морских бассейнов разной солености [Алекин О. А., 1970 г.; и др.]. Для характеристики минерализации и химического состава древних солеродных бассейнов могут быть в первом приближении использованы имеющиеся данные [9 и др.] о процессах испарения современной морской (океанической) воды, о составе образующихся при этом маточных рассолов и кристаллизующихся из них минеральных солей. Правомерность использования данных о химическом составе современных морских (океанических) вод и продуктов их концентрирования (путем испарения) для палеогидро-геохимических реконструкций определяется тем положением, что химический состав океанической воды, вероятно, не претерпевал существенных изменений начиная с кембрийского периода [9, 11, 12 и др.]. Накопление угленосных лимнических, сероцветных полимиктовых молассоидных формаций происходило в условиях гумидного климата в пресноводных речных и озерных бассейнах. Вероятнее всего, воды этих бассейнов имели, как и в современную эпоху, гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав с минерализацией 0,1—0,2 г/кг. Для характеристики состава вод ранее существовавших внутренних морских водоемов и крупных озерных бассейнов в условиях аридного климата могут быть использованы имеющиеся сведения о составе современных внутренних морей и озер, располагающихся в различных климатических зонах [Алекин О. А., 1970 г.; и др.]. Основной фактический материал по химическому составу подземных вод различных геологических формаций, использованный при описании гидрохимии формаций в настоящей работе, приводится на специально составленных формационно-гидрохимических профилях (рис. 4, 5, 6 и т. д.).

Ниже будут последовательно рассмотрены важнейшие черты гидрохимии терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных и вулканогенных формаций. При этом для каждой группы описание гидрохимии конкретных формаций производится в последовательности начиная от стадий диагенеза и раннего катагенеза и кончая стадиями позднего катагенеза и метагенеза.

Нужно отметить, что данные о химическом составе подземных вод осадочных и вулканогенных формаций в целом довольно многочисленны. Но в большинстве эти данные относятся к водам зон гипергенеза, а также начального катагенеза. Значительно меньше материалов по гидрохимии

формаций для зон диагенеза, позднего катагенеза и зеленосланцевого метаморфизма. Кроме того, в большинстве случаев отсутствуют сведения о содержании в подземных водах различных металлов и других микрокомпонентов. Обычно нет этих сведений и для горных пород водовмещающих формаций, что в целом затрудняет понимание направленности ряда рудообразующих гидрогоеохимических процессов в различных формациях для разных стадий их литогенеза. Изучение разнообразных аутогенных новообразований и других эпигенетических изменений горных пород в осадочных и вулканогенных формациях проводилось обычно в отрыве от изучения подземных вод. Специальные комплексные исследования системы «вода—газ—твердые минералы» еще крайне немногочисленны. Они в основном ведутся при изучении донных осадков.

Вместе с тем имеющийся материал по различным вопросам гидрогоеохимии осадочных и в меньшей мере вулканогенных формаций уже настолько обширен, что анализ и обобщение его позволяют вскрыть многие важные особенности гидрогоеохимии основных групп формаций для разных стадий их литогенеза в структурах разного типа.

Глава 2

ГИДРОГЕОХИМИЯ ТЕРРИГЕННЫХ (ОБЛОМОЧНЫХ) ФОРМАЦИЙ

Эта группа формаций пользуется весьма широким распространением в верхних частях земной коры. Так, по данным А. Б. Ронова [1980 г.], среди фанерозойских осадочных и вулканогенных образований, общий объем которых равен $639 \cdot 10^6$ км³, терригенные формации составляют 59,4%, в том числе терригенные континентальные — 19,2%, а морские (включая терригенный флиш) — 40,2%. Гидрогоеохимия терригенных формаций крайне разнообразна и зависит от степени их постседиментационных преобразований, соотношения в разрезе с другими формациями и других факторов.

§ 1. ТЕРРИГЕННЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ГУМИДНЫЕ ФОРМАЦИИ, ДИАГЕНЕТИЧЕСКИ И СЛАБО КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ

Полимиктовая молассондная формация неоген-четвертичного возраста Байкальской котловины

Эта формация развита под дном оз. Байкал и имеет мощность, вероятно, от 600—1000 до 3000—4000 м. В гидрогоеохимическом отношении изучена лишь самая верхняя часть разреза этой формации мощностью до 5—8 м, по существу современные донные осадки озера, находящиеся на стадии диагенеза. Распространение различных типов донных осадков оз. Байкал

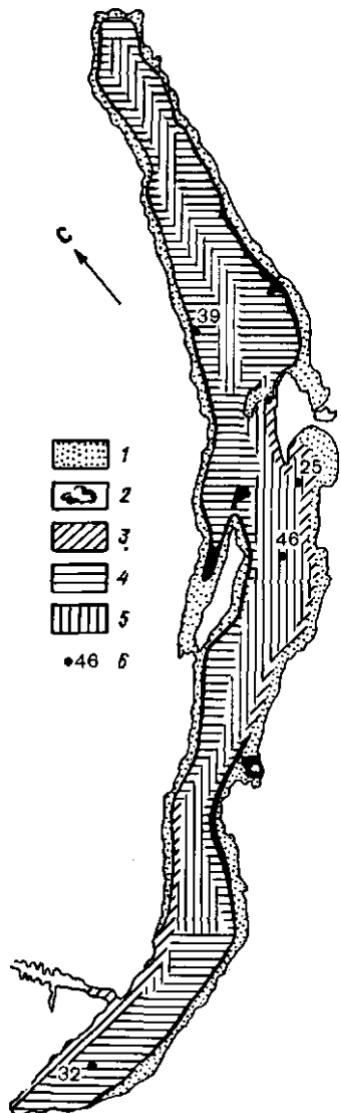


Рис. 3. Схематическая карта донных осадков оз. Байкал [Данные отложения Байкала, 1970 г.].

Типы донных осадков: 1 — пески, 2 — крупноалевритовый ил, 3 — песчано-алевритовые и более крупнобломочные отложения, 4 — мелкоалевритовый ил, 5 — велитовый ил; 6 — станции опробования и их номера.

показано на рис. 3. Как видно, пески развиты главным образом в его прибрежных зонах, но они встречаются и на глубинах до 1, 2 км и среди тонкозернистых осадков. Пески окрашены обычно в серые и бурье тона. Главными минералами их являются кварц, полевые шпаты, слюды, роговая обманка, минералы группы эпидота [Князева Л. М., 1954 г.]. Аутигенные новообразо-

вания в песках проявлены железисто-марганцевыми корочками и конкрециями, а в глубоководных песках наблюдаются прослои гидротроилита.

Широко распространены среди донных осадков алевритовые илы. Они обычно имеют серую и темно-серую окраску, и лишь в верхней части (в зоне окисления) окраска их буроватая и коричневая. Главные минералы алевритовых илов — кварц, полевые шпаты, слюды, роговая обманка. Характерной особенностью этих илов является широкое распространение в них опала, представляющего собой остатки организмов (панцири диатомовых водорослей и спикул губок). Аутогенные минералы представлены в основном гидротроилитом. Глинистые илы обычно серого цвета, в зоне окисления — буроватые и коричневые. Они слабопластичные, изредка слабопесчанистые. В их составе встречаются гидрослюды, монтмориллонит. Широко распространены глинистые (и мелкоалевритовые) илы, обогащенные диатомеями. В глинистых (и мелкоалевритовых) илах части зеленоватые прослои гидротроилита, а также включения вивианита.

Характерной особенностью современных донных осадков оз. Байкал является полное отсутствие в них карбонатов кальция и магния при значительной обогащенности их кремнеземом, в меньшей степени органическим веществом, а также наличие разнообразных аутогенных минералов железа, марганца, фосфора.

Довольно высокое (около 9 мг/кг) постоянное содержание кислорода в придонных водах оз. Байкал обуславливает повсеместное развитие в илах окислительной зоны (слоя), мощность которой колеблется от долей сантиметра до 20—25 см. Эта зона окрашена в бурые, коричневатые, местами почти черные тона, что вызвано широким развитием в ней новообразований гидроокисных соединений железа и марганца (лимонита, гидрогётита, псиломелана и др.). В нижележащей восстановительной зоне комплекс аутогенных минералов представлен гидротроилитом, пиритом (марказитом), вивианитом.

В окислительной зоне Eh колеблется обычно от 140 до 650 мВ, а в восстановительной — от 50 до — 255 мВ. Иногда в восстановительной зоне встречаются захороненные окисленные породы, с которыми связаны высокие положительные значения Eh [Динамика Байкальской котловины, 1975 г.].

Гидрохимические процессы в верхней части донных осадков оз. Байкал протекают при активном участии микрофлоры. В окислительной зоне количество аэробных бактерий сапрофитов в донных отложениях достигает 100 тыс. и более клеток в 1 г породы. Средняя мощность микробиологически активного слоя донных отложений колеблется обычно от 10 до 25 см.

Поровые воды донных отложений оз. Байкал в настоящее время уже довольно хорошо изучены [Донные отложения Байкала, 1970 г.]. Некоторые характерные анализы их приведены в табл. 2. Минерализация (M) поровых вод уже в приповерхностном слое (глубина 0—10 см) илов достигает 120—530 мг/кг, значительно превышая минерализацию вод оз. Байкал (96 мг/кг). Повсеместно наблюдается повышение минерализации поровых вод с глубиной. При этом в пределах изученной части разреза концентрации гидрокарбонат-иона возрастают (по сравнению с водой оз. Байкал) от 66 до 250—350 мг/кг (а в приустьевых и придельтовых зонах озера — до 600—800 мг/кг); сульфат-иона — от 5 до 20—40 мг/кг (и реже до

ТАБЛИЦА 2

Химический состав подземных вод, мг/кг, терригенных континентальных гумидных формаций (без влияния подземных вод других формаций)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>M</i>	96	149	170	686	500	3300	500	940	27	334
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	5	20	35	73	134	886	123	300	6	13
Mg^{2+}	3	4	2	65	Не обн.	32	12	—	—	3
Ca^{2+}	15	14	11	43,7	4	266	—	10	2	68
Cl^-	0,6	5	14	155	46	1623	27	110	2	14
SO_4^{2-}	5	19	36	136	26	54	38	70	4	9
HCO_3^-	66	85	70	214	250	463	268	460	12	225
pH	—	—	—	—	7,7	7,4	—	7,2	4,8	6,7
<i>T, °C</i>	—	—	—	—	≈100	90	—	—	—	—

Примечание. Оз. Байкал [Данные отложения Байкала, 1970 г.]; 1 — вода озера, 2 — станция наблюдения (СН) № 5-82, глубина (гл.) от дна 0,5—1 м, 3 — СН № 3-25, гл. 1,5—2 м, 4 — СН № 5-39, гл. 0,5—1 м; Селенгинская впадина [Замараев С. М., Самсонов В. В., 1959 г.]; 5 — скв. 5, 2859—2906 м (N_{1-2}), 6 — скв. 3, 2732—2741 м (N_{1-2}), 7 — скв. 3-Р, 2151—2585 м; 8 — Вилюйская синеклиза, Барыканская скв. I (К.), 1384—1392 м [8]; 9 — вода верховой залежи массива Чистик; 10 — колодец, с. Малые Нивы, мелкозернистые пески, гл. 6 м [Авчинникова М. И., Егоров С. В., 1968 г.].

150—350 мг/кг), хлор-иона от 0,6 до 5—30 мг/кг (и реже до 100—600 мг/кг). Содержание кальция находится обычно в пределах 15—30 мг/кг, редко достигает 40—70 мг/кг. Магний присутствует большей частью в количестве до 10—20 мг/кг (реже до 30—50 мг/кг). Суммарное содержание натрия и калия колеблется обычно от 10—20 до 40—50 мг/кг (реже до 100—200 мг/кг и более).

Накопление гидрокарбонатов в поровых водах связано в первую очередь с процессами разложения органического вещества, концентрация которого в верхних горизонтах (0—10 см) донных осадков колеблется от 0,5—1,5 (пески) до 1,5—3,9% (глинистые илы), а уже на глубинах 50—100 см (и глубже) уменьшается обычно до 0,1—0,5 (пески) или 0,5—1,7% (глинистые илы). Уменьшается с глубиной и содержание органического азота — от 0,1—0,3 до 0,01—0,15%. В результате процессов разложения органического вещества, протекающих при активном участии микрофлоры, в поровые воды поступают значительные количества углекислоты, сероводорода, аммиака, углеводородных газов. Эти процессы приводят к миграции и перераспределению в илах соединений железа, марганца, фосфора и др., вызывают разложение полевых шпатов, слюд. Выделяющийся свободный сероводород связывается с железом в трудно растворимые сульфиды.

В иловых водах происходит накопление ионов щелочных металлов (Na и K). Накопление сульфат-иона в поровых водах также в основном связано с процессами разложения органического вещества и окисления его продуктов. Довольно часто концентрация сульфат-иона в поровых водах с глубиной уменьшается при одновременном возрастании содержаний гидрокарбонат-иона, что отражает развитие процессов восстановления суль-

фатов (сульфатредукции), сопровождающихся образованием сульфидов в восстановительной зоне илов. Накопление в поровых водах хлор-иона до концентраций 5—30 мг/кг может быть объяснено разложением в стадию раннего диагенеза в илах различных хлорсодержащих минералов (слюд, роговых обманок и др.), довольно широко распространенных в илах Байкала. Вместе с тем высокие концентрации хлор-иона в поровых водах (до 100—600 мг/кг), несомненно, связаны с разгрузкой вод хлоридного состава по зонам разломов из нижележащих отложений, как это справедливо отмечает И. Б. Мизандронцев [1970 г.]. Это подтверждается и тем, что иловые воды с высокими содержаниями хлоридов располагаются обычно в пределах зон разломов, протягивающихся через прол. Малое Море и вдоль западного берега северной котловины озера. Таким образом, имеющиеся данные по гидрохимии донных отложений оз. Байкал показывают, что в стадию раннего диагенеза формируются воды гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией от 0,15—0,3 до 0,6—0,8 г/кг и более. При этом в пределах изученного разреза донных отложений наблюдается повсеместно повышение минерализации поровых вод с глубиной.

По-видимому, в зоне катагенеза рассматриваемой формации на глубинах (от поверхности дна) 0,5—1 км и более минерализация подземных вод возрастает до 2—3 г/кг и несколько более; в составе этих вод преобладают, вероятно, гидрокарбонаты натрия, в составе растворенных газов — метан, т. е. аналогично тому, как это установлено в континентальных терригенных формациях Селенгинской впадины, Вилюйской синеклизы и др. [8; 24, т. 20].

Полимиктовая молассоидная формация неоген-четвертичного возраста Селенгинской впадины

Эта формация (рис. 4) представлена сложно построенными комплексами терригенных пресноводных континентальных (в основном озерных и дельтовых, реже аллювиальных болотных и др.) отложений общей мощностью от первых десятков и сотен метров в краевых частях впадины до 3—3,5 км в ее западной, наиболее погруженной части, прилегающей к оз. Байкал. В верхних частях разреза формации преобладают галечники и гравелиты, пески, супеси, развиты суглинки и торфа; на глубинах более 400—500 м залегают обычно песчаники, алевролиты, глины, встречаются прослои бурых углей. Более грубообломочные отложения характерны для бортовых зон впадины и верхних частей разреза формации. Глинистость отложений формации возрастает при продвижении к внутренним, наиболее погруженным частям впадины. Песчаники (и пески) формации большей частью кварц-полевошпатовые, разнозернистые, плохо отсортированные; в наиболее погруженных частях мелко- и тонкозернистые. Цемент песчаников обычно глинистый и глинисто-карбонатный, реже глинисто-кремнистый и карбонатный, в верхних частях также железистый.

Верхние части разреза формации в настоящее время до глубин 100—200 м находятся в зоне гипергенеза. Здесь развиты воды гидрокарбонатного магниево-кальциевого, кислородно-азотного состава с минерализацией до 0,5 г/кг. Ниже по разрезу в зоне катагенеза до глубин 2,5—3 км

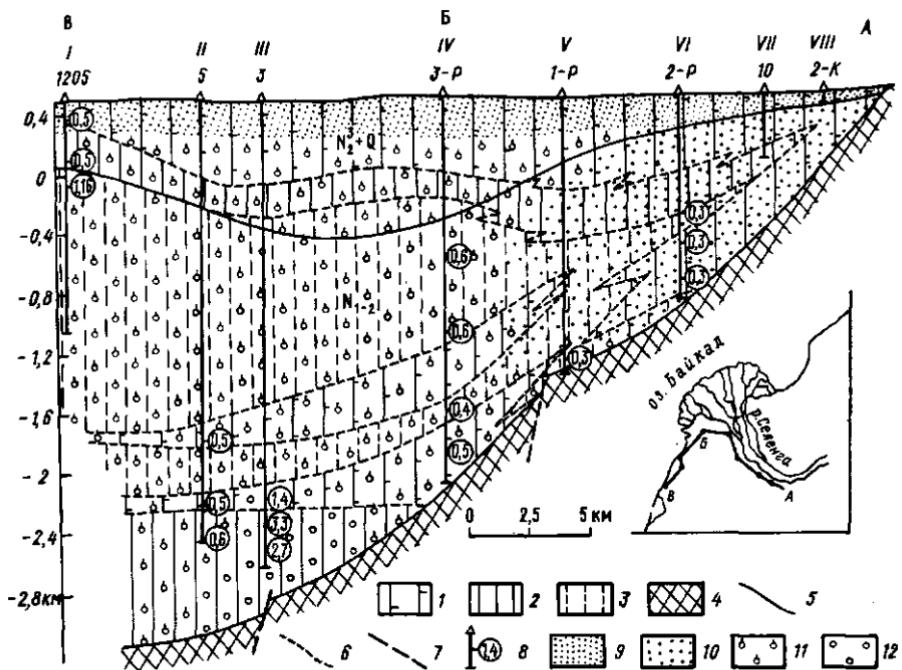


Рис. 4. Формационно-гидрогохимический профиль Селенгинской впадины. Составили Е. А. Басков, Н. А. Петрова, Н. К. Федорова [1977 г.] по материалам Самсонова В. В. [1959 г.] и И. С. Ломоносова [1974 г.]

Площади: I — Посольское, II, III — Исток, IV — Степной Дворец, V — Творогово, VI — Колесово, VII — Кабанск, VIII — Нуки.

I—3 — геологические формации: 1—3 — слабо катагенетически измененные и слабо дислоцированные терригенные континентальные песчаные (породные ассоциации: 1 — гравийно-галечная, 2 — песчаная, 3 — алеврито-песчаниковая), 4 — магматические и метаморфические, 5 — стратиграфические границы; 6 — границы породных ассоциаций, 7 — зоны разломов; 8 — интервал опробования, цифра в кружке — минерализация, г/кг.

Гидрохимическая зона	$M, \text{г/кг}$	Ионно-солевой состав	Газовый состав
9	До 0,5	$\text{HCO}_3^- \text{Ca}(\text{Mg})$	$\text{N}_2(\text{O}_2)$
10	0,2—0,5	$\text{HCO}_3^- \text{Na}(\text{Ca})$	—
11	0,3—0,6 (редко до 1).	$\text{HCO}_3^- \text{Na}$ $\text{HCO}_3^-(\text{Cl}) \text{Na}$	—
12	1—4	$\text{Cl}(\text{HCO}_3^-) \text{Na}$	CH_4

вскрыты воды гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией до 0,3—0,6, редко до 1 г/кг (рис. 4). Температура этих вод достигает 80—100° С. Газовый состав вод изучен слабо. По имеющимся данным [Самсонов В. В., 1959 г.], в составе газов преобладает азот и метан, местами отмечаются повышенные содержания углекислоты (Творогово). В скв. 3 (Исток) на глубинах 2,7—2,9 км вскрыты гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые термы ($T=83 \div 97^\circ \text{C}$) с минерализацией от 1,4 до 3,3 г/кг. Содержание хлора в них достигает 1,6, натрия — 0,8 г/кг. Газовый состав их метановый и азотно-метановый.

Накапливавшиеся в течение неоген-четвертичного времени терригенные континентальные толщи в Селенгинской впадине, очевидно, были насыщены

пресными (минерализация 0,1–0,3 г/кг) водами гидрокарбонатного состава. Вскрываемые в настоящее время в Селенгинской впадине в молассоидной формации в зоне катагенеза пресные и слабосолевые воды гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава (табл. 2) являются в основном седиментогенными, т. е. захороненными вместе с осадками, водами пресноводных континентальных бассейнов осадкоакопления, а также и захороненными древнеинфилтратогенными (грунтовыми и др.) водами, видоизмененными в ходе процессов диагенеза и катагенеза этих континентальных толщ.

Песчано-глинистая угленосная формация плейстоцена — голоцен Селижарово-Тихвинской древнеозерной равнины

Данная формация представлена суглинками и глинами с линзами и прослойями валунно-галечного и песчаного материала (морена), разнозернистыми песками с гравием, галькой, прослойми супесчано-глинистых пород (флювиогляциальные, аллювиальные, озерно-ледниковые образования), сапропелевыми и известковистыми илами, торфом с прослойми песчано-глинистых пород (озерные, болотные фации). Торфяные горизонты, распространенные в верхней части разреза, сложены сфагновым, осоковым торфом и другими видами. Зольность торфа от 1,8 до 44,2% (увеличивается в нижних горизонтах). Общая мощность формации изменяется от нескольких метров до 100 м и более, максимальные мощности характерны для погребенных древних речных долин. Мощности торфяных образований достигают 3–8 м. Формация несогласно залегает на терригенных карбонатных формациях девона и карбона.

Подземные воды терригенных отложений формации пресные, с минерализацией от 0,07 до 1 г/кг, гидрокарбонатные кальциевые и магниевые, pH вод меняется от 6 до 7,4 (табл. 2). Состав растворенных газов преимущественно азотный воздушного происхождения.

В торфах достаточно активно идут процессы преобразования органического вещества, которые сопровождаются образованием углекислого газа, метана, сероводорода и других компонентов, поступающих в подземные воды формации. Степень разложения торфа составляет 10–30% при его естественной влажности до 90–91% [Македонов В. В., Кулакчкова А. Ф., Скобеева Е. И. и др., 1968 г.]. В торфяных водах общее содержание органических растворенных веществ изменяется от 9 до 22,5 мг/кг, по составу это в основном фракции фульвокислот, в меньшем количестве гуминовых кислот. Содержание же растворенных минеральных веществ в воде изменяется от 7 до 250 мг/кг, в составе преобладают гидрокарбонатные кальциевые и натриевые соединения.

Наблюдается довольно резкое различие ионно-солевого состава торфяных вод в низинных и верховых залежах торфа. Воды низинных залежей слабокислые или нейтральные ($\text{pH}=6\div6,9$), минерализация их относительно повышена и составляет 100–250 мг/кг, в составе преобладают гидрокарбонаты кальция. Воды верховых залежей торфа кислые ($\text{pH}=4\div4,8$) с минерализацией 20–40 мг/кг, состав гидрокарбонатный натриевый и

кальциево-натриевый (табл. 2). В центральной части торфяного массива Чистик в оз. Круглое встречены кислые ($\text{pH}=3,5\div4,3$) воды с минерализацией 7—14 мг/кг, в составе их преобладают сульфаты натрия и кальция. Обращают на себя внимание также относительно повышенные содержания в них калия (0,5—0,7 мг/кг). Растворенные в торфяных водах газы имеют преобладающий азотный состав (74—90%). В них также присутствует кислород (5—11%), углекислый газ (3,9—11,6%), незначительная примесь метана.

В генетическом отношении подземные воды в терригенных отложениях формации в основном современные инфильтрографные, в торфяных образованиях также частично седиментогенные, претерпевающие на данном этапе развития интенсивное преобразование своего состава под влиянием процессов разложения органического вещества.

Песчано-глинистая угленосная формация поздней юры — раннего мела Вилюйской синеклизы

Данная формация (рис. 5) представлена континентальными (аллювиальными и озерно-болотными) угленосными толщами общей мощностью до 2,5—3 км. Формация залегает в верхней части геологического разреза, будучи перекрыта лишь сероцветной континентальной песчаной формацией позднемелового возраста, мощность которой колеблется обычно в пределах 400—600 м, а подстилается терригенными прибрежно-морскими и морскими формациями ранней и средней юры. Для угленосной лимнической формации J_3-K_1 характерны высокая угленосность и ритмичное строение разреза: ритмы начинаются мощными толщами (200—850 м) песков и песчанников и завершаются сложно построенным пачками (10—20 м) чередующихся алевролитов, аргиллитов и углей [16]. Песчаники и пески преимущественно мелко- и среднезернистые кварц-полевошпатового и полевошпатово-кварцевого состава с большим включением углистых частиц. Алевролиты по составу обычно кварц-полевошпатовые слюдистые, часто с углистым материалом. Угли бурые, приурочены как к пачкам переслаивания, так и к песчанным пачкам. Залегание слоев обычно горизонтальное или слабонаклонное (углы 1—5°).

Эпигенетические изменения в породах угленосной лимнической формации J_3-K_1 в Вилюйской синеклизе до глубин 1,5—2 км проявлены слабо [Абрамова Е. А., 1969 г.]. Характерно уменьшение пористости пород сверху вниз от 20—30 до 10—13%. При этом породы до глубин 1,5—2 км в значительной степени сохраняют первичные текстурно-структурные и минералогические особенности, приобретенные в течение осадконакопления и диагенеза. Наиболее распространенными аутигенными минералами этой зоны являются, по данным А. Г. Коссовской [1962 г.], карбонаты (кальцит, анкерит, реже сидерит), замещающие нестойкие обломочные минералы (пироксены, амфиболы, кальциево-натриевые плагиоклазы и др.). Кальцит распространен главным образом в нижнемеловых отложениях; он служит цементом огромных песчаных конкреций, образующих часто сплошные пласти. Е. А. Абрамова [1969 г.] отмечает также присутствие в составе аутигенных минералов этой зоны пирита, каолинита, ломонита, гидрослюд. В низах

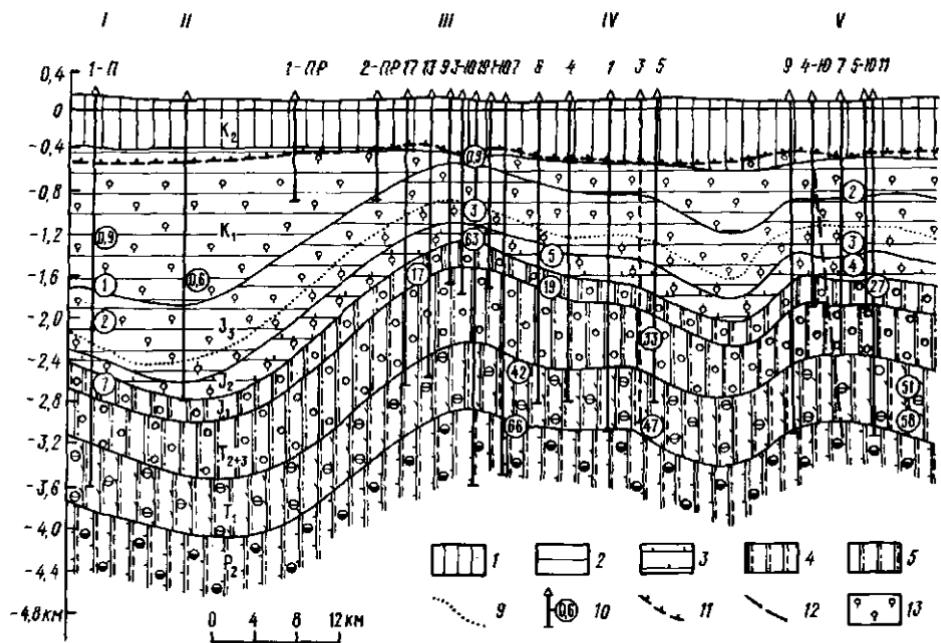


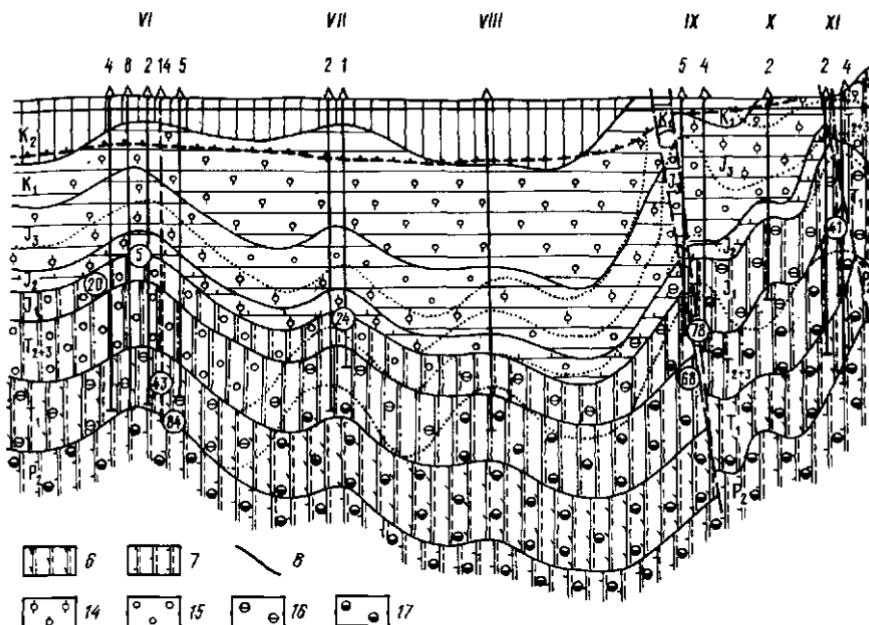
Рис. 5. Формационо-гидрогеохимический профиль Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба по линии Барыканская—Китчанская площади. Составил Е. А. Басков [1977 г.] по материалам Л. А. Грубова и других.

Площади: I — Барыканская, II — Вилюйская опорная, III — Средневилюйская, IV — Толонская, V — Мастахская, VI — Неджесинская, VII — Бадаранская, VIII — Нижневилюйская, IX — Усть-Вилюйская, X — Собо-Ханинская, XI — Китчанская.

I—7 — геологические формации: I—4 — слабо катагенетически измененные слабо дислоцированные терригенные (I — континентальная песчаная, 2 — континентальная песчаная угленосная, 3 — прибрежно-морская песчаная, 4 — морская песчано-глинистая), 5—7 — сильно катагенетически измененные и слабо дислоцированные терригенные (5 — прибрежно-морская песчаная, 6 — морская песчано-глинистая нестро-

разреза формации (на глубинах обычно выше 2 км) эпигенетические изменения заметно возрастают: здесь наблюдаются начальные явления переработки и раскристаллизации глинистого вещества (гидрослюдизация каолинита и монтмориллонита), формирования простых мозаично-регенерационных структур песчаников и микростилолитизации [40].

Подземные воды в угленосной формации J_3-K_1 вскрыты и опробованы уже на многих нефтеразведочных площадях Вилюйской синеклизы до 2—3 км (рис. 5, табл. 2). Имеющиеся данные [6; 24, т. 20] свидетельствуют о том, что в этой формации до глубин 2—3 км в зоне раннего катагенеза распространены пресные и слабосоленые воды (до 3—4 г/кг) гидрокарбонатного, хлоридно-гидрокарбонатного и реже гидрокарбонатно-хлоридного состава. Концентрации хлор-иона изменяются от 0,001—0,005 до 0,5—1 г/кг, сульфат-иона — от 0,001 до 0,1 г/кг, гидрокарбнат-иона — от 0,1—0,2 до 1,4—1,8 г/кг; обнаружен бром в количествах до 0,003—0,006 г/кг; среди катионов резко преобладает натрий, концентрации его достигают 0,7—0,9 г/кг. Для этих вод характерны высокие (до 8—8,5) значения рН. Газо-



цветная, 7 — прибрежно-морская песчаная угленосная); 8 — стратиграфические границы; 9 — границы гидрохимических зон; 10 — скважины и их проекции, интервал опробования, цифра в кружке — минерализация, г/кг; 11 — нижняя граница многолетней мерзлоты; 12 — разломы.

Гидрохимическая зона	M, г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	гNa/gCl	Cl/Br
13	0,6—3	HCO ₃ (Cl)—Na	CH ₄	1,2—1,4	200—250
14	3—10	Cl(HCO ₃)—Na	CH ₄	1,1—1,3	200—250
15	15—35	Cl—Na	CH ₄	0,8	400—550
16	35—60	Cl—Na	CH ₄	0,8	360—520
17	60—120	Cl—Na(Ca)	CH ₄	0,8	380—420

вый состав вод преимущественно метановый (90—98 об.%) [24, т. 20; 34]. Лишь в приповерхностных горизонтах — в зоне гипергенеза — в составе газов преобладает азот. Концентрации гелия в метановых газах до 0,01—0,02 об.%. Верхние части разреза этой формации до глубин 500—600 м проморожены (рис. 5). Весьма характерно, что пьезометрические уровни подмерзлотных водоносных горизонтов формации располагаются ниже поверхности земли (до 100—200 м и более).

Основная масса пресных и слабосоленых гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных пластовых вод, содержащихся в описываемой формации, имеет, вероятнее всего, седиментогенное (и частично древненифильтротогенное) происхождение. Накопление континентальных угленосных (в основном аллювиальных и озерно-болотных) отложений нижней юры — верхнего мела в рассматриваемом регионе происходило в пресноводных озерных и речных водоемах в условиях гумидного климата. Воды этих бассейнов обладали, по-видимому, минерализацией до 0,1—0,3 г/кг и гидрокарбонатным составом. Последующее преобразование этих вод было сопряжено

с процессами разложения органического вещества и аутогенного минералообразования [5, 6], что и приводило к иакоплению в водах при этих условиях в основном гидрокарбонатов натрия. Низкая общая минерализация этих вод и низкие содержания хлоридов отражают условия образования пород формации в пресноводных континентальных бассейнах. Важно отметить, что геологические условия в позднем мелу и кайнозое были в целом благоприятны (отсутствие значительных восходящих колебательных движений) для сохранения седиментогенных вод в верхнеюрской—нижнемеловой угленосной формации.

§ 2. ТЕРРИГЕННЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ГУМИДНЫЕ ФОРМАЦИИ, СЛАБО КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ И СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ, ПЕРЕКРЫТЫЕ МОРСКИМИ ФОРМАЦИЯМИ

Песчано-глинистая угленосная формация ранней—средней юры Западно-Сибирской плиты

Данная формация имеет мощность от 200 до 1200—1400 м и залегает обычно на глубинах 1—3 км. Она перекрыта в основном морской глинистой формацией J_3-K_1 (рис. 6). В Чулымо-Енисейском районе эта формация залегает на глубинах до 1,5—1,6 км и перекрыта прибрежно-морскими и континентальными преимущественно песчаными толщами нижнего и верхнего мела.

Формация J_1-J_2 сложена сероцветными песчаниками, алевролитами, глинами с прослойями и пластами углей. Песчаники преимущественно мелко-зернистые, кварц-полевошпатовые с глинистым, карбонатным, реже сидеритовым или кремнистым цементом. Суммарная мощность песчаных прослоев составляет 30—80% от общей мощности формации. Глины серые и темно-серые, иногда черные битуминозные, хлорит-гидрослюдистые, нередко известковистые. В целом для пород характерны значительная сидеритизация, наличие пирита, обилие растительных остатков.

Породы формации обычно значительно уплотнены (плотность 2,2—2,7 г/см³), открытая пористость песчаников до 5—16%, абсолютная пористость глин не превышает 7—10%. В Чулымо-Енисейском районе пористость песчаников достигает 10—30%. Характер постдиагенетических изменений пород в целом соответствует стадии раннего катагенеза. В песчаниках и алевролитах развиты новообразования кальцита, кварца, сидерита, хлорита, гидрослюд и др. [Перозио Г. Н., 1971 г.]. Содержание первичного цемента в них обычно не более 15—20%. В глинах вторичные минералы представлены хлоритом, слюдами.

В западных районах рассматриваемой части Западно-Сибирской плиты (Ханты-Мансийском, Сургутском и др.) в формации регионально развиты воды относительно пониженнной (12—17 г/кг) минерализации (табл. 3). Состав их хлоридный натрневый, характерно повышенное содержание

ТАБЛИЦА 3

Химический состав подземных вод, г/кг, терригенных континентальных формаций, залегающих под терригенными морскими, прибрежно-морскими формациями

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>M</i>	6,3	30,5	79,8	16,5	9,4	30,1	25,1	15	57,8	32,4
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	2,2	10,1	26,72	6,1	3,17	10,57	9,45	5,53	17,4	9,68
Mg^{2+}	0,008	0,1	0,47	0,01	0,07	0,51	0,05	0,06	0,015	0,02
Ca^{2+}	0,01	0,7	3,54	0,032	0,356	0,53	0,05	0,22	0,44	0,04
NH_4^+	—	Не обн.	0,12	0,01	—	—	0,07	0,07	—	—
Cl^-	3	16,31	48,72	8,165	5,61	16,91	14,18	8,51	2,66	4,51
Br^-	—	0,078	—	0,005	0,057	0,087	0,046	0,047	—	—
I^-	—	0,004	—	0,01	—	0,013	0,011	0,029	—	—
SO_4^{2-}	—	Не обн.	Не обн.	0,1	0,004	0,002	0,002	0,007	0,046	0,054
HCO_3^-	0,98	1,78	0,195	2,15	0,195	0,144	1,32	0,61	37,2	18,07
HBO_2^-	—	0,047	—	0,009	0,041	0,056	0,015	0,009	—	—
pH	8	7	5,7	7	8,9	7,1	7,6	7,2	—	—
<i>T, °C</i>	—	93	132	106	41	92	—	—	—	—

Приложение. 1—6 — по материалам ВСЕГЕИ, Тюменского и Новосибирского ГУ; 1 — Вилюйская синеклиза, Средневилюйская скв. 3-Ю (J_2), гл. 1350—1354 м; 2—6 — Западно-Сибирская плита: 2 — Пудинская скв. 1-Р (J_{1-2}), гл. 2574—2581 м (CH_4), 3 — Колиашевская скв. 5-Р (J_{1-2}), гл. 2716—2723 м (CH_4), 4 — Фроловская скв. 1-Р (J_{1-2}), гл. 3053—3060 м (H_2SiO_3 — 26 мг/кг), 5 — Елагуская скв. 1-Р (J_{1-2}), гл. 1455—1475 м (CH_4), 6 — Ларьякская скв. 1-Р (J_{1-2}), гл. 2802—2803 м (CH_4); 7—10 — о. Сахалин [24, т. 24]: 7 — Северное Коленко, скв. 3, гл. 2048—2055 м (N_1), 8 — Коленко, скв. 2, гл. 1024—1039 м (N_1), 9 — Тунгор, скв. 8, гл. 2094—2113 м (N_1), 10 — Тунгор, скв. 19, гл. 1920—1953 м (N_1).

гидрокарбонат-иона (в основном более 2 г/кг). Отношение tNa/tCl изменяется от 1,1 до 1,2; Cl/Br составляет 160—270. В водах содержится иод (до 10 мг/кг), бром (до 26 мг/кг). Состав растворенных газов метановый, углекисло-метановый (CO_2 до 5—15 об.%).

В центральных и восточных районах в описываемой формации распространены повсеместно сильносоленые (с минерализацией 22—33 г/кг) хлоридные натриевые воды с растворенными газами метанового состава. Содержание гидрокарбонат-иона в них не превышает обычно 0,7—1,5 г/кг, иода — 5—12, брома — 80—90 мг/кг; отношение tNa/tCl изменяется от 0,85 до 0,95, Cl/Br — от 180 до 250. В этих же районах на отдельных участках в формации распространены слаборассольные воды с минерализацией 40—80 г/кг хлоридного натриевого и кальциево-натриевого метанового состава. Содержание кальция в них повышенено до 1—3,5 г/кг, а гидрокарбонат-иона в основном не превышает 1 г/кг.

Подземные воды формации в западных и центральных районах Западной Сибири, очевидно, являются вторичными. В отложениях, накопившихся в континентальных преимущественно пресноводных водоемах, должны были захороняться воды низкой минерализации. Последующая же обширная морская трансгрессия и перекрытие рассматриваемой формации мощной тол-

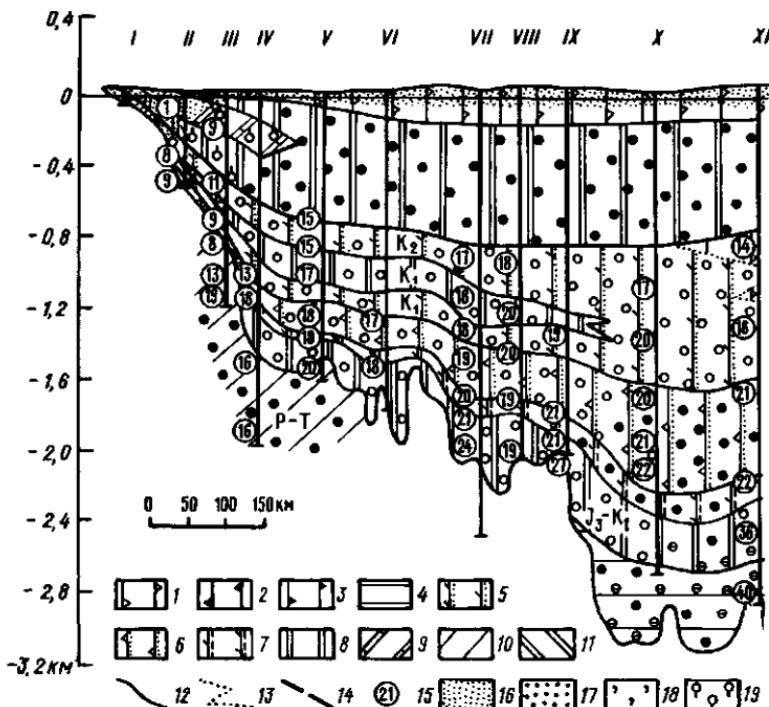


Рис. 6. Формационно-гидрогеохимический профиль Западно-Сибирской плиты по линии Камышлов—Колпашево—Казачинское. Составила Л. Г. Учителева [1977 г.].

Площади: I — Камышлов, II — Талица, III — Лучникино, IV — Тюмень, V — Покровка, VI — Вяткино, VII — Викуново, VIII — Малиновская; IX — Чебурлинская, X — Тарская, XI — Бочкарево, XII — Пудинская, XIII — Колпашево, XIV — Тегульдет, XV — Казачинское.

I—III — геологические формации: 1—9 — слабо катагенетически измененные и слабо дислоцированные терригенные (1 — континентальная песчано-глинистая, 2 — континентальная песчано-глинистая пестроцветная, 3 — континентальная песчаная, каолинизированная, 4 — континентальная песчано-глинистая угленосная, 5 — прибрежно-морская и континентальная песчаная, 6 — прибрежно-морская и континентальная песчано-глинистая постпроцессная, 7 — морская песчано-глинистая; 8 — морская глинистая, 9 — морская диатомит-алювиальная), 10—11 — сильно катагенетически измененные и слабо дислоцированные, местами сильно дислокированные (10 — вулканогенно-осадочная, 11 — терригенно-карбонатная); 12 — стратиграфические границы; 13 — границы между формациями; 14 — линии тектонических нарушений; 15 — минерализация, г/кг.

щей морских глин возраста J_3 — K_1 привели к тому, что первичные воды из формаций J_1 — J_2 были замещены водами, выжатыми из перекрывающей глинистой толщи в процессе ее уплотнения. Возможный объем отжатых из глин растворов больше современного объема порового пространства песчаных пластов юрских осадков в 15—20 раз в центральных районах Западной Сибири и в 4—8 раз в ее окраинных зонах.

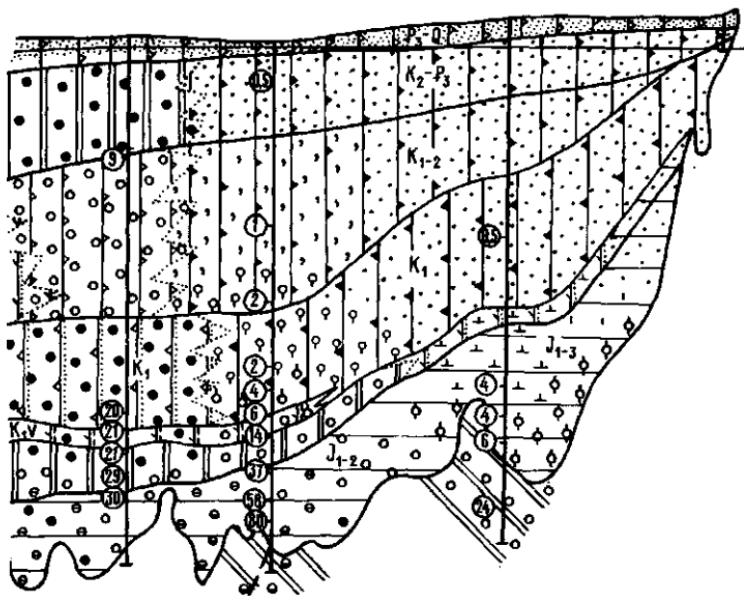
Слабые рассолы, развитые в нижних горизонтах формаций на отдельных участках, также вторичные, их появление обусловлено внедрением вод повышенной минерализации по дизьюнктивным нарушениям из подстилающих формаций палеозоя, накопление которых часто происходило в бассейнах повышенной солености [Гуревич М. С., 1956 г.; Учителева Л. Г., 1974 г.].

XII

XIII

XIV

XV



— 20 1 1 21 0 9 22 0 0 23 0 0 24 0 0 25 0 0 26 0 0 27

Гидрохимическая зона	M, г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	rNa/rCl	Cl/Br	I, мг/кг	Br, мг/кг
16	0,3-1	HCO ₃ -Ca(Mg, Na)	N ₂ (O ₂)	>1	—	—	—
17	0,5-1	HCO ₃ -Na	N ₂	>1	—	—	—
18	0,5-1	HCO ₃ -Na	CH ₄ , N ₂ , N ₂ (CH ₄)	4-5,5	—	—	—
19	1-3	HCO ₃ (Cl)-Na	N ₂ , CH ₄	4-8	206	До 1	0,3-7
20	3-5	Cl(HCO ₃)-Na	CH ₄ , N ₂	1,1-1,7	—	—	—
21	1-10	Cl(HCO ₃ -SO ₄)-Na	N ₂	>1	—	—	—
22	3-10	Cl(HCO ₃)-Na	CH ₄	1,02	204	1	11
23	3-10	Cl-Na	CH ₄ , N ₂	0,90-0,93	255	—	До 8
24	10-25	Cl-Na	CH ₄	0,88-0,94	158-210	10-21	40-65
25	15-35	Cl-Na	CH ₄	0,74-0,81	160-305	10-15	58-83
26	35-70	Cl-Na	CH ₄	0,80-0,85	205-275	1-9	78-130
27	70-100	Cl-Na	CH ₄	0,84	—	—	—

На юго-востоке Западной Сибири, в Чулымо-Енисейском районе, в рассматриваемой формации подземные воды на глубинах 0,8—2,4 км солоноватые, с минерализацией 2—6 г/кг, хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные и гидрокарбонатные натриевые; состав растворенных газов метановый. Коеффициент rNa/rCl изменяется от 1,4 до 8,5, Cl/Br — от 600 до 1020. Содержание брома не превышает 10 мг/кг. По генезису воды формации в этом районе, по-видимому, смешанные: седиментогенно-древнеинфилтрированные. Первоначально захороненные в породах формации маломинерализованные воды постепенно смешивались с поровыми водами, отжимавшимися из вышележащих прибрежно-морских и континентальных формаций нижнего мела.

§ 3. ТЕРРИГЕННЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ АРИДНЫЕ ФОРМАЦИИ, ДИАГЕНЕТИЧЕСКИ И СЛАБО КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ

Песчано-алевритовая красноцветная формация неоген-четвертичного возраста Южно-Туркменской краевой зоны Туранской плиты

Данная формация (рис. 7) сложена в основном аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и дельтовыми песчано-алевритовыми, реже глинистыми отложениями общей мощностью от 500—600 до 1500—2500 м и более. Нижняя ее часть (N_2) представлена чередованием серых и красно-бурых слабо сцементированных алевролитов и песчаников с редкими прослоями глин. Цемент алевролитов и песчаников карбонатно-глинистый, железисто-карбонатный и карбонатный. Содержание его достигает 30—40% от всей породы. Довольно часто в этих отложениях встречаются также карбонатные стяжения — «журавчики», образующие местами выдержаные горизонты мощностью от 0,1—0,2 до 1—1,5 м. Имеются сведения о наличии в неогеновых отложениях прослоев и линз гипса. В составе вышележащих четвертичных отложений, мощность которых достигает 500—600 м, обычно преобладают тонко- и мелкозернистые пески, часто с пропластками глин. В дельтовых разностях довольно часты переслаивания глии и песков с супесями и суглинками, а также галечников, песков и супесей с прослойми глин.

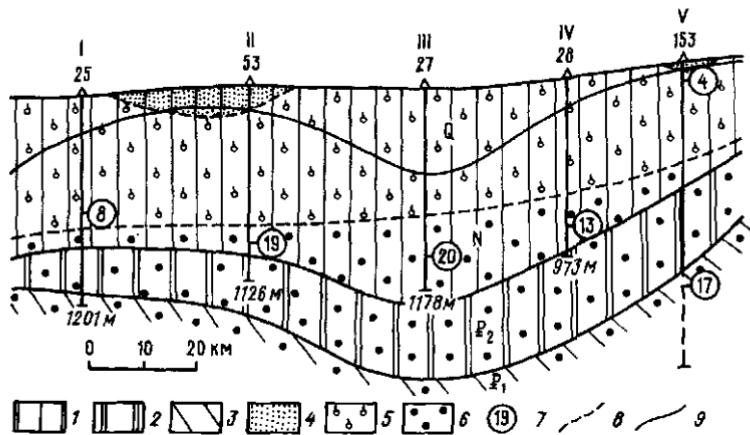


Рис. 7. Формационно-гидрохимический профиль Бадымз-Карабильского артезианского бассейна (верхняя часть разреза), по В. М. Тарасову [1963 г.]

Площади: I — Иолотан, II — Агахан, III — Сандыакчи, IV — Тахра-Базар, V — Кагазлы-Суджи.

1—3 — слабо катагенетически измененные и слабо дислокированные геологические формации: 1 — терригенная континентальная песчано-глинистая пестроцветная, 2 — терригенная морская песчано-глинистая, 3 — галогенная ангидрит-гипсовая геригенио-карбонатная; 4—6 — гидрохимические зоны: 4 — воды с минерализацией до 1 г/кг, сульфатно-хлоридные с содержанием гидрокарбонат-иона до 40%-экв, 5 — воды с минерализацией 1—10 г/кг, сульфатно-хлоридные натриевые, 6 — воды с минерализацией 10—35 г/кг, сульфатно-хлоридные натриевые; 7 — минерализация вод, г/кг; 8 — границы гидрохимических зон; 9 — стратиграфические границы.

Пролювиальные отложения сложены гравием, галечником и песками общей мощностью до 50—100 м. В верхней части разреза четвертичных отложений повсеместно развиты золовые пески мощностью от 1—2 до 15—30 м. Важно отметить отсутствие в континентальных отложениях неоген-четвертичного возраста на юго-востоке Туркмении регионально выдержаных достаточно мощных водоупорных толщ, что предопределяет преимущественное распространение в этих отложениях грунтовых вод, поверхность которых залегает обычно на глубинах от 3—5 до 50—100 м, достигая на северных склонах возв. Карабиль 275—280 м.

В данной формации господствуют солоноватые и соленые воды с минерализацией 3—15 г/кг, возрастающей местами (бессточные владины Бадхыза и др.) до 80—90 г/кг и более (табл. 4). На юго-востоке Туркмении в неоген-четвертичных отложениях известно несколько крупных линз пресных и слабосолоноватых вод с минерализацией до 1—3 г/кг. По химическому составу соленые и рассольные грунтовые воды неоген-четвертичных отложений в основном сульфатно-хлоридные натриевые. Растворенные газы опробованных верхних горизонтов грунтовых вод обычно кислородно-азотные и кислородно-углекисло-азотные. Концентрации брома в соленных водах (с минерализацией до 10—20 г/кг) обычно не превышают 3—5, а в рассольных (с минерализацией до 80—100 г/кг) достигают 30—35 мг/кг. Отношение Cl/Br в этих соленных и рассольных водах находится в пределах от 700—900 до 1200—1600 при $\text{rNa}/\text{rCl} = 0,1 \div 1,6$.

ТАБЛИЦА 4

**Химический состав подземных вод, г/л,
терригенных аридных формаций**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>M</i>	5,5	5,4	0,39	99,1	6,06	0,92	121,9	104,552	88
K^+	0,09	0,007	0,001	—	—	—	—	—	—
Na^+	0,74	1,35	0,06	30,8	1,88	0,23	41,4	37	29,12
Mg^{2+}	0,17	0,18	0,02	3,26	0,08	0,025	1,196	0,885	1,08
Ca^{2+}	0,68	0,22	0,03	0,64	0,13	0,04	4,225	3,947	3,512
NH_4^+	0,006	—	—	0,04	0,002	0,0001	—	—	—
Cl^-	0,81	1,35	0,07	41,6	1,69	0,25	80,309	64,141	53,415
Br^-	$7 \cdot 10^{-4}$	0,002	$3 \cdot 10^{-4}$	0,033	0,001	0,001	0,071	0,067	0,094
Γ^-	$6 \cdot 10^{-4}$	Не обн.	Не обн.	0,004	$4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	Не обн.	—
SO_4^{2-}	2,32	1,99	0,04	21,8	2,16	0,246	0,021	0,067	1,085
NO_3^-	0,52	0,19	0,08	—	0,033	0,06	—	—	—
HCO_3^-	0,19	0,12	0,01	0,61	0,07	0,07	0,022	0,032	0,092
pH	6,5	6,9	7,8	8	7,1	7,1	6,1	—	6,2

Примечание. 1—6 — Туранская плита, по материалам В. М. Тарасова [1964 г.] (без влияния галогенных формаций): 1 — Бадхыз, колодец Акрабат, гл. 4,5 м, 2 — Бадхыз, скв. совхоза «Пограничник», гл. 130 м, 3 — Бадхыз, колодец Кагазлы-Суджи, гл. 21,2 м, 4 — Бадхыз, источник в овраге Кизил-Джар, 5 — Юго-Восточные Каракумы, скв. 605, гл. 230 м, 6 — Западно-Иолотанская линза, колодец Муртли, гл. 60 м; 7—9 — Днепровско-Донецкая впадина [Балуховский Н. Ф., 1967 г.; Корценштейн В. Н., 1977 г.; и др.] (с влиянием галогенных формаций): 7 — Бельская площадь, скв. 10, гл. 1840—1885 м (Т), 8 — Бельская площадь, скв. 10, гл. 1776—1783 м (Т), 9 — Качановская площадь, скв. 9, гл. 1380—1402 м (Т).

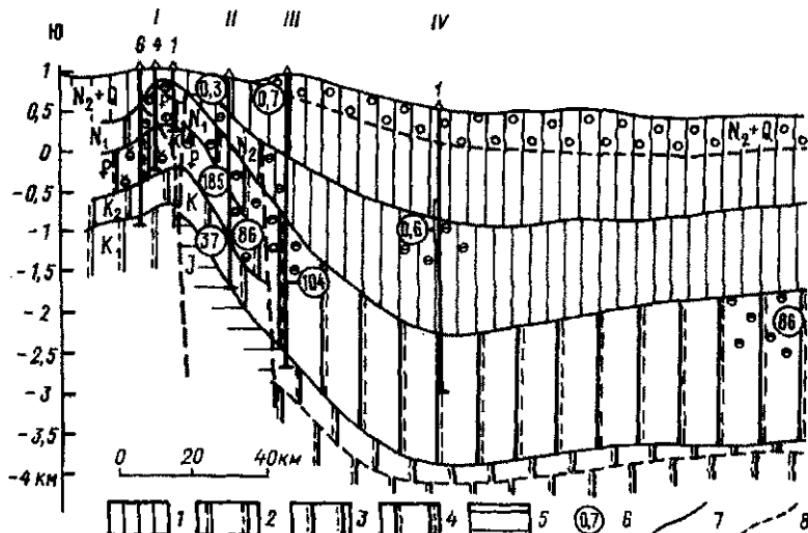


Рис. 8. Формационно-гидрогеохимический профиль Ферганской впадины по линии Чимион—Чартак—Майлисай. Составили Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова [1977 г.]. Площади: I — Чимион, II — Чанкыз, III — Капчугай, IV — Ваниновская, V — Гуртепе, VI — Нымактган, VII — Чартак, VIII — Майлисай.

I—5 — геологические формации; 1—4 — слабо катагенетически измененные и слабо дислоцированные

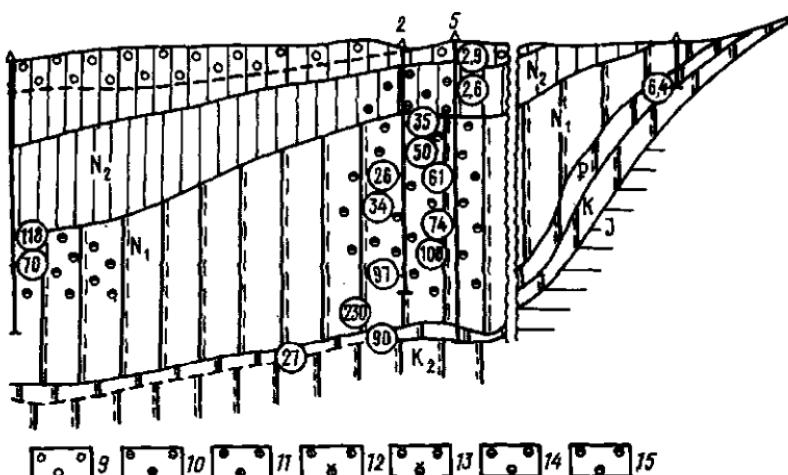
Гидрогеохимическая зона	M, г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав
9	1—10	SO ₄ , Cl, Ca, Na, Mg	O ₂ —N ₂ (?)
10	0,7—2,6	HCO ₃ , SO ₄ , Ca, Mg, Na	N ₂
11	2—7	SO ₄ , SO ₄ —Cl, Na(Ca)	N ₂ (?)
12	5—7	Cl, Na(Mg)	CH ₄ (N ₂), N ₂
13	90—158	Cl, Na(Ca)	CH ₄ (N ₂)
14	30—190 (редко 16)	Cl, Na(Ca)	CH ₄ (?)
15	26—104 (редко до 230)	Cl, Na(Ca)	N ₂ , N ₂ (CH ₄)

Формирование соленых и рассольных сульфатно-хлоридных (реже хлоридно-сульфатных) вод в континентальной красноцветной формации неоген-четвертичного возраста юго-востока Туркмении, очевидно, связано с процессами континентального засоления, как современного, так и более древнего. Образование линз пресных и слабосоленых вод, по мнению В. М. Тарасова [1964 г.], происходит в основном в результате инфильтрации атмосферных осадков.

Таким образом, весьма характерной особенностью данной формации является преимущественное распространение соленых вод (до 15—20 г/кг) сульфатно-хлоридного натриевого состава, обедненных (по отношению к хлору) бромом.

Полимиктовая молассоидная формация плиоцен-четвертичного возраста Ферганской впадины

Данная формация (рис. 8) включает в себя отложения бактрийской, сохской свит, среднечетвертичные и современные образования. Она сложена конгломератами, галечниками, песчаниками, суглинками, глинями, мер-



(1 — терригенная континентальная песчано-галечниковая молассоидная, 2 — терригенная континентальная песчано-глинистая пестроцветная, 3 — галогенная ангидрито-гипсовая терригенно-карбонатная пестроцветная, 4 — гадотито-гипсовая терригенная пестроцветная), 5 — слабо катагенетически измененная и сильно дислокированная терригенная континентальная песчано-глинистая пестроцветная, местами углесосная, 6 — минерализация воды, г/л; 7 — стратиграфические границы, 8 — границы гидрохимических зон.

rNa/rCl	Cl/Br	I, мг/кг	H ₂ S, мг/кг
—	—	—	—
0,96—14,5	—	—	—
0,6—0,82	815—900	—	180—230
0,7—0,87	570—590	—	180—300
0,6—0,87	—	3—20	—
0,54—0,9	1500—2200	17—27	—

гелями, в верхней части разреза появляются супеси и лессовидные породы. Это в основном аллювиально-пролювиальные образования. Общая мощность их достигает 2,5—3 км.

В верхних горизонтах формации распространены грутовые воды, весьма пестрые по минерализации и составу. Наряду с пресными в этой части разреза широко развиты воды с минерализацией до 25—50 г/л, иногда и выше. По составу это различные по катионам сульфатные, гидрокарбонатно-сульфатные, хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные воды. Более глубокие части разреза формации характеризуются развитием пресных и слабосолоноватых вод с минерализацией до 3 г/л сульфатного, гидрокарбонатно-сульфатного, хлоридно-сульфатного магниево-кальциево-натриевого или натриево-кальциевого состава и преобладающим азотным составом растворенного газа. В центральной части Ферганской впадины пресные воды (до 0,6 г/л) встречены на глубинах 1—1,5 км (скв. Ванновская). Состав этих вод сульфатно-гидрокарбонатный натриевый, температура 43° С. Наиболее вероятно, что это погребенные древненифильтротермические воды хорошо промытых отложений бактрийской

свиты. Соленые и рассольные хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 50—60 г/л, иногда и более, вскрыты в формации в сводах антиклинальных нефтеносных структур (Тузлук, Андижан, Ходжиабад и др.), для данной формации являются несомненно вторичными. Появление их в континентальной молассойной формации N₂—Q Ферганской впадины обусловлено миграцией рассолов (и нефти) по зонам разломов из подстилающих терригенных и галогенных формаций миоцена, палеогена и нижнего мела [Султаиходжаев А. Н., 1972 г.; и др.].

Песчако-глинистая пестроцветная формация поздней перми—триаса Днепровско-Донецкой впадины

Данная формация сложена чередованием пестроцветных глин, алевролитов, песчаников, реже конгломератов общей мощностью до 500—800 м (рис. 9). Эти отложения залегают в целом довольно полого и дислоцированы лишь в зонах разломов, тяготеющих обычно к соляным куполам. Подстилается описываемая формация соленоносными толщами P₁, а перекрывается морскими терригенными, терригено-карбонатными образованиями юрского возраста. На большей части впадины кровля пестроцветной фор-

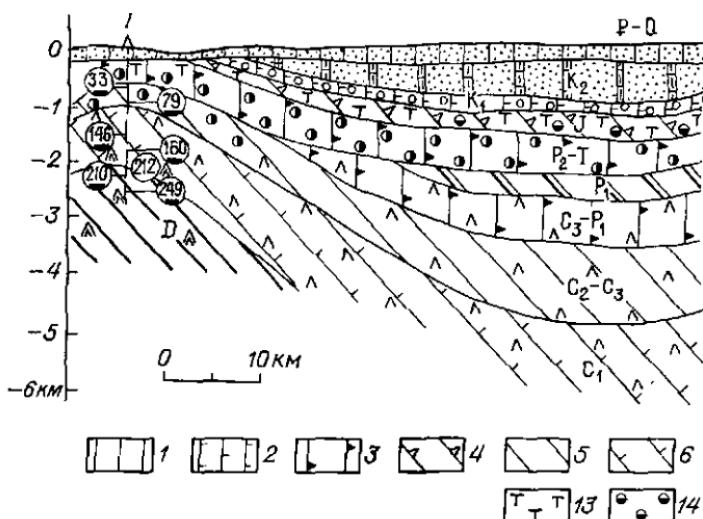


Рис. 9. Формационно-гидрогеохимический профиль Днепровско-Донецкой впадины по линии Зачепиловская—Качановская площади. Составили Е. А. Басков, В. М. Морозов [1977 г.].

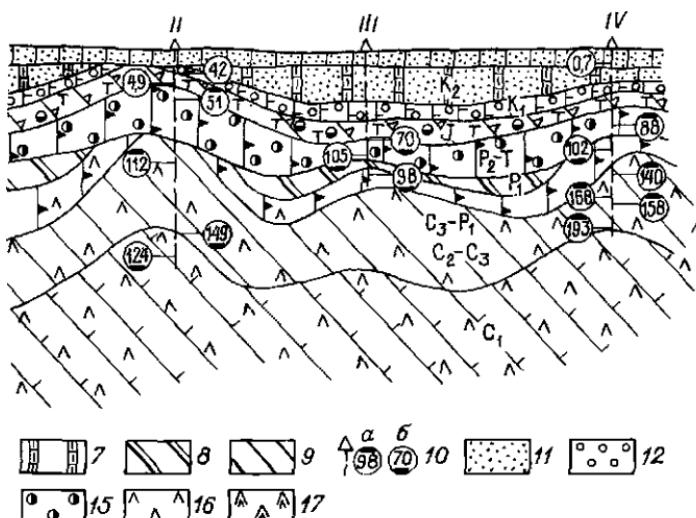
Площади: I — Зачепиловская, II — Солоховская, III — Бельская, IV — Качановская.

I—9 — геологические формации; 1—5 — слабо катагенетически измененные и слабо дислоцированные 1 — терригенная морская (нижняя часть) и континентальная (верхняя часть) песчаная, 2 — терригенно-прибрежно-морская песчано-глинистая, 3 — терригенная континентальная и прибрежно-морская песчано-глинистая пестроцветная, 4 — терригенно-карбонатная пестроцветная угленосная, 5 — карбонатная мергельно-меловая, 6 — галогенная галитовая терригенно-карбонатная кальцинесная, 7—9 — сильно катагенетически измененные, слабо дислоцированные (7 — терригено-карбонатная известняко-песчано-глинистая угленосная, 8 — терригено-карбонатная песчано-глинисто-известниковая угленосная, 9 — галогенная галитовая терригенно-карбонатная); 10 — проекции скважин и интервалы опробования, цифра в кружке — минерализация, г/кг: а — $\text{Cl}/\text{Br} > 500$, б — $\text{Cl}/\text{Br} < 500$.

мации P_2-T залегает на глубинах 0,8—1,8 км, а в южной прибрежной части — до 200—300 м. Пестроцветная формация находится в Днепровско-Донецкой впадине в зоне раннего катагенеза [Иванова А. В., 1976 г.]. Пористость песчаников достигает 20—30%, проницаемость 700—800 мД и более.

Подземные воды в описываемой формации довольно изучены [Фирсова Н. П., Найденов А. А., 1976 г.; Корценштейн В. Н., 1977 г.; и др.]. По химическому составу они в основном хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией от 30—35 до 120—125 г/кг (табл. 4). Вблизи нефтегазовых месторождений состав растворенных газов в них метановый, по мере удаления от контуров нефтегазоносности происходит смена метанового состава растворенных газов на азотный. Концентрация брома в соленых и рассольных водах колеблется обычно от 40—50 до 100—130 мг/кг. Значения Cl/Br в них меняются от 400—500 до 1000—1427, а rNa/rCl — в пределах 0,69—0,92. Содержание иода в соленых и рассольных водах, как правило, не более 2—4 мг/кг. Следует отметить в них нередко довольно высокие содержания сульфат-иона, достигающие 0,8—1,1 г/кг и более.

Накопление верхнепермско-триасовой терригенной пестроцветной формации в Днепровско-Донецкой впадине происходило в континентальной



Гидрогеохимическая зона	M , г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	Cl/Br	rNa/rCl	I , г/кг
11	0,5—1	HCO_3-Ca	$N_2(O_2)$	—	—	—
12	0,5—1 (до 2—4)	HCO_3-Ca $Cl(HCO_3)-Na$	N_2	—	—	—
13	3—10	$Cl-Na$	N_2	—	—	—
14	35—80	$Cl-Na$	$CH_4(N_2)$	—	—	—
15	50—140	$Cl-Na^+$	$CH_4(N_2)$	360—1000	0,6—0,8	—
16	От 90 до 100 до 200—250	$Cl-Na(Ca)$	$CH_4(N_2)$	300—1400	0,7—0,9	0,002—0,02
17	200—250	$Cl-Na(Ca)$	CH_4	600—1900	0,5—0,6	0,08—0,12

обстановке в условиях аридного климата. Соленые и рассольные воды, вскрываемые в настоящее время в отложениях Р₂—Т во внутренних частях Днепровско-Донецкой впадины, как об этом свидетельствуют их геохимические показатели (обедненность бромом, иодом, повышенные содержания сульфат-иона), а также условия их залегания, представляют собой, вероятнее всего, в основном древние захороненные воды континентального засоления. По целому комплексу признаков они весьма сходны с грунтовыми водами Прикаспийской низменности, Туркмении и других регионов современного континентального засоления.

§ 4. ТЕРРИГЕННЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ И ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ ГУМИДНЫЕ ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ

Песчано-глинистая молассовая формация неогена Северо-Сахалинского прогиба

Данная формация (рис. 10) представлена в основном глинистыми и песчано-глинистыми прибрежно-морскими образованиями общей мощностью до 2–6 км и более. В строении формации наблюдается сложное чередование как в вертикальном разрезе, так и по площади глинистых и песчано-глинистых разностей пород. Существенно песчаные образования приурочены к верхним частям разреза. Большая часть разреза формации находится в зоне катагенеза, и лишь верхняя часть до глубин 100–200 м располагается в зоне гипергенеза.

Породы формации, залегающие до глубин 0,5–1 км, в целом слабо уплотнены и характеризуются незначительными постседиментационными преобразованиями [Коблов Э. Г., Иваньшина П. П., Буценко Р. Л., 1975 г.]. Пористость глин колеблется от 50–55 до 15–30% и понижается постепенно с глубиной их залегания. Открытая пористость песчаников обычно находится в пределах 15–40%. Алевролитовые породы в этой зоне также обладают высокой открытой пористостью (15–35%). Характерной особенностью является неизмененность седиментационного глинистого цемента. Ниже по разрезу на глубинах 1–3 км общая пористость глин падает до 6–16%, открытая пористость песчаников — до 8–20%, алевролитов — до 4–20%. В этой зоне наблюдается образование вторичных хлоритовых, реже кальцитовых цементов (по седиментационному глинистому цементу), гидратизация и хлоритизация слюд и кальцитизация обломков полевых шпатов и других минералов. На глубинах 3–3,5 км пористость глин падает до 4–6%, открытая пористость песчаников снижается до 5–15%. Наблюдается перекристаллизация цемента, отмечается появление цеолитов и кварца, регенерирующих обломочные зерна.

В верхних частях разреза формации в зоне гипергенеза (до глубин 100–200 м) содержатся пресные (до 0,1–0,3, реже до 0,5 г/кг) кислородно-азотные воды гидрокарбонатного, хлоридно-гидрокарбонатного, гидрокарбонатно-хлоридного состава. В зоне катагенеза (рис. 10) распределение подземных вод разного состава и минерализации тесно сопряжено с лито-

лого-фациальными особенностями строения формации. В районах с преи-
мущественным распространением песчаных и песчано-глинистых отложе-
ний, накапливавшихся в опресненных морских и пресноводных континен-
тальных бассейнах (Восточное Эрри и др.), в описываемой формации
содержатся (до глубин 1—2 км и более) пресные и слабосоленые (до 3—
10 г/кг) воды гидрокарбонатного натриевого состава. Газовый состав этих
вод метановый и эзотно-метановый. В глинистых и песчано-глинистых
литолого-фациальных комплексах открытого моря в зоне катагенеза со-
держатся сильносоленные (10—35 г/кг) воды преимущественно гидрокар-
бонатно-хлоридного и хлоридного натриевого состава (табл. 3), насыщенные
метановыми газами. Отношение Cl/Br в них колеблется в пределах
180—380 (реже до 738), tNa/tCl — от 0,9 до 1,6. Содержание тяжелых
углеводородов в газах этих вод достигает 3—6 об. %. Следует отметить
довольно высокие концентрации в них иода (до 0,07 г/кг), а также аммония
(до 0,07—0,09 г/кг), накопление которых, очевидно, связано с преобразова-
нием органического вещества. На площади Тунгор в зоне катагенеза широ-
око распространены воды гидрокарбонатного натриевого состава с мине-
рализацией от 10—35 до 50—60 г/кг (табл. 3). Формирование их связано,
по-видимому, с миграцией в осадочный чехол глубинной (метаморфоген-
ной) углекислоты. Растворенные (и свободно выделяющиеся) газы здесь
заметно обогащены CO_2 .

Накопление пород описываемой терригенной молассовой формации про-
исходило в прибрежно-морских и континентальных бассейнах в условиях
гумидного климата [Ратновский И. И., 1969 г.; и др.]. При этом устойчи-
во сосуществовали фациальные зоны с разной соленостью вод бассейнов
осадконакопления, что и находит свое четкое отражение в латеральной ги-
дрохимической зональности подземных вод формации в зоне катагенеза.
Эти данные убедительно свидетельствуют о седиментогенном генезисе здесь
основной массы подземных вод зоны катагенеза.

Песчаная формация средней юры центральной части Вилюйской синеклизы

Формация (рис. 5) представлена в основном песчаниками, переслаивающими-
ся с алевролитами (и реже с аргиллитами), общей мощностью
180—240 м [16]. Залегает формация на глубинах 1,4—2,4 км в зоне на-
чального катагенеза. Перекрывается она угленосной лимнической морской
песчано-глинистой формацией (J_3-K_1), а подстилается терригенной мор-
ской песчано-глинистой формацией (J_1). Накопление существенно песчаных
отложений средней юры происходило в условиях прибрежной равнины,
периодически заливавшейся морем, а в восточных районах синеклизы,
прилегающих к Приверхоянскому прогибу, главным образом в морских
условиях [3].

Преимущественно песчаные отложения средней юры залегают в Вилюй-
ской синеклизе в целом весьма полого. Углы падения их обычно не превы-
шают 1—5°. Преобладают в их составе полимиктовые песчаники средне-
и мелковзернистые серые и светло-серые неяснослойистые. Содержание об-
ломков кварца составляет в них 35—40%, полевых шпатов — 50—68%

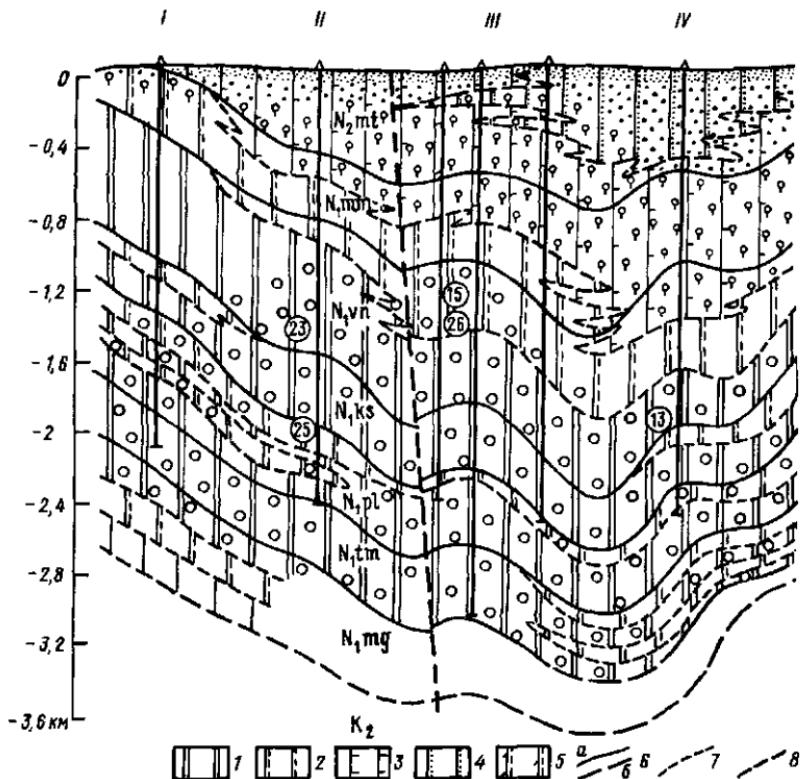
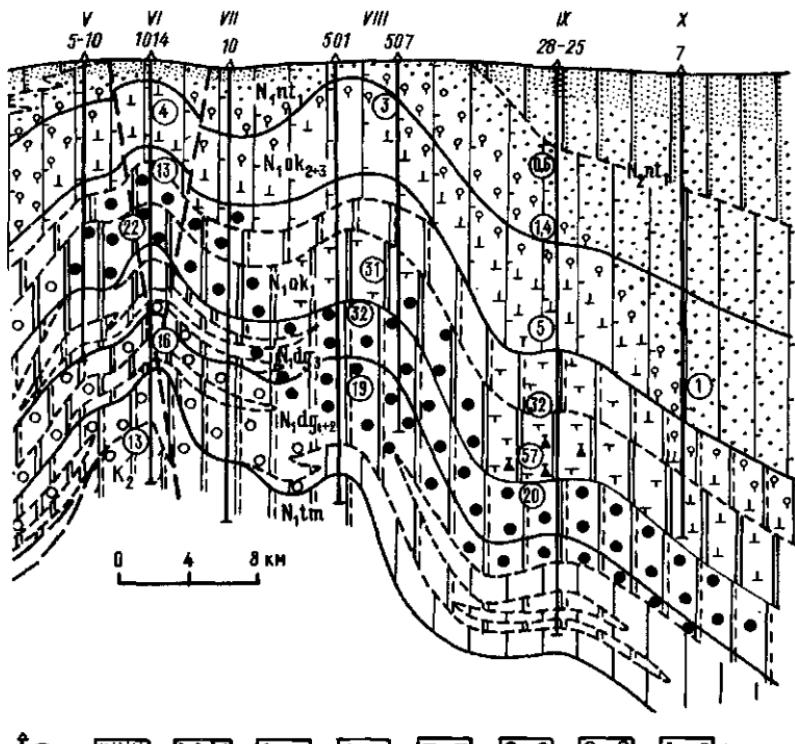


Рис. 10. Формационно-гидрогеохимический профиль северо-востока о. Сахалин по линии Береговая — Оха — Восточное Эрри. Составила Н. А. Петрова [1977 г.] по материалам Г. И. Евдокимовой, И. И. Ратновского, О. В. Радонихас и других. Площади: I — Береговая, II — Северный Колендо, III — Колендо, IV — Хангуда, V — Северная Оха, VI — Оха, VII — Южная Оха, VIII — Эхаби, IX — Тунгор, X — Восточное Эрри.

—5 — терригенная морская и прибрежно-морская песчано-глинистая слабо катагенетически измененная

Гидрогеохимическая зона	$M, \text{ г/кг}$	Ионно-солевой состав	Газовый состав
10	До 0,5	$\text{HCO}_3\text{--Na}(\text{Ca})$	$\text{N}_2(\text{O}_2)$
11	До 1	$\text{HCO}_3\text{--Na}$	$(\text{N}_2, \text{CH}_4) (?)$
12	1—3	$\text{HCO}_3\text{--Na}$	CH_4
13	3—10	$\text{HCO}_3\text{--Na}$	$\text{CH}_4(\text{N}_2\text{--CH}_4)$
14	10—35	$\text{HCO}_3\text{--Na}$	$\text{CH}_4(\text{CO}_2\text{--CH}_4)$
15	10—35	$\text{Cl}(\text{HCO}_3\text{--Na})$	CH_4
16	10—35	$\text{Cl}\text{--Na}$	CH_4
17	50—60	$\text{HCO}_3\text{--Na}$	$\text{CO}_2\text{--CH}_4$

[Абрамова Е. А., 1969 г.]. Полевые шпаты серицитизированы, каолинизированы; плагиоклазы обычно замещены гидрослюдами. Интенсивные вторичные изменения (хлоритизация, серицитизация и др.) характерны также для обломков биотита. Алевролиты обычно сильно глинистые и имеют хорошо выраженную слоистость. Полевые шпаты в них разрушены и замещены гидрослюдой и каолинитом. Аргиллиты темно-серые, сложены в основном гидрослюдами с включениями небольшого количества зерен кварца, реже полевых шпатов. Изредка встречаются прожилки углистого буровато-



15 9 10 11 12 13 14 15 16 17

и слабо дислоцированная формация, породные ассоциации: 1 — глинистые (открытого моря), 2 — песчано-глинистые (открытого моря), 3 — песчано-глинистые (открытого моря и опресненных лагун), 4 — песчаные (прибрежно-морские), 5 — песчано-глинистые морские; 6 — стратиграфические границы; 7 — устанавливаемые, 8 — предполагаемые; 9 — границы породных ассоциаций; 10 — разломы; 11 — интервал опробования, цифра в кружке — минерализация вод, г/кг. Сигны: N₁mg — мачигорская, N₁tm — тумская, N₁pl — пильская, N₁dg — дагинская, N₁ks — каскадная, N₁vp — венгерийская, N₁ok — окобыкайская, N₁mt — манырафская, N₁ml — магнитукская, N₁nf — нутовская.

rNa/rCl	Cl/Vc	t, мг/кг	Vc, мг/кг
10—29	—	—	—
24—18	—	—	—
2—19	65	2,3	4,5
2—3,5	149—350	10—42	15—27
1,2—1,6	145—738	11—14	20—26
0,9—1,1	183—378	11—74	24—177
5—10	205	42	20

черного вещества. Цементом песчано-алевритовых пород служит глинистое вещество (преобладают гидрослюды). Кроме того, в составе цемента обнаружены аутигенные минералы: каолинит, хлорит, кварц (регенерации), пирит, кальцит, редко ангидрит. Полная пористость песчаников колеблется обычно от 10—12 до 15—25%, открытая (эффектная) пористость чаще не более 2—5%.

В центральных районах Вилуйской синеклизы (на площадях Неджелинской, Мастахской и др.) в отложениях средней юры вскрыты слабо-

соленые (минерализация 3—7 г/кг) воды хлоридно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава (табл. 3). Вместе с тем в восточных районах синеклизы в среднеюрских отложениях вскрыты воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 20,8—31,2 г/кг [24, т. 20]. Газовый состав подземных вод в формации метановый и азотно-метановый.

Таким образом, наблюдаемая в настоящее время гидрохимическая зональность (по площади) данной формации хорошо согласуется с характером солености палеобассейнов осадконакопления в среднеюрское время. Это в свою очередь доказывает седиментогенное происхождение подземных вод, содержащихся в настоящее время в среднеюрских отложениях Вилюйской синеклизы.

§ 5. ТЕРРИГЕННЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ И ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ АРИДНЫЕ ФОРМАЦИИ, ДИА- И КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ

Глинистая пестроцветная формация позднеплиоцен-четвертичного возраста Бакинского архипелага

Данная формация включает в себя образования продуктивной толщи акчагыла, аштерона и четвертичные. В районе Аляты-море скважинами изучены верхняя часть продуктивной толщи и вышележащие отложения формации (рис. 11). Вскрытый разрез продуктивной толщи мощностью около 600 м сложен преимущественно чередованием серых и бурых алевритистых известковистых глин с редкими прослоями глинистых известковистых алевролитов и песчаников. Встречаются в ней довольно многочисленные включения и пропластки гипсов. Отложения акчагыльского яруса мощностью около 50—60 м представлены в основном серыми глинами, в низах разреза отмечены прослои вулканического пепла. Вышележащие отложения аштеронского яруса слагаются серыми и бурыми массивными, реже слоистыми песчанистыми известковистыми глинами с редкими прослоями глинистых известковистых алевролитов общей мощностью около 400—450 м. Четвертичные отложения в районе Аляты-море имеют мощность 150—160 м. Представлены они в основном известковистыми глинами, в нижних (60 м) частях разреза чаще пестроокрашенными (шоколадно- и ржаво-бурыми) и реже серыми, местами гипсонасыщенными, в верхних частях разреза преобладают серые известковистые глины с прослоями песчаных и алевритовых пород [56].

Накопление осадков продуктивной толщи происходило в прибрежно-морском мелководном бассейне, терригенный материал в который поступал в основном со склонов Большого и Малого Кавказа, а также (в ранний этап ее формирования) с севера по рукавам палео-Волги [Авдусин П. П., 1952 г.]. Сравнительное обилие остатков пресноводной фауны и растительности в продуктивной толще свидетельствует о часто низкой солености вод бассейна ее осадконакопления, тогда как обогащение гипсом отдельных частей разреза продуктивной толщи определено указывает на то, что на-

копление ее происходило и в засолоненных лагунах. В Бакинском архипелаге помимо тонких прослоев кристаллического гипса в глинах имеют широкое распространение песчаники с гипсовым цементом. Также, по-видимому, иногда возникали бассейны с высокой соленостью вод и при накоплении вышележащих существенно глинистых образований поздне-плюоценового и четвертичного возраста, в которых установлены сингенетические включения гипса. Характерной особенностью описываемой формации является незначительное содержание исходного органического вещества (до 0,7—0,8%).

В изученном разрезе формации выделяются четыре зоны литификации пород (рис. 11). Основными аутигенными минералами являются хлориты, сульфиды железа (в основном пирит), карбонаты (главным образом кальцит), гидроокислы железа (в основном лимонит), гипс и цеолиты. Характерной особенностью диагенеза (и раннего катагенеза) в изученном разрезе верхнеплюцен-четвертичных отложений Бакинского архипелага является в целом незначительное проявление аутигенного минералообразования и относительно небольшая интенсивность изменения терригенно-обломочного материала, что обусловлено прежде всего низким содержанием в осадках исходного органического вещества [56].

Минерализация поровых вод (рис. 11, табл. 5) колеблется от 13—16 в верхних частях разреза, постепенно возрастает с глубиной сначала до 30—40, а затем до 80—139 г/л в интервале 620—875 м. Ниже по разрезу

ТАБЛИЦА 5

Химический состав подземных вод, г/кг, терригенных морских и прибрежно-морских (засоленных лагун) формаций, диа- и катагенетически измененных, слабо дислоцированных

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>M</i>	132,3	51,28	50,1	70,5	93	28,9	37,17	68,97
K ⁺	0,173	0,05	0,036	13,99	0,11	8,323	0,126	0,162
Na ⁺	40,92	18,4	19,13		23,22		11,44	22,48
NH ₄ ⁺	0,012	0,002	0,045	—	—	—	—	—
Mg ²⁺	1,85	0,413	0,036	3,35	3,268	0,302	1,218	1,18
Ca ²⁺	7,054	0,781	0,087	6,933	7,37	1,693	0,355	2,625
Cl ⁻	81,53	30,81	29,29	46,12	58,64	18,08	22,18	41,07
I ⁻	0,041	0,028	0,03	0,046	0,052	6,6	—	—
Br ⁻	0,266	0,094	0,071	0,149	0,179	—	—	—
SO ₄ ²⁻	0,047	0,007	0,015	0,019	0,019	0,073	0,788	1,443
CO ₃ ²⁻	Не обн.	Не обн.	0,066	—	—	—	—	—
HCO ₃ ⁻	0,146	0,153	0,775	0,051	0,053	0,024	0,086	0,084
pH	6,5	7,7	7,8	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. 1—3 — Челекен (по материалам ВСЕГЕИ, 1961—1963 гг.); 1 — скв. 67, гл. 325—366 м (N₂), 2 — скв. 191, гл. 872—908 м (N₂), 3 — скв. 200, гл. 1480—1254 м (N₂); 4—6 — Куринская впадина [24, т. 10 и др.]; 4 — Бабазанан, скв. 124, гл. 804—854 м (N₁), 5 — Бабазанан, скв. 107, гл. 1059—1262 м (N₁), 6 — Кюрангя, скв. 7, гл. 1884—1862 м (N₁); 7—8 — Бакинский архипелаг [56 и др.]; 7 — скв. 4, гл. 121—127 м (Q), кроме того, мг/л: Cu — 1,56, Ag — 0,29, Pb — 0,26, Bi — 0,29; 8 — скв. 4, гл. 349—355 м (N₂), кроме того, мг/л: Cu — 36,5, Ag — 1—3, Pb — 4,5, Bi — 12,4.

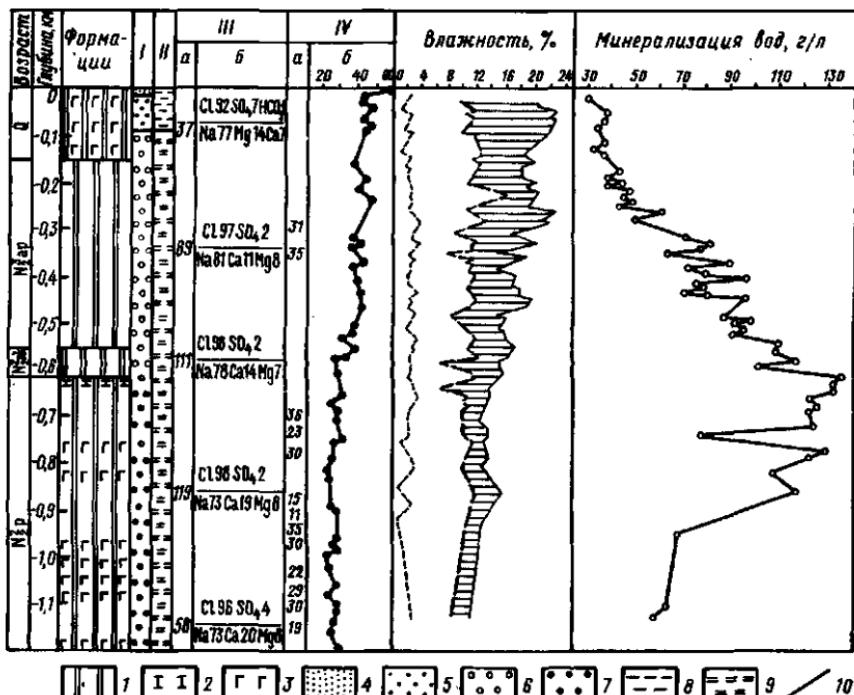
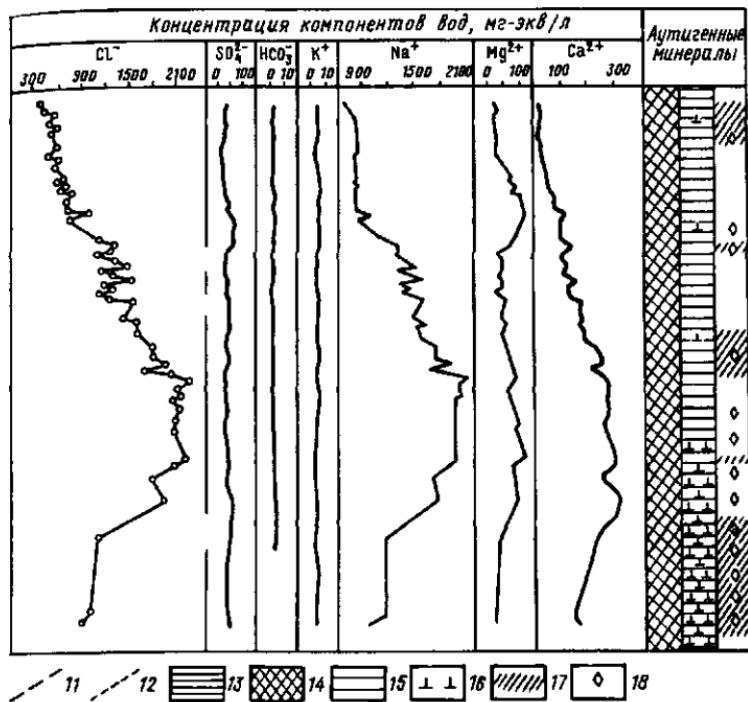


Рис. 11. Формационно-гидрогеохимический профиль Бакинского архипелага (район Аляты-море). Составили Е. А. Басков, Н. И. Малинская по материалам работы [56].

1 — диагенетически и слабо катагенетически измененная терригенная прибрежно-морская глинистая пестрощетистая формация, с включениями; 2 — известняк, 3 — гипс; 4 — зоны литификации: 4 — первая (пористость 43—65%; скрытотекущее и неуплотненное состояние), 5 — вторая (пористость 38—48%; мягкопластичное, мало- и среднеуплотненное состояние), 6 — третья (пористость 35—43%; тугоуплотненное состояние); 7 — четвертая (пористость 30—35%; крепкоуплотненное состояние); 8 — пятая (пористость 25—30%; кристаллическое состояние); 9 — пятая (пористость 20—25%; кристаллическое состояние).

минерализация понижается и на глубине 1138 м (максимальная глубина пробирования) составляет 58 г/л. В верхних частях разреза (до глубины 80—100 м и более) поровые воды по составу сульфатно-хлоридные магниево-натриевые, т. е. представляют собой малоизмененные воды морского типа. Ниже по разрезу относительное и абсолютное содержание сульфат- и магний-иона падает и воды приобретают хлоридный кальциево-натриевый состав, что является отражением результатов взаимодействия твердых и жидкых минералов в горных породах в стадию катагенеза (десульфатизация вод, альбитизация плагиоклазов, образование магнезиальных силикатов и др.). Обращает на себя внимание сложное изменение минерализации поровых вод с глубиной (сначала возрастание, а затем понижение), что З. В. Пушкиной [1965 г.] объяснялось процессами трансляционной самодифузии ионов. Однако нам представляются значительно более обоснованными выводы Л. Н. Капченко [1971 г.], который связывает наблюдаемое различие в минерализации поровых вод с различиями солености бассейнов осадконакопления. Как это видно на рис. 11, минерализация поровых вод в верхней части разреза продуктивной толщи хорошо согласуется со степенью ее зализованности. Наличие засоленных лагун в



ное, переходящее к сильноуплотненному состоянию), 7 — четвертая (пористость 21—33%; высокоплотненное состояние); 8 — виды воды в глинистых породах; 9 — большое количество свободной воды, физически связанные воды, 9 — в основном физически связанные воды; III — минерализация вод, г/кг. (а) и химический состав, %-экв (б); IV — пористость песчаных пород (а) и глин (б); влажность: 10 — естественная (до отжима), 11 — остаточная (после отжима); вода: 12 — прочно связанныя, 13 — отжатая; аутогенные минералы: 14 — сульфиды железа, 15 — крупнозернистый кальцит, 16 — мелкозернистый кальцит, 17 — гипс, 18 — цеолит.

позднеплиоценовое и четвертичное время в прибрежных зонах древнего Каспия не вызывает сомнений. В связи с чем вполне обоснованы представления о захоронении с осадками в этом регионе наряду со слабосолеными (до 10—14 г/л) водами и рассольных вод с минерализацией до 100—140 г/л и более. Таким образом, поровые воды, изученные в разрезе скв. 4 Бакинского архипелага, представляют собой седimentогенные воды бассейнов древнего Каспия, обладавшие разной соленостью. Большой интерес представляют также сведения о наличии в этих седimentогенных водах ряда металлов в высоких концентрациях, в частности меди от 1—2 до 10—50, серебра от 0,1—0,3 до 1—3, свинца от 0,2—0,5 до 8—15 мг/л (табл. 5). Однако эти данные нуждаются в дополнительной проверке.

Песчано-глинистая красноцветная формация раннего—среднего плиоцена Челекена

Эта формация (рис. 12) сложена толщей красноцветных песчано-глинистых пород мощностью до 2500—2600 м [Колодий В. В., 1969 г.; и др.]. В разрезе формации наблюдается сложное переслаивание глин, песчаников,

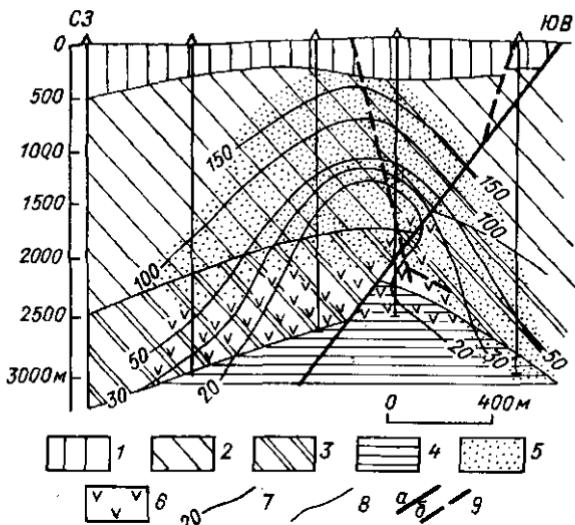


Рис. 12. Гидрохимический профиль Западного Челекена, по В. В. Колодию.

1 — песчано-глинистые морские отложения №₁; 2 — верхняя часть красноцветной песчано-глинистой толщи №₂^{—2}; 3 — нижняя часть красноцветной толщи №₂^{—2}; 4 — песчано-глинистые, местами битуминозные отложения №₃; 5 — хлоридные кальциево-натриевые воды; 6 — хлоридные натровые воды; 7 — изолинии минерализации подземных вод, г/кг; 8 — стратиграфические границы; 9 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые).

алевролитов. При этом верхняя (700—800 м) часть формации характеризуется наибольшей песчанистостью (60—62%), ниже по разрезу (до 1000—1100 м) количество песчаных и глинистых прослоев примерно одинаково а в нижних частях толщи преобладают глины, составляющие 60—70% разреза. В нижней части разреза формации встречены прослои аигидрита и пропластки пеплов. Пески (и песчаники) в основном мелко- и среднезернистые, состоят из зерен кварца, плагиоклаза, слюд, обломков магматических и карбонатных пород. Цемент песчаников преимущественно карбонатный, местами представлен киром, озокеритом. Глины обычно имеют розоватый или буровато-коричневый цвет, что связано с наличием в них гидроокисных пленок трехвалентного железа. Преобладающим минералом глии является гидромусковит, кроме того, установлены монтмориллонит, гидрагиллит, глауконит, а также железистые минералы — гётит, гидрогётит, гидрогематит [28]. В. И. Дворов [1975 г.] отмечает наличие в глинах, местами в значительных количествах, органического вещества. На участках, обогащенных органикой, в глинах содержатся рассеянные кристаллы пирита. В пределах Челекенской антиклинали породы формации нарушены большим количеством сбросов с амплитудой смещения от десятков до сотен метров. В зонах разломов наблюдаются новообразования пирита, марказита, самородной серы, гипса, арагонита, кальцита и других минералов. На Западном Челекене известны мощные травертиновые покровы.

Красноцветная формация №₂^{—2} выходит на дневную поверхность в северной части Челекенской антиклинали. На крыльях антиклинали формация перекрыта песчано-глинистыми морскими толщами верхнего плиоцена

мощностью до 400—600 м. Подстилаются формация песчано-глинистыми, нередко битуминозными, образованиями миоцена вскрытой мощностью в несколько сотен метров. Кровля мезозойских сильно дислоцированных (?) образований в районе Челекена залегает, вероятно, на глубинах не менее 8—10 км [28].

Характерной чертой гидрохимической зональности для данной формации является приуроченность к верхним горизонтам хлоридных кальциево-натриевых рассолов с минерализацией до 260—290 г/л, тогда как в нижних частях формации вскрываются соленые и рассольные воды хлоридного натриевого состава с минерализацией всего лишь 20—45 г/кг (табл. 5). Хлоридные кальциево-натриевые рассолы характеризуются повсеместно довольно высокими содержаниями брома (до 0,3—0,7 г/л), иода (до 0,02—0,04 г/л), стронция (до 0,5—0,8 г/л), бария (до 0,02—0,03 г/л), а также различных металлов [цинка — до 3—8, свинца — до 1—3 (редко до 36), меди — до 2—4 (редко до 10), никеля — до 0,1—1 мг/л (редко до 3) и др.] [Лебедев Л. М., Бугельский Ю. Ю., Дворов В. И. и др., 1975 г.]. Вблизи зон разломов в этих рассолах содержится сероводород (до 10—15 мг/л). Сероводородные рассолы резко обеднены тяжелыми металлами.

Хлоридные натриевые воды с минерализацией до 20—45 г/л, вскрываемые в сводах антиклинальных структур ниже хлоридных кальциево-натриевых рассолов, содержат в значительных количествах гидрокарбонат-ион (до нескольких граммов на литр), иногда сульфат-ион (до 1—1,8 г/л). Для них характерны низкие концентрации брома (до 0,03—0,08 г/л) при высоких содержаниях (до 0,03—0,05 г/л) иода, а также аммоний-иона (до 0,03—0,07 г/л). Газовый состав подземных вод формации повсеместно метановый, иногда с примесью азота или углекислоты.

Вопросы формирования подземных вод и гидрохимической зональности Челекена во многом дискуссионны. По мнению В. В. Семеновича [1960 г.], В. В. Колодия [1969 г.], наличие рассолов в верхних горизонтах связано с процессами испарения подземных вод при дегазации недр (разрушении газовых залежей). В. И. Дворов [1975 г.] предполагает, что захороненные с осадками слабоминерализованные воды были отжаты на поверхность земли, где под влиянием солнечного испарения были сконцентрированы, а затем уже высококонцентрированные рассолы опять просочились в красноцветную толщу. При этом упомянутые исследователи исходят из предположения, что соленость вод в бассейне осадконакопления красноцветной толщи не превышала 10—15 г/л. Однако это предположение нельзя признать обоснованным. Во время формирования красноцветной толщи наряду с опресненными бассейнами (типа современного Каспия) существовали лагуны с высокой соленостью вод [Кудельский А. В., Козлов М. Ф., 1970 г.]. Имеются данные о наличии в красноцветной толще на Челекене и Небит-Даге галита, гипса, доломитов в виде рассеянных кристаллов, количество которых заметно возрастает в верхней части разреза. В связи с этим более обоснованными представляются взгляды Ю. В. Дворова [1960 г.] о седиментогенном происхождении хлоридных кальциево-натриевых рассолов красноцветной свиты в периоды регрессий древнего Каспия, сопровождавшихся образованием засоленных лагун. Залегающие ниже по разрезу в пределах антиклинальных структур хло-

ридные натриевые воды с минерализацией 20—45 г/л, обычно обогащенные гидрокарбонат-ионом, по-видимому, связаны в своем формировании с внедрением низкоминерализованных вод конденсационного типа, мигрирующих вместе с газом и нефтяными залежами. Таким образом, на Челекенской структуре происходит разгрузка двух типов элизионных гидродинамических систем, что и обуславливает наблюдаемый здесь характер гидро-геохимической зональности.

§ 6. ТЕРРИГЕННЫЕ МОРСКИЕ ФОРМАЦИИ, ДИАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ

Глинистая формация четвертичного возраста западной части Средиземного моря

Эта формация изучена в скв. 121 (рис. 13), пройденной с корабля «Гломар Челленджер» [81]. Она вскрыла следующий разрез (сверху вниз): 1) интервал 0—290 м — известковистый алевролито-глинистый ил (Q); 2) 290—686 м — переслаивание кварцевых песков и глинистых мергельных илов (N_2); 3) 686—864 м — известковые глины с прослоями песков и песчаников (N_1); 4) 864—867,2 м — гнейсы, граниты, кварц-биотитовые сланцы (PZ).

Поровые воды изучены в скв. 121 в четвертичных известковистых алевролито-глинистых илах (табл. 6). Эти илы обычно зеленовато-серого цвета, пластичные, тонкослоистые. Содержание терригенного материала (глинистых, алевритистых и песчаных частиц) в них составляет обычно 70—75% (реже падает до 65%). При этом в составе терригенного материала резко преобладают глинистые частицы (60—65%), а количество песчаных фракций — до 3—5%. Карбонаты в этих илах представлены частицами на-нoplanktona и фораминифер. Они содержатся обычно в количестве до 25—30% (реже до 35%). В илах встречены довольно обильные рассеянные мелкие включения гидротроилита и пирита. Пористость илов составляет около 40—60%, влажность их меняется от 23 до 30%. Минерализация поровых вод в этой скважине повышается с глубиной от 36,3 (65 м) до 45,3 г/кг (252 м). По составу воды хлоридные натриевые морского типа и отличаются от последних в основном весьма низким содержанием сульфат-иона. Кроме того, намечается некоторая обогащенность этих вод кальцием и обедненность калием, а также магнием. Резко понижение содержание сульфат-иона в поровых водах (по сравнению с исходными морскими водами) обусловлено интенсивными процессами десульфатизации, что находит отражение в образовании аутогенных сульфидов. Калий, как известно [Лебедев В. И., 1957 г.; и др.], активно поглощается глинистыми минералами, что и обуславливает наблюдаемое понижение его концентраций в поровых водах. Повышение минерализации вод с глубиной (в основном за счет хлоридов натрия) связано, по-видимому, скорее всего с миграцией вод из уплотняющихся миоценовых отложений. Возможно, что в западной части Средиземного моря соленость морских бассейнов в миоцене была несколько повышенной, хотя здесь и не происходило накопление

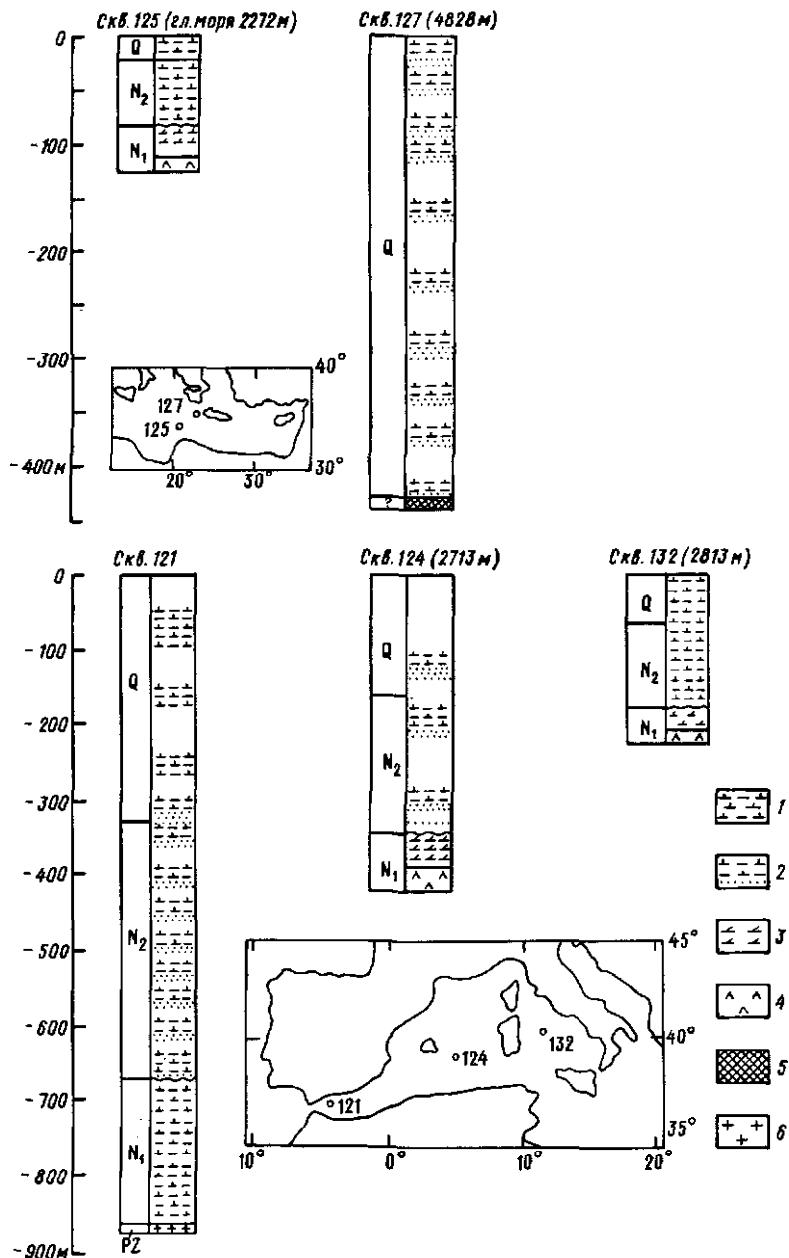


Рис. 13. Местоположения и разрезы скважин глубоководного бурения Средиземного моря [81].

1 — нанометрический ил; 2 — турбидиты (в верхней части слоев пелитовые разности, ниже по разрезу песчаные); 3 — доломитистые мергельные илы; 4 — гипс, анхидрит, галит; 5 — брекчия; 6 — гранодиориты, гнейсы, сланцы.

ТАБЛИЦА 6

Химический состав поровых вод, г/кг, терригенных морских формаций, диагенетически измененных [81 и др.]

Компоненты	1	2	3	4	5
<i>M</i>	36,3	45,3	31,8	30,7	31,1
K ⁺	0,35	0,26	0,41	0,41	0,23
Na ⁺	11,8	14,7	10,7	10,5	10,6
Ca ²⁺	0,18	0,76	0,10	0,24	0,51
Mg ²⁺	0,92	1,19	1,02	0,57	0,44
Cl ⁻	21,80	27,92	19,42	18,67	18,59
SO ₄ ²⁻	0,26	0,05	0,19	0,05	0,46
HCO ₃ ⁻	0,51	0,20		0,27	0,29
Br ⁻	0,083	0,115	0,074	Не обн.	Не обн.
B	—	—	0,0064	»	»
pH	—	—	7,8	8,1	7,4
Eh	—	—	-0,04	-0,058	-0,022
T, °C	—	—	23,0	23,5	26,0
H ₂ O, %	29	23	45	34	27

П р и м е ч а н и е. 1—2 — Средиземное море, скв. 121; 1 — гл. 65 м (Q), темный зеленовато-серый мергельный ил, пластичный, в водах обнаружено, мг/кг: Si — 12, NH₃ — 43; 2 — гл. 252 м (Q), мергельный ил, обнаружено, мг/кг: Si — 9,7, NH₃ — 73,6; 3—5 — Атлантический океан, скв. 102: 3 — гл. 34 м (Q₂₋₃), глина мягкая, пластичная, присутствуют сульфиды железа, кроме того, мг/кг: Sr — 9, Si — 19,8, Mn — 0,8, Li — 0,1, NH₃ — 10,5; 4 — гл. 309 м (N₂), темнолагическая карбонатная алевритистая глина, твердая, пластичная, зеленовато-серая (Sr — 15); 5 — гл. 660 м (N_{1s}), глина твердая, хрупкая (Sr — 15).

галогенных формаций (последние были широко распространены в центральных и восточных частях Средиземного моря).

Глинистая формация миоцен-четвертичного возраста плато Блейк Северной Атлантики

Дайная формация довольно хорошо изучена в скв. 102, пройденной на континентальном склоне в сводовой части Виешингского хребта плато Блейк (рис. 14). Координаты ее 30°43,93' с. ш., 74°27,14' з. д. Глубина океана здесь 3414 м. Скв. 102 имеет глубину 661 м. Она прошла четвертичные, плиоценовые отложения и остановлена в миоценовых отложениях. Отложения, вскрытые скважиной, представлены однообразной толщей зеленовато-коричневато-серых карбонатных илистых глин, содержащих местами довольно обильные включения аутигенного пирита. Примесь карбонатного материала в глинах колеблется обычно от 15 до 20%. До глубины примерно 0,3 км эти глины мягкие, пластичные с влажностью, меняющейся от 45—49 до 30—34%. На больших глубинах глины становятся твердыми, влажность их уменьшается до 23—27%. Аутигенные минералы в этих глинах довольно разнообразны и многочисленны. Кроме сульфидов железа также широко распространены аутигенные карбонаты кальцит, доломит, сидерит, в распределении которых намечается определенная зональность. С глубиной увеличивается роль новообразований сидерита, образующего в нижних горизонтах вскрытого разреза обильные линзовидные включения.

Поровые воды, отжатые из глин (табл. 6), представляют собой малоизмененные океанические воды. Минерализация их колеблется от 29,7 до 34,1 г/кг, т. е. несколько ниже минерализации (36,1—36,4 г/кг) современных океанических вод в описываемой части Северной Атлантики. По-видимому, подобная минерализация океанических вод сохранялась в этом регионе в течение всего неогена и четвертичного периода. Наблюдаемое понижение минерализации поровых вод по сравнению с океаническими водами обусловлено главным образом процессами десульфатизации, протекавшими с различной интенсивностью, что, вероятно, определялось в основном количеством захороняющегося органического вещества. Содержание сульфат-иона в водах с глубиной сначала довольно резко падает (до 0,05 г/кг). Низкие концентрации сульфат-иона сохраняются в поровых водах в интервале 139—424 м, после чего отмечаются повышения концентрации сульфат-иона до 0,46—1,53 г/кг. Не исключена возможность, что в определенной мере здесь проявились процессы окисления сульфатов кислородом воздуха при отжиме поровых вод. С процессами разложения органического вещества связано накопление в этих водах брома (до 0,11—0,16 г/кг) и аммония (до 0,07—0,17 г/кг). Наиболее высокие (до 1,22 г/кг) содержания гидрокарбонат-иона установлены в верхних частях (глубина 6 м) вскрытого скважиной разреза отложений N_1-Q_{II} . Это также результат процессов диагенеза при участии микрофлоры. С глубиной содержание гидрокарбонат-иона падает, что сопряжено с процессами образования аутигенных карбонатов.

Илистые глины в скв. 102 местами были сильно насыщены газами метанового состава с примесью тяжелых углеводородов и углекислоты. Генезис этих газов, несомненно, связан с процессами преобразования органического вещества описываемой формации на стадии диагенеза.

§ 7. ТЕРИГЕННЫЕ МОРСКИЕ ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ

Глинистая формация раннего олигоцена—миоцена Восточного Предкавказья

Формация представлена (рис. 15) здесь майкопской свитой (мощностью до 1—3 км), которая перекрывается песчано-глинистыми отложениями миоцена и подстилается терригенно-мергелистыми образованиями палеоцен—эоцена. Майкопская свита — это довольно однообразная толща пород, в которой глинистые отложения составляют 60—70% от всей мощности свиты. Глины серые, реже темно-серые, хорошо отсортированные, некарбонатные с включениями мелкодисперсного пирита [Казанцев Е. А., 1968 г.]. Основными минеральными типами глин майкопской свиты являются: для нижней части — гидрослюдисто-монтмориллонитовые, гидрослюдисто-бейделлитовые, реже гидрослюдистые разности; для средней — гидрослюдисто-бейделлитовые; для верхней — однородные бейделлитовые [Дмитриева Р. Г., 1969 г.]. Породы свиты характеризуются повышенным

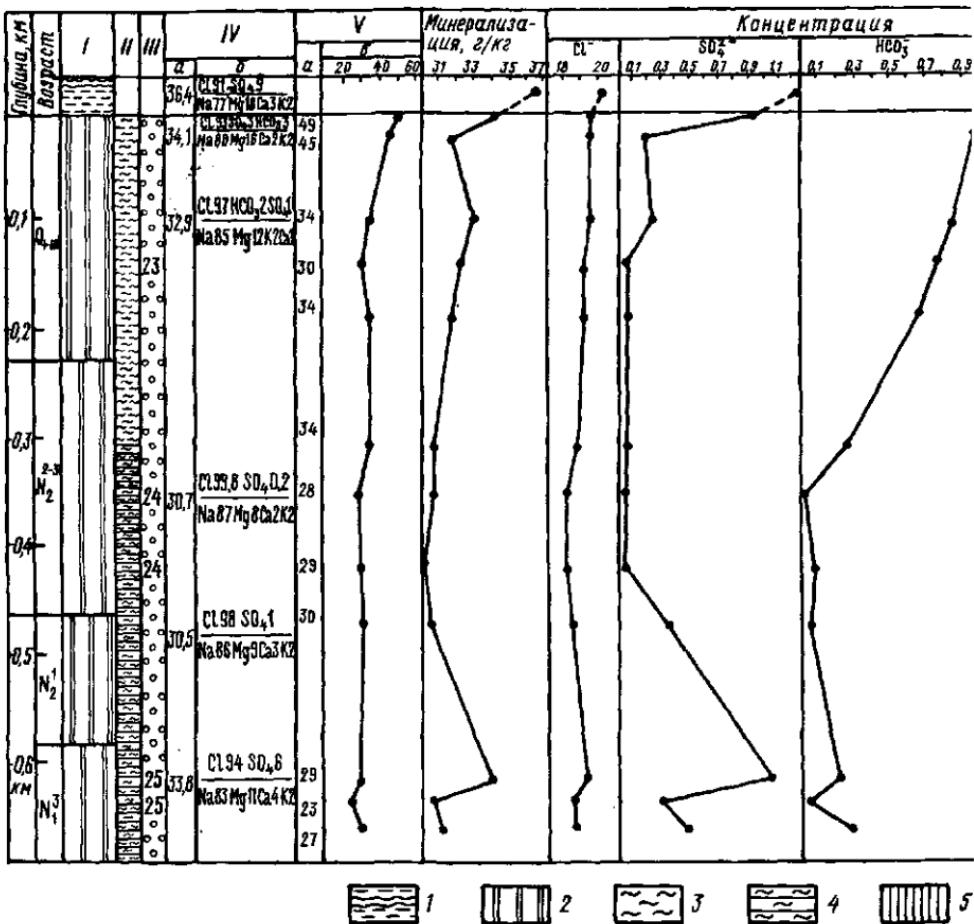
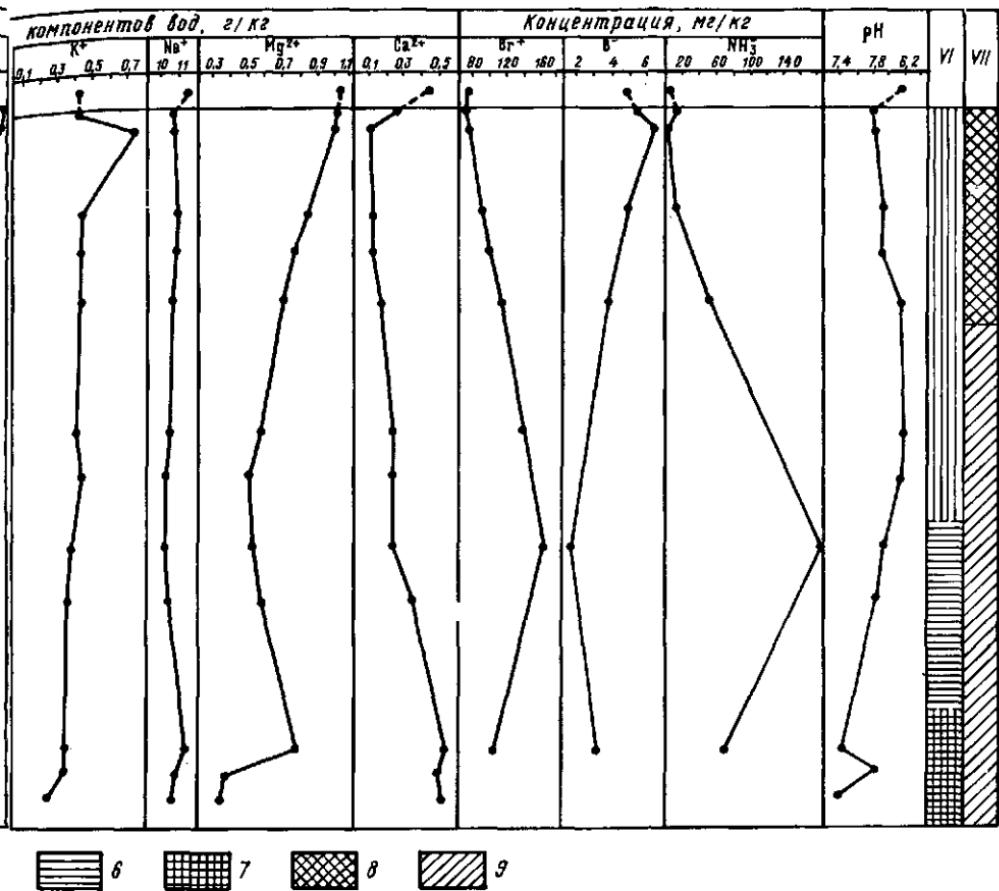


Рис. 14. Формационно-гидрогеохимический разрез скв. 102. Составили Е. А. Басков, Н. П. Малинская по материалам работы [81].

I — литологическая колонка; I — вода скважина, 2 — терригенная морская глинистая формация, диагенетически измененная; III — степень литификации пород: 3 — мягкая пластичная глина, 4 — гвердая глина;

содержанием органического углерода (0,8—1,72%), сульфидной серы (1,29—2,55%) и высоким отношением закисного железа к окисному (6—10). Все это свидетельствует о том, что образование данных отложений происходило в резко восстановительной обстановке. Пористость глин уменьшается с увеличением глубины залегания от 33% на глубинах 0,4—0,5 км до 10% на глубинах 3,2—3,3 км [Прозорович Г. Э. и др., 1970 г.]. Пористость песчаников свиты достигает 28% [Николаев В. М., 1960 г.]. Это указывает на то, что майкопская свита находится здесь в зоне раннего катагенеза.

Формация характеризуется преимущественным развитием физически связанных вод. Количество свободных вод невелико и определяется монистостью и пористостью песчаных прослоев. Исходя из этого количество вод



III – газ метанового состава [Цифры – температура, °С]; IV – минерализация, г/кг, (а) и формула химического состава, %-экв, (б); V – количество поровых вод, вес. %, (а) и график изменения количества поровых вод по разрезу, вес. %, (б); VI – вулканические карбонаты: 6 – кальцит, доломит, б – кальцит, доломит, сидерит; 7 – кальцит, доломит, линзы сидерита; 8 – сульфиды железа (в основном пирит); 9 – сульфиды железа, рутин.

в формации с площади 1 км² распределяется следующим образом: свободных — 0,05, физически связанных — 0,4 м³.

Минерализация гравитационных вод майкопской свиты изменяется в пределах 12–34 г/кг (табл. 7). Состав их хлоридный натриевый. Воды практически бессульфатны, количество гидрокарбонат-иона составляет 4–14%-экв, коэффициент $r\text{Na}/r\text{Cl}$ изменяется в пределах 0,98–1,08. Количество кальция и магния не превышает 2–4%-экв. Воды характеризуются повышенным содержанием иода (до 30 мг/кг) и почти постоянным присутствием нафтеновых кислот (до 1,4 мг/кг). Количество брома (по небольшому числу определений) не превышает 80 мг/кг, а коэффициент Cl/Br изменяется в пределах 200–300. В составе газов преобладает метан при небольшом количестве высших углеводородов. Поровые растворы,

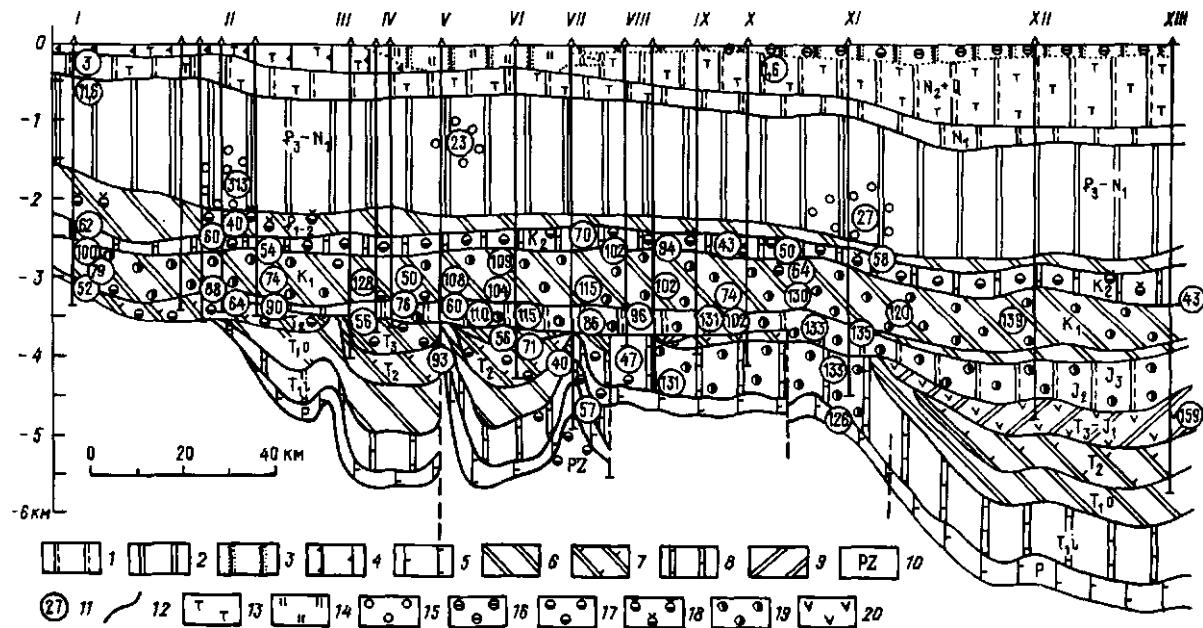


Рис. 15. Формационно-гидрогохимический профиль Восточного Предкавказья по линии Мирненская — Зимняя Ставка — Северная Кочубеевская. Составила Г. И. Пустовалова [1977]. Геологическая основа по М. С. Бурштару, А. И. Дьяконову [1972 г.].

Площади: I — Мирненская, II — Гороховская, III — Демьяновская, IV — Приозерская, V — Максимокумская, VI — Колодезная, VII — Зимняя Ставка, IX — Восточная, X — Култайская, XI — Сухокумская, XII — Улубневская, XIII — Северная Кочубеевская.

1—10 — геологические формации: 1—6 — слабекатагенетически измененные, слабодислоцированные (1 — терригенная морская песчано-глинистая пестроцветная, 2 — терригенная морская глинистая, 3 — терригенная прибрежно-морская песчано-глинистая пестроцветная, 4 — терригенно-континентальная песчано-глинистая пестроцветная, 5 — терригенная морская песчано-глинистая, 6 — терригенно-карбонатная песчано-глинисто-мергельно-известняковая, 7—8 — слабекатагенетически измененные, сильно дислоцированные (7 — терригенно-карбонатная песчано-глинисто-известняковая, 8 — карбонатная известняковая), 9 — вулканогенно-осадочная, 10 — сильно катагенетически измененная и сильно дислоцированная терригенная морская песчано-сланцевая; II — минерализация вод, г/кг; 12 — стратиграфические границы.

Гидрогохимическая зона	M, г/кг	Ионно-солевой состав	Na/Cl	Cl/Br	I, мг/кг	Bt, мг/кг	H ₂ S, мг/кг	Другие компоненты, мг/кг
13	0,5—3	HCO ₃ SO ₄ Cl—Na(Ca)	—	—	—	—	—	—
14	1—35	HCO ₃ SO ₄ Cl—Na(Ca, Mg)	—	—	—	—	—	—
15	10—35	Cl—Na	0,95—1,1	175—200	20—30	70—80	—	—
16	35—70	Cl(SO ₄) ₂ —Na	—	—	—	—	—	—
17	35—70	Cl—Na(Ca)	0,8—0,98	180—370	3—20	80—175	190—270 (редко 400)	—
18	35—70	Cl—Na	0,95—1,1	290—320	11—23	70—120 150—250	—	—
19	70—140	Cl—Na(Ca)	0,8—0,9	170—350	7—18	100—400 130—400 (редко 600)	—	Sr = 500—1100; Rb = 2—10
20	140—270	Cl—Na(Ca)	0,76	180	16	550	—	—

ТАБЛИЦА 7

**Химический состав подземных вод, г/кг,
терригенных морских формаций, катагенетически измененных,
слабо дислоцированных**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
M	23,8	36,4	10,4	18,4	17,1	27	31,3	23,2	23,6	18,2
K ⁺	0,1	—	13,3	3,82	5,89	0,12	0,08	—	—	—
Na ⁺	7,64	—	—	—	—	6,26	9,93	—	—	—
Mg ²⁺	0,15	0,126	0,009	0,027	0,02	0,126	0,027	0,098	0,4	0,228
Ca ²⁺	1,19	0,672	0,355	1,174	0,34	0,22	0,62	0,383	0,481	0,226
NH ₄ ⁺	0,018	—	0,01	—	0,009	0,005	—	—	—	0,037
Cl ⁻	14,15	21,73	5,538	11,218	9,25	15,53	17,62	13,45	14,184	10,62
Br ⁻	0,071	0,097	0,03	0,074	0,02	0,04	0,079	0,077	0,107	0,032
I ⁻	0,006	0,006	0,005	0,005	—	—	—	—	0,012	0,008
SO ₄ ²⁻	0,006	Не обн.	0,148	0,007	0,051	0,076	0,114	0,003	0,212	0,214
CO ₃ ²⁻	—	Не обн. Не обн.	0,276	Не обн.	—	—	—	—	—	—
HCO ₃ ⁻	0,5	0,579	—	0,049	1,05	1,037	1,56	0,765	—	0,307
HBO ₂	0,052	0,052	—	0,009	—	0,016	—	—	—	—
H ₂ SiO ₃	0,047	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—
pH	7,1	6,9	8,4	7	9	8	—	—	7,4	7,4
T, °C	94	93	97	79	—	38	—	—	—	—

Приложение. 1—4 — Западно-Сибирская панта [Ростовцев Н. Н., 1958 г. и др.]: 1 — Винкуловская скв. 2-Р, гл. 2019—2044 м (J₃) (Fe — 13 мг/л), 2 — Бочкаревская скв. 2-Р, гл. 2582—2645 м (J₃—K₁), 3 — Фроловская скв. 1-Р, гл. 2683—2716 м (K₁), 4 — Ларьякская скв. 1-Р, гл. 2057 2064 м (K₁); 5—6 — Вилуйская синеклизза [6; 24, т. 20; и др.]: 5 — Средневилюйская скв. 14, гл. 1708—1738 м (J₁), 6 — Мастахская скв. 5-10, гл. 1805—1810 м (J₁); 7—8 — Восточное Предкавказье [«Гидро-геология газоносных...», 1970 г.; «Гидро-геология нефтяных...», 1972 г.; и др.]; 7 — Гороховская, гл. 1854—1860 м (P₃—N₁), 8 — Максимокумская, гл. 1470—1475 м (P₃—N₁); 9—10 — Равнинный Крым [Гордиевич В. А., Куришко В. А., Ришес Е. А. и др., 1963 г.; и др.]: 9 — Стрелковая скв. 11, гл. 543—552 м (P₂—P₃), 10 — Джанкойская скв. 12, гл. 370—380 м.

полученные при отжиме из пород формации, по составу и минерализации нередко отличаются от пластовых вод. Минерализация поровых растворов составляет 14—35 г/кг в песчаных прослоях и возрастает до 50 г/кг в глинах [Киссин Н. Г., 1964 г.; Казанцев Е. А., 1968 г.]. Состав поровых растворов сульфатно-хлоридный натриевый, количество гидрокарбонат-иона редко превышает 1 г/кг, кальция и магния обычно немного (0,3—0,7 г/кг). Концентрация натрия в общем сопоставима с содержанием его в пластовых водах. Несоответствие анионного состава поровых и пластовых вод майкопской свиты, по-видимому, не отвечает природным условиям. Появление в составе поровых растворов значительных концентраций сульфатов связывается с окислением сульфидов в породах в процессе отжима поровых вод. В целом же воды формации — это сравнительно малоизмененные на стадиях диагенеза и катагенеза седиментационные воды бассейна осадкоакопления майкопской свиты.

Глинистая формация эоцена—раннего миоцена северо-западного погружения Новороссийского синклиниория

Эта формация в районе Анапы (рис. 16) включает в себя толщу глин с прослойями алевролитов, песчаников и мергелей эоцена (фораминиферовые слои, Р₂) и толщу глин с прослойями песков, песчаников и алевролитов олигоцена—нижнего миоцена (майкопская свита, Р₂—Н₁) общей мощностью до 700—800 м. Формация залегает в целом довольно полого и выходит на дневную поверхность в юго-восточной части района; при продвижении в северном направлении кровля ее погружается на 1—1,3 км и более. Перекрывается и подстилается описываемая формация терригено-карбонатными толщами соответственно неогенового и позднемелового возраста.

В формации в районе Анапы вскрыты на глубинах 0,5—1,5 км воды хлоридного натриевого состава с минерализацией в основном до 18—25 г/кг (табл. 7). Обращают на себя внимание значительные колебания концентрации иода (в 15 раз) и брома (в 2 раза) в водах со сходной минерализацией (рис. 16). Причины таких резких колебаний концентраций иода в водах формации на довольно близких (около 8 км) расстояниях не ясны. Воды формации представляют собой сравнительно малоизмененные седиментогенные воды морского типа. Накопление (по сравнению с морскими водами) в них I⁻, Br⁻, NH₄⁺ и HCO₃⁻, очевидно, связано с процессами преобразования органического вещества, что находит свое отражение и в газовом составе вод. Обращают на себя внимание довольно высокие содержания углекислоты в составе растворенных газов, тогда как в составе свободно выделяющихся газов резко преобладает метан. Вероятнее всего, углекислота в этих водах возникла в результате преобразования органического вещества.

Глинистая формация олигоцена—раннего миоцена Равнинного Крыма

Эта формация включает в себя майкопскую свиту, мощность которой колеблется здесь от 1,2 до 4 км (рис. 17, 18). Формация сложена пластичными плотными гидрослюдисто-каолино-монтмориллонитовыми глинами, темно-серыми и шоколадно-бурыми, реже черными, местами алевролитистыми и известковистыми, с редкими прослойями алевролитов, алевролитов, мелко-зернистых песчаников и глинистых песков. В некоторых районах (Присивашье) мощность песчано-алевролитовых горизонтов возрастает до 500 м. Абсолютная пористость песчано-алевролитовых пород достигает 25—40, открытая — 20—23%. В породах формации отмечается гидрослюдизация глинистых минералов, наличие новообразований сидерита, пирита, кальцита и др. [Ратеев М. А., 1952 г.]. Перекрывается глинистая формация Р₃—Н₁ терригенно-карбонатной морской (местами лагунной) формацией миоцен-четвертичного возраста, а подстилается терригенно-карбонатной морской формацией К—Р.

Песчано-алевролитовые горизонты майкопской свиты водоносны, местами нефтеносны и газоносны. В пределах Равнинного Крыма подземные воды в этой формации были вскрыты и опробованы на глубинах от 0,3 до

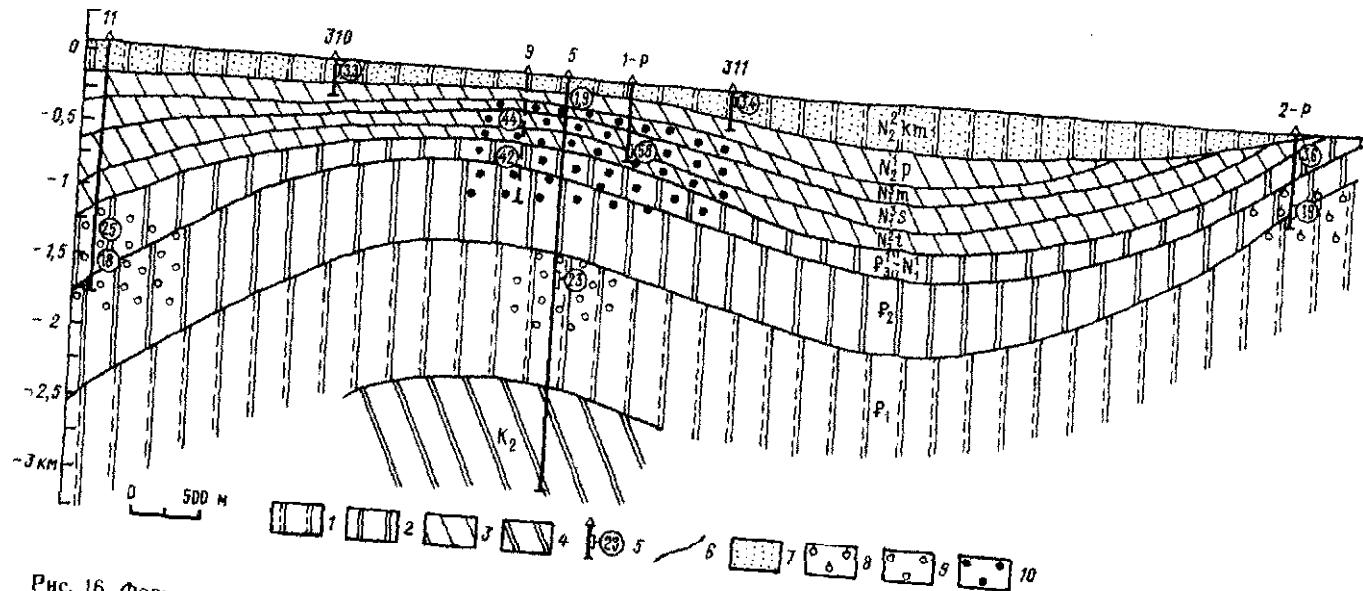


Рис. 16. Формационно-гидрохимический профиль района Анапы. Составили Е. А. Басков, С. А. Вересов [1978 г.] по материалам А. М. Крысенко и Р. Р. Арутюняца [1970 г.].
 1—4 — слабо катагенетически измененные и слабо дислоцированные геологические формации; 1 — терригенная прибрежно-морская песчано-глинистая, 2 — терригенная морская сликнитовая, 3 — терригенно-карбонатная, 4 — терригено-карбонатная флишевая; 5 — интервал опробования, цифра в кружке — минерализация вод, г/кг; 6 — стратиграфические границы.

Гидрохимическая зона	<i>M</i> , г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	<i>rNa/rCl</i>	<i>Cl/Br</i>	<i>I</i> , г/кг
7	3—4	$\text{Cl}(\text{HCO}_3) - (\text{Na})$		0,6—1,1		
8	15—20	$\text{Cl}-\text{Na}$		0,86		
9	18—25	$\text{Cl}-\text{Na}$	$\text{CO}_2(\text{CH}_4)$	0,6—0,9	270	
10	40—60	$\text{Cl}-\text{Na}$	CH_4	0,9	200	0,005
			CH_4			0,05—0,06
						0,05—0,06

1,5 км и более (рис. 17, 18). Минерализация вод изменяется от 15 до 62 г/кг, в единичных случаях достигает 108 г/кг (Голицынская площадь). Воды по химическому составу хлоридные натриевые метановые. В них присутствует иод (10—82 мг/кг), бром (до 50—120 мг/кг, в Голицыно до 560 мг/кг), аммоний (до 100—225 мг/кг), стронций (до 100—330 мг/кг).

В слаборассольных водах формации относительно повышено содержание хлоридов кальция (до 10—15%-экв). Воды более низкой минерализации содержат повышенные концентрации гидрокарбонат-иона (до 5—10%-экв). На ряде разведочных площадей (Джанкойская, Стрелковая и др.) установлено, что общая минерализация воды сначала растет, достигает максимума в средней части формации, а к ее основанию вновь снижается. Вместе с ростом минерализации растет степень метаморфизации вод, несколько возрастает содержание микрокомпонентов [Тердовидов А. С., Чупис Н. Е., 1969 г.; и др.].

На Керченском полуострове воды формации опробованы на глубинах от 300 до 1830 м. Воды хлоридные натриевые метановые, иногда с относительно высоким содержанием гидрокарбонат-иона (до 10—15%-экв), содержат иод (30—60 мг/кг), бром (50—100 мг/кг) и другие микрокомпоненты. Минерализация вод изменяется от 8 до 15 г/кг.

Относительно низкая минерализация подземных вод в майкопской свите связана, вероятно, с процессами дегидратации глин при их эпигенетических изменениях. Как известно [26], при преобразовании монтмориллонита и бейделлита в гидрослюдь выделяется до 15—20% кристаллизационной воды, которая, возможно, и способствует частичному снижению минерализации захороненных седиментогенных вод. Кроме того, значительная роль в процессе разбавления, по-видимому, принадлежит и биогенной воде, выделяющейся при разложении захороненного в породах органического материала.

Минерализация поровых вод, отжатых из глин, изменяется от 7,9 до 76,9 г/кг; преобладающий ионно-солевой состав хлоридный натриевый, реже сульфатно-хлоридный натриевый [Колодий В. В., Сиван Т. П., 1974 г.].

В изменении минерализации и ионно-солевого состава поровых вод наблюдаются те же закономерности, что и для гравитационных вод. Наибольшей минерализацией характеризуются поровые растворы среднего майкона (66—76,9 г/кг), выше и ниже по разрезу она снижается до 17—30 г/кг. Характерно, что в центральных районах Индольского прогиба (где поровые воды глии по всему разрезу формации характеризуются в целом невысокой минерализацией) также наблюдается увеличение минерализации от 9—10,4 в верхнем майкопе до 18,7 г/кг в среднем. В центральных районах Индольского прогиба гравитационные воды характеризуются повышенными концентрациями гидрокарбонатно-натриевых соединений, что также отмечается и для поровых вод этого района. Повышение концентраций кальция в слаборассольных гравитационных водах характерно и для поровых растворов повышенной минерализации.

Установленное подобие химического состава поровых растворов и гравитационных подземных вод и характер их изменения по разрезу формации свидетельствуют об их генетическом единстве. Имеющийся материал позволяет говорить о преобладающем развитии в пределах глинистой майкоп-

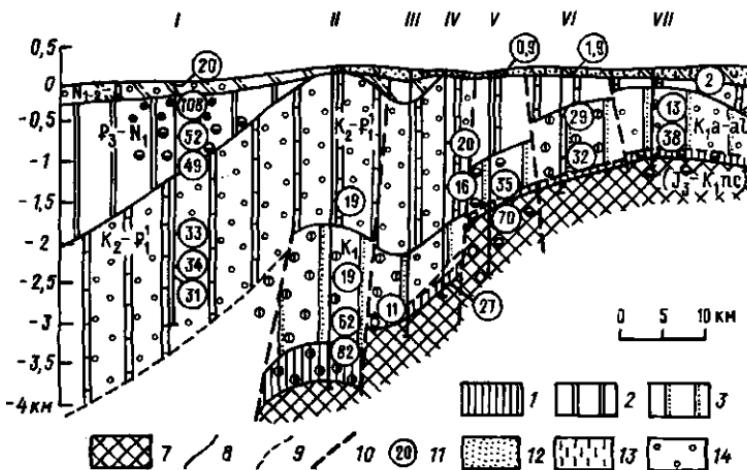


Рис. 17. Формационно-гидрогеохимический профиль Равнинного Крыма и Керченского полуострова по линии Голицынская — Мошкарская площади. Составили Е. А. Басков, Л. Г. Учителева [1977 г.] по материалам В. А. Гордиевича, В. Г. Ткачук, С. А. Альбова, Е. А. Рищес.

Площади: I — Голицынская, II — Меловая, III — Западно-Октябрьская, IV — Октябрьская, V — Крыловская, VI — Елизаветинская, VII — Новоселовская, VIII — Найденовская, IX — Нижнегорская, X — Каменская, XI — Мошкарская.

Геохимическая зона	$M, \text{г/кг}$	Ионно-солевой состав	Газовый состав
12	До 1	$\text{HCO}_3-\text{Ca}, \text{Mg}(\text{Na})$	N_2
13	1—10	$\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Cl}$, $\text{Na}, \text{Ca}(\text{Mg})$	N_2-CH_4
14	10—35	Cl , Na	CH_4-N_2
15	10—35	$\text{Cl}(\text{HCO}_3)-\text{Na}$	N_2
16	10—35	$\text{Cl}-\text{Na}(\text{Ca}, \text{Mg})$	CH_4
17	35—70	$\text{Cl}-\text{Na}(\text{Ca})$	CH_4
18	70—100	$\text{Cl}-\text{Na}(\text{Ca})$	CH_4
19	108	$\text{Cl}-\text{Na}$	CH_4

ской формации седиментогенных подземных вод. Гидрохимические показатели гравитационных и поровых вод формации позволяют высказать предположение, что породы формации на отдельных участках накапливались в бассейнах относительно повышенной солености. Последнее обстоятельство, по-видимому, и является основной причиной наблюдающейся гидрохимической инверсии.

Песчано-глинистая формация апта — альба Равнинного Крыма

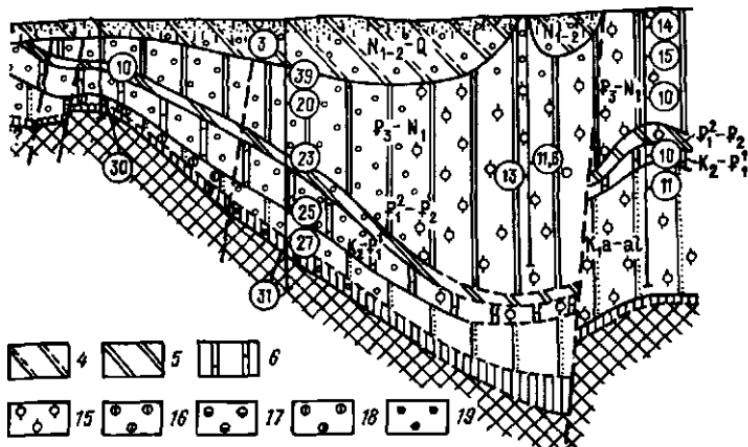
Данная формация залегает в нижней части разреза осадочного мезозойского чехла (рис. 17, 18). Кровля формации вскрывается на глубинах 1,5—3 км в депрессиях Причерноморской впадины и на 0,5—0,6 км на Новоселовском поднятии. Мощность колеблется в пределах 200—1800 м. Пере-крывается формацией морской карбонатной формацией верхнего мела—

VIII

IX

X

XI



I—7 — геологические формации: 1—6 — слабо катагенетически измененные и слабо дислоцированные (1 — терригенная песчано-глинистая морская в верхней части разреза и континентальная пестроцветная в нижней части разреза, 2 — терригенная морская глинистая, 3 — терригенная морская песчано-глинистая, частично гипсонасая, 4 — терригенно-карбонатная известняково-мергельно-песчано-глинистая, частично гипсонасая, 5 — терригенно-карбонатная преимущественно мергельно-известняковая, 6 — карбонатная известняковая, 7 — сильно катагенетически измененные и сильно дислоцированная терригенная (глинистые сланцы)); 8—9 — геологические границы: 8 — установленные, 9 — предполагаемые; 10 — линии разломов; II — минерализации вод, г/кг.

rNa/rCl	Cl/Vт	Bг, мг/кг	L, мг/кг
0,95—1,06	>300	До 20	До 10
0,95—1 1,1—2,01	208—580 185—205	18—50 14	4—47 53—61
0,61—0,86	250—630	5—85	20—89
0,9—0,92	560	37—550	9—49
0,26—0,28 0,85	374—396	131—132 —	10 —

палеоцене, подстилается в основном континентальными серо- и пестроцветными отложениями верхненорско-нижнемеловой формации.

Рассматриваемая формация в своей нижней части (аптской) представлена преимущественно глубоководными глинами, сидеритизированными, иногда слабоизвестковистыми, аргиллитоподобными с редкими прослоями песчано-алевролитового материала, мощность глин изменяется от нескольких единиц до 240 м. Верхняя часть формации (альб) представлена глинами, аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками, песками, известняками и мергелями, общей мощностью от 200 до 1500 м и более. В отдельных районах (Белогорский прогиб) эта часть формации имеет флишеподобный характер. Для формации характерно широкое распространение кремнистых и окремненных пород, обилие пирита, частое присутствие сидерита и глауконита, значительное содержание органического вещества сапропелево-гумусового типа (до 1,5% по дакким Б. А. Шестопала

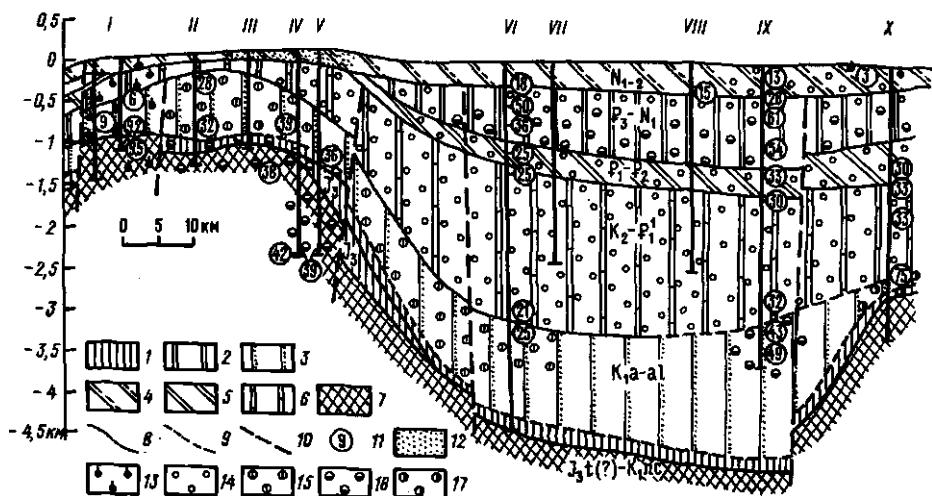


Рис. 18. Формационно-гидрогеохимический профиль Равнинного Крыма по линии Евпатория — Геническ. Составили Е. А. Басков, Л. Г. Учитедева [1977 г.] по материалам В. А. Гордиевича, В. Г. Ткацук, С. А. Альбова, Е. А. Рищес.

Площади: I — Евпатория, II — Елизаветинская, III, IV — Новоселовская, V — Кормовое, VI, VII — Джанкойская, VIII — Передовая, IX — Стрелковая, X — Геническая.

Обозначения 1—17 те же, что на рис. 17.

Гидрогеохимическая зона	<i>M</i> , г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	<i>rNa/rCl</i>	<i>Cl/Br</i>	<i>Bg</i> , мг/кг	<i>I</i> , мг/кг
12	До 1	HCO ₃ —Na, Ca	O ₂ —N ₂	>1	—	—	0,2—3
13	3—92	Cl(HCO ₃)—Na	N ₂ , CH ₄ —N ₂ , N ₂ —CH ₄	1,0—1,03	200—263	3—28	9—38
14	17—33	Cl—Na(Ca)	CH ₄	0,92—0,97	178—230	30—127	2—20
15	25—34	Cl—Na(Ca)	CH ₄	0,85—0,01	286—807	32—71	11—19
16	38—61	Cl—Na(Ca)	N ₂ —CH ₄ , CH ₄	0,80—0,91	250—285	80—198	8—12
17	75—82	Cl—Na(Ca)	CH ₄	0,80—0,83	—	132—152	—

[1975 г.]), наличие углефицированного дегрита. Отмечается повышение содержания аутигенного глауконита и снижение сидерита в альбских отложениях формации [Дикенштейн Г. Х., 1958 г.; 21]. Характерной особенностью рассматриваемой формации является достаточно широкое распространение в ней вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований (туфы, туф-фиты, андезиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоглины и др.). Они встречаются по всему разрезу формации либо в виде мощных линз протяженностью в несколько десятков километров, либо в виде небольших прослоев и пачек, переслаивающихся с нормальными осадочными образованиями.

Коллекторские свойства пород весьма низкие. Открытая пористость изменяется от 0,8 до 8, реже до 15%, абсолютная пористость составляет 3—20%, плотность пород достигает 2,3—2,7 г/см³ [Доленко Г. Н., Парыляк А. И., Копач И. П. и др., 1968 г.].

Следует отметить, что в туфогенных породах формации в результате интенсивного проявления вторичных процессов (растворение, вынос, перевложение минерального вещества) основное значение имеет вторичная пористость растворения, которая, по данным О. В. Зарницкой [1972 г.], составляет 6—10%.

Характер эпигенетических преобразований пород формации и захороненного органического вещества отвечает стадиям начального и глубинного эпигенеза [Самарская Е. В., 1975 г.]. При этом в пределах отрицательных структур Равнинного Крыма и Керченского полуострова, испытавших в процессе тектонического развития устойчивое унаследованное погружение вплоть до четвертичного периода и характеризующихся повышенными геотемпературными показателями, формация в основном находится на стадии средних катагенетических изменений, а на Новоселовском поднятии — на ранней стадии катагенеза.

В зоне раннего катагенеза минеральные ассоциации глинистых пород представлены монтмориллонитом, гидрослюдой, каолинитом, галлуазитом, в нижней части зоны — только гидрослюдой и хлоритом. Обломочный материал кластических пород корродирован и часто замещен кальцитом, зерна кварца местами регенерированы, мусковит и биотит гидратированы или каолинизированы. По полевым шпатам развиты глауконит, кальцит, глинистые минералы. Цемент песчаников от глинисто-карбонатного до глинисто-кварцевого [Самарская Е. В., 1975 г.].

В зоне глубинного эпигенеза характерны значительная перекристаллизация, карбонатизация, окварцевание, окремнение, серицитизация, пиритизация, хлоритизация, замещение глинистого цемента гидрослюдой и серицитом. В обломочном материале глауконит замещен гидрослюдой и кварцем, кварц регенерирован, полевые шпаты лейлитизированы и карбонатизированы. Граница между зонами начального и глубинного эпигенеза условно предполагается на глубинах 2—2,9 км. Степень метаморфизма органического вещества пород формации до глубин 1,6 км отвечает буроугольно-длиннопламенной, до глубин 2,5—2,8 км — длиннопламенно-газовой, глубже — газово-жирной и жирной стадиям катагенеза.

В формации в зоне катагенеза распространены соленые и на отдельных участках слаборассольные воды (рис. 17, 18, табл. 7). По особенностям

солевого состава и минерализации среди них выделяется четыре группы вод.

1. Соленые воды с минерализацией 13—35 г/кг хлоридные натриевые с газами метанового состава. Отношение $r\text{Na}/r\text{Cl}$ изменяется от 0,84 до 0,96, Cl/Br — в основном от 250 до 560. Воды содержат 2—20 мг/кг иода, 30—75 мг/кг брома. Содержание хлоридов кальция не превышает 3—11%-экв, гидрокарбонатных соединений натрия в основном до 2%-экв. Воды данного типа широко распространены во впадинах и на поднятиях Равнинного Крыма.

2. Соленые воды с минерализацией 7—11,2 г/кг преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные натриевые метановые с коэффициентом $r\text{Na}/r\text{Cl} = 1,4 \div 1,56$ и отношением Cl/Br в пределах 105—240. Для этих вод характерны также относительно повышенные концентрации иода (44—53 мг/кг). Рассматриваемые воды распространены на Керченском полуострове. Следует отметить, что аналогичные по своим гидрохимическим показателям воды распространены также и в вышелегающих формациях Керченского полуострова.

3. Слаборассольные (минерализация 36—76 г/кг) хлоридные натриевые метановые воды с отношением $r\text{Na}/r\text{Cl} = 0,82 \div 0,89$, $\text{Cl}/\text{Br} > 300$, содержанием брома от 40 до 132, иода 6—17 мг/кг, хлоридов кальция до 20%-экв.

4. Слабые рассолы хлоридного кальциевого (CaCl_2 до 87%-экв) метанового состава с минерализацией 62 г/кг, отношение $r\text{Na}/r\text{Cl}$ составляет 0,1, $\text{Cl}/\text{Br} = 365$. Концентрация иода в данных рассолах достигает 14, брома 114 мг/кг. Слаборассольные воды обоих типов вскрыты на отдельных участках в основном в нижних горизонтах формации.

Анализ геологической истории региона в совокупности с гидрохимическими данными свидетельствует о том, что соленые воды формации в основном имеют седиментационное происхождение. Рассматриваемые воды по сравнению с предполагаемыми водами бассейна седиментации несколько обогащены такими компонентами, как I, B, иногда Ca, HCO_3 (последнее в значительной степени наблюдается на Керченском полуострове) и обеднены весьма значительно Mg и SO_4 .

Слаборассольные воды формации, по-видимому, не сингенетичны вмещающим породам. Большинство исследователей подземных вод Крыма (О. Д. Штогрин, Е. С. Гавриленко и другие) их появление в ант-альбских отложениях связывает с миграцией рассольных вод из нижних горизонтов осадочного чехла (красноцветной формации неокома) или из пород фундамента по зонам тектонических нарушений.

На Новоселовском поднятии, где подоны формации, возможно, подвергались в прошлом влиянию инфильтрационных вод, развиты теплые ($T = 39 \div 41^\circ \text{C}$) солоноватые воды с минерализацией до 9 г/кг (Евпатория). Состав вод гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый, в верхних горизонтах хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатный натриевый. Иод содержится в концентрации до 10, бром — до 15 мг/кг. Отношение $r\text{Na}/r\text{Cl}$ в основном более 1, Cl/Br около 300. Состав растворенных газов азотный, азотно-метановый и метаново-азотный, содержание растворенного в воде кислорода достигает 25 мг/кг. В генетическом отношении эти воды являются смешанными, древнеинфилтратогенными и седиментогенными.

Глинистая формация поздней юры—раннего мела Западно-Сибирской плиты

Эта формация, представленная преимущественно глинистыми морскими и прибрежно-морскими отложениями общей мощностью от 200 до 900 м, залегает в нижней части геологического разреза чехла на глубинах от 1,4–1,6 км на западе до 2–2,2 км в центральных районах Западной Сибири. Повсеместно формация перекрыта морской песчано-глинистой формацией нижнего мела, а подстилается в центральных районах плиты угленосной лимнической формацией нижней—средней юры (рис. 6).

Рассматриваемая формация сложена в нижней (юрской) части разреза темно-серыми, почти черными, битуминозными (содержание битумондов 0,3–1,5%) [Нестеров И. И., 1969 г.] плотными глинами и аргиллитами, местами известковистыми, с многочисленной фауной, включениями пирита и глауконита. Верхняя часть формации (нижнемеловая) сложена серыми и зеленовато-серыми, редко черными, глинами, участками сидеритизированными, с пропластками глинистых известняков и сидерита. Почти повсеместно формация содержит песчано-алевролитовый материал, количество которого изменяется от 4 до 59% от мощности толщи. Мощность песчаных пластов 5–70 м; мощность разделяющих глинистых пластов 20–150 м. В настоящее время породы формации в изучаемом разрезе, располагаясь в геотемпературной зоне 50–100° С, по характеру литогенеза и углефикации находятся на стадии раннего—среднего катагенеза [Вассоевич Н. Б., 1957 г.]. По Г. Н. Перозно [1971 г.], в глинах преобладают образования ряда гидрослюд — монтмориллонит, присутствуют новообразования сидерита, хлорита, каолинита. В песчано-алевролитовых породах фиксируются регенерационный кварц, эпигенетический кальцит, каолинит, пирит, хлорит, сидерит. Органическое вещество в нижних горизонтах формации отвечает газовой и длиннопламенной стадиям углефикации, в верхних — буроугольно-длиннопламенной и длиннопламенной. Абсолютная пористость глин изменяется в основном от 6 до 18% (средняя 10%), плотность составляет 2,1–2,7 г/см³. Абсолютная пористость песчано-алевролитовых пород изменяется от 13 до 27%, проницаемость до 100, участками до 1500 мД [21, т. 44].

Породы формации содержат гравитационные (в песчано-алевролитовых разностях) и преимущественно физически связанные (в глинах) подземные воды. Объемы этих вод весьма значительны. В 1 км³ глинистой породы формации при абсолютной пористости глин от 6 до 18% может содержаться от 0,06 до 0,18 км³ физически связанных вод. Принимая, по И. И. Нестерову [1969 г.], площадь развития пород формации 4297 тыс. км², объем формации 830 тыс. км³ (в том числе объем глинистых пород 641 тыс. км³, песчано-алевролитовых 189 тыс. км³), абсолютную пористость глин 10%, песчано-алевролитовых разностей 20%, можно говорить, что объемы захороненных подземных вод данной формации в настоящее время превышают 100 тыс. км³ (из них в глинах захоронено около 64 тыс. км³, в песчано-алевролитовых разностях 38 тыс. км³ [Нестеров И. И., 1969 г.]).

Подземные воды песчано-алевролитовых прослоев формации опробованы на глубинах 1,9–2,5 км. Минерализация вод изменяется от 8 до 36 г/кг,

при этом относительно пониженные значения минерализации (8—16 г/кг) характерны для вод, развитых в пределах Мансийской синеклизы и Сургутского свода, относительно повышенные (более 18 г/кг) — для центральных районов Среднего Приобья.

Солевой состав подземных вод формации преимущественно хлоридный натриевый (табл. 7). В водах пониженной минерализации относительно повышено содержание гидрокарбонат-иона, в водах же с минерализацией более 25 г/кг несколько повышено содержание соединений кальция.

Учитывая вышеприведенные данные, литолого-фациональный состав формации и историю геологического развития региона, можно полагать, что содержащиеся в формации подземные воды являются седиментогенными морскими, несколько видоизмененными в процессе диагенеза и эпигенеза пород. При этом воды песчано-алевролитовых прослоев представляют собой, по-видимому, поровые воды, отжатые из глин в процессе уплотнения. Суммарный объем отжатых из глин (J_3-K_1) поровых растворов (в течение геологического времени) с площади 1 м² составляет в среднем около 150—250 м³, в том числе объем возможно опресненных поровых растворов, отжавшихся из глин в интервале изменения пористости от 25 до 20%, составляет около 30—100 м³ [Нестеров И. И., 1969 г.]. Исходя из этих расчетов и учитывая данные Л. И. Флеровой, Б. П. Ставицкого [1970 г.], можно считать, что наиболее вероятной причиной снижения минерализации вод рассматриваемой формации является смешение отжатых из глин опресненных вод с пластовыми. На наш взгляд, отмечаемое снижение минерализации могло быть обусловлено влиянием биогенной воды, выделявшейся при разложении рассеянного органического вещества на стадии катагенеза пород, на что в свое время указывали О. В. Равдоникас [1958 г.], Н. М. Круглов [1964 г.] и некоторые другие исследователи. Воды относительно низкой минерализации несут в себе явные следы влияния на их состав процессов преобразования органического материала. В их составе относительно повышено содержание гидрокарбонатных соединений, аммония, углекислого газа и других компонентов органического происхождения.

Песчано-глинистая формация ранней юры Вилюйской синеклизы

В нижних частях разреза эта формация (рис. 5) представлена в основном неравномерным чередованием песчаников с подчиненными прослойками алевролитов и аргиллитов, в верхних частях разреза преобладают аргиллиты, содержащие прослои алевролитов и песчаников. Общая мощность этих отложений в центральных районах Вилюйской синеклизы колеблется в пределах 220—320 м. Отложения залегают на глубинах 1,8—2,8 км в зоне катагенеза. Подстилается и перекрывается морская песчано-глинистая формация J_1 прибрежно-морским песчаниками формациями соответственно T_{2-3} и J_{2-3} (рис. 5). Песчаники нижней юры преимущественно мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые, серого и зеленовато-серого цвета. Основная масса кластического материала песчаных пород представлена кварцем (40—75%) и полевыми шпатами (до 25—30%). Алевролиты мелко-зернистые, обычно косослонистые, по составу кварц-полевошпатовые, редко

кварцевые. Они характеризуются значительной примесью углистого, глинистого материала. Аргиллиты плотные, тонкоплитчатые, иногда с многочисленными прослойками углистого материала. Вещество аргиллитов представлено тонкодисперсной глинистой массой, содержащей мелкие включения кварца, полевого шпата, кальцита, слюд. Часто аргиллиты пропитаны гидроокислами железа [Абрамова Е. А., 1969 г.].

Подземные воды в нижнеюрских отложениях Вилюйской синеклизы вскрыты большим числом скважин на глубинах до 1—3 км. Пьезометрические уровни этих вод располагаются на 50—80 м ниже поверхности земли. Минерализация вод колеблется обычно в пределах 15—30 г/кг. По составу они хлоридные натриевые с относительно невысокими концентрациями других компонентов (табл. 7). Так, если содержание хлор-иона находится обычно в пределах 9—15 г/кг, то концентрации сульфат-иона не превышают 0,1—0,2 г/кг, гидрокарбонат-иона — 1,0—1,5 г/кг и т. п. Бром присутствует в этих водах в количестве до 0,02—0,06 г/кг. Отношение Cl/Br в них находится в пределах 400—500. Газовый состав этих вод метановый (CH_4 — 95—98 об. %), концентрации гелия довольно низкие (до 0,02 об. %). Газонасыщенность вод местами довольно высокая (до 1—3 дм³/л). Накопление песчано-глинистых отложений нижней юры происходило в морских бассейнах с нормальной соленостью [3], и наличие в них хлоридных натриевых вод в настоящее время свидетельствует в пользу их преимущественно седиментогенного происхождения [6 и др.].

В пределах антиклинальных структур, разбитых крупными разломами (Усть-Вилюйская и др., рис. 5), в нижнеюрских отложениях вскрыты рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией до 80—100 г/кг и более. Вероятнее всего, формирование этих рассолов связано с миграцией по зонам разломов из нижележащих палеозойских отложений, накапливавшихся в бассейнах повышенной солености [6].

§ 8. ТЕРИГЕННЫЕ МОРСКИЕ ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ И СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ, ПЕРЕКРЫТЫЕ ГАЛОГЕННЫМИ ФОРМАЦИЯМИ

Песчаная пестроцветная формация позднего докембрия—раннего кембрия внутренней части Ангарской синеклизы

Эта формация включает в себя образования ушаковской свиты и нижней части мотской свиты. Ушаковская свита в рассматриваемом районе (рис. 19, а) залегает на размытой поверхности пород архейского (и нижне-протерозойского) кристаллического фундамента (и их корах выветривания) и сложена преимущественно мелкозернистыми кварцевыми, в верхних частях разреза также грубозернистыми аркозовыми, сероцветными и реже красноцветными песчаниками, чередующимися с алевролитами, аргиллитами общей мощностью до 400—500 м. Из акцессорных минералов следует отметить наличие зерен апатита, циркона, лейкоксена, турмалина [Тихомирова Н. Я.,

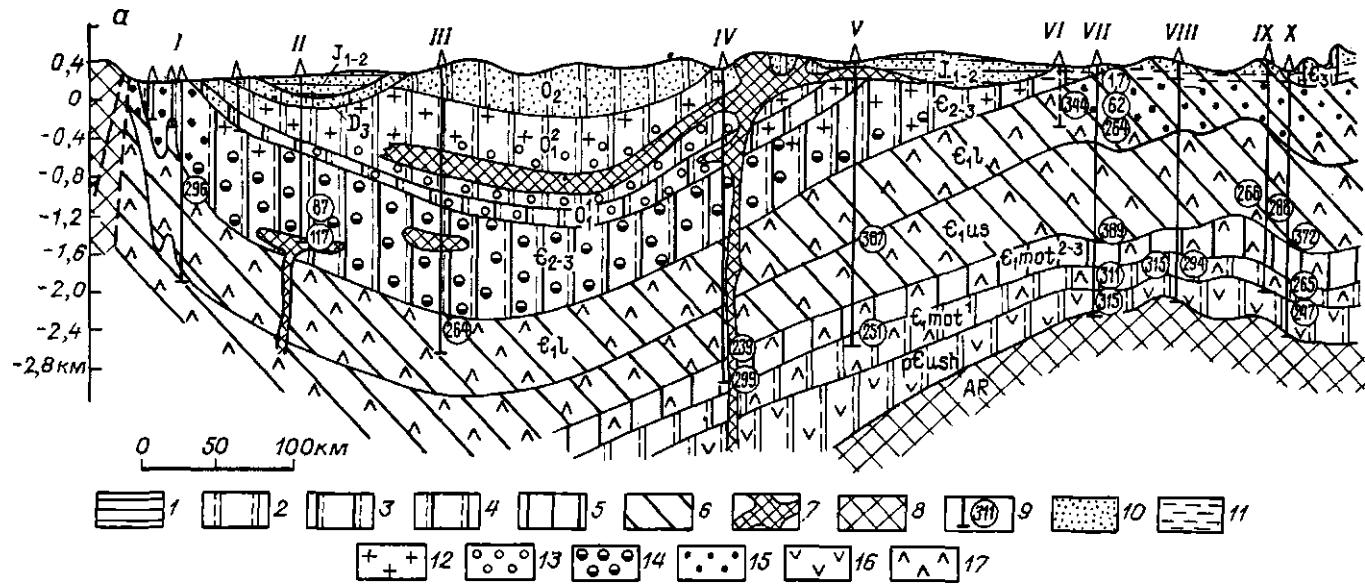


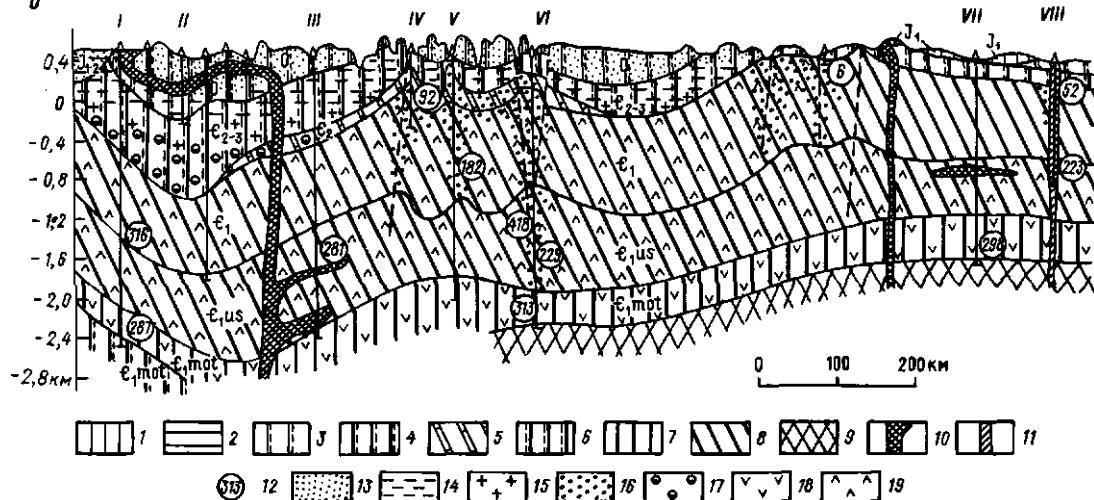
Рис. 19. Формационно-гидрохимические профили южной части Сибирской платформы по линии Тылыс -- Оса (а) и Тулун -- Мирный (б). Составил Е. А. Басков [1977 г.].

а — площади: I — Тылысская, II — Абанская, III — Тайшетская, IV — Нижнеудинская, V — Тулунская, VI — Шелонинская, VII — Тиретская, VIII — сел. Кутунок, IX — Боянская, X — Осинская.

I—6 — геологические формации: 1 — глинисто-песчаные угленосные континентальные, 2 — глинисто-песчаные красноцветные прибрежно-морские, 3 — терригенно-карбонатные морские, 4 — карбонатно-терригенные красноцветные прибрежно-морские, 5 — галогенные ангидрито-гипсовые терригенные, 6 — галогенные галититовые карбонатные; 7 — интрузии траппов; 8 — кристаллические образования фундамента; 9 — интервал опробования, цифра в кружке — минерализация, г/кг,

Гидрохимическая зона	<i>M</i> , г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав
10	0,3—0,6	$\text{SO}_4(\text{HCO}_3) - \text{Ca}$	$\text{N}_2(\text{O}_2)$
11	0,6—3	$\text{HCO}_3(\text{SO}_4) - \text{Na}(\text{Ca})$	$\text{N}_2(\text{O}_2)$
12	3—10	$\text{SO}_4(\text{Cl}) - \text{Na}(\text{Ca})$	N_2
13	20—40	$\text{Cl} - \text{Ca}(\text{Na})$	$\text{N}_2(\text{CH}_4)$
14	70—140	$\text{Cl} - \text{Ca}(\text{Na})$	$\text{N}_2(\text{CH}_4)$
15	10—250	$\text{Cl} - \text{Na}$	$\text{N}_2(\text{CH}_4)$
16	220—320	$\text{Cl} - \text{Ca}(\text{Na})$	CH_4
17	270—370 (реже до 420)	$\text{Cl} - \text{Ca}(\text{Na})$ реже $\text{Cl} - \text{Mg}(\text{Ca})$	$\text{CH}_4(\text{H}_2\text{S})$

5



Продолжение рис. 19

6 — площади: I — Тулунская, II — Тангуйская, III — Заярская, IV — Кайманово, V — Усть-Кутская, VI — Марковская, VII — Среднеботуобинская, VIII — Мирный.
 1—9 — геологические формации: 1—6 — слабо катагенетически измененные и слабо дислоцированные (1 — терригенно-континентальная песчаная, 2 — терригенная континентальная песчано-глинистая угленосная, 3 — терригенно-карбонатная пестроцветная частично гипсочно-ангибитовая, 4 — карбонатная известняковая, 5 — галогенная ангидрито-гипсовая терригенная пестроцветная, 6 — галогенная ангидрито-гипсовая терригенная), 7—8 — сильно катагенетически измененные и слабо дислоцированные (7 — терригенная прибрежно-морская песчаная пестроцветная, 8 — галогенная галититовая карбонатная), 9 — метаморфические и магматические; 10 — интрузии траппов; 11 — трубка взрыва; 12 — интервал опробования, цифра в кружке — минерализация, г/кг.

Гидрогеохимическая зона	<i>M</i> , г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	rNa/rCl	Cl/Br
13	0,3—0,6	HCO ₃ (SO ₄)—Ca	N ₂ (O ₂)	—	—
14	0,6—3	SO ₄ (Cl)—Ca	N ₂ (O ₂)	—	—
15	3—10	Cl(SO ₄)—Na(Ca)	N ₂		
16	10—250	Cl—Na	N ₂ (CH ₄)	0,98—0,99	800—1000 (и более)
17	70—140	Cl—Na(Ca)	N ₂ (CH ₄)	0,5—0,7	100—500
18	220—300 (до 313)	Cl—Na(Ca), Cl—Ca(Na)	CH ₄ + тяжелые УВ	0,2—0,7	40—400
19	270—350 (до 418)	Cl—Ca(Na), реже Cl—Na(Ca)	CH ₄ + тяжелые УВ	0,05—0,5	30—200

1958 г.]. Цемент песчаников в основном глинисто-гидрослюдистый, гидрослюдисто-хлоритовый, железисто-глинистый, реже доломитовый. Наблюдаются перекристаллизация глинистого и карбонатного цемента, регенерация зерен кварца, полевых шпатов и турмалина. Открытая пористость песчаников ушаковской свиты обычно не превышает 4—8, а алевролитов 2,5%. В верхних горизонтах ушаковской свиты встречаются слабо сцементированные разности песчаников с пористостью до 20—25% и проницаемостью до 200 мД.

Нижняя часть мотской свиты, входящая в описываемую формацию, представлена преимущественно песчаниками (с подчиненными горизонтами алевролитов, аргиллитов) общей мощностью до 100—150 м. Песчаники нижней части мотской свиты здесь в основном кварцевые и кварц-полевошпатовые средне- и мелкозернистые, реже крупнозернистые, светло-серые и пестроцветные. Аксессорные минералы в них — турмалин, рутил, циркон и др. Цемент песчаников по составу обычно глинистый, хлоритовый и гидрослюдистый; местами широко развит вторичный кварцевый немент регенерации. Песчаники обладают часто высокой открытой пористостью — до 10—20%. По данным Л. А. Буддо [1977 г.], в Приленском районе открытая пористость песчаников нижнемотской подсвиты колеблется от 1,5 до 18%, проницаемость от 0 до 1500 мД и более.

Содержание глинистого цемента в песчаниках изменяется от 2—3 до 12—15, редко до 20—25%. Для песчаных пород характерно интенсивное развитие вторичных постседиментационных процессов, выраженных в аутогенном минералообразовании, катагенетическом уплотнении, а также разуплотнении, вызванном растворением (выщелачиванием) хемогенных минералов и частично кварца. При этом наиболее распространенным вторичным минералами являются кварц, карбонаты, ангидрит, галит, пирит, катабитуминит. Вторичный кварц особенно характерен для песчаников с низким содержанием глинистого цемента. Каемки регенерационного кварца имеют ширину от 0,02—0,05 до 0,1—0,2 мм. Содержание вторичного кварца колеблется в песчаниках от 2—3 (фоновые значения) до 20—30%. Карбонаты представлены доломитом и анкеритом, редко кальцитом. Они глубоко перекристаллизованы и имеют обычно облик монокристаллов (до 1,5—2 мм), интенсивно корродирующих кварц, полевые шпаты. Распространены они повсеместно в количествах от 1—5 до 25—30%.

Широко распространенным вторичным минералом является галит. Содержание его колеблется от долей до 25—30%. Галит глубоко перекристаллизован; размеры его монокристаллов достигают 1,5—2,0 мм. Ангидрит присутствует обычно как примесь к карбонатному цементу в количестве от 1—3 до 10—15%. Катабитуминит, являющийся продуктом окисления битумов, судя по соотношению его с другими аутогенными образованиями (коррозия битумов регенерационного кварца, карбоната, ангидрита, галита), является более поздним новообразованием. Пирит присутствует в поровом пространстве песчаников в количествах от долей процента до 5—8%. При этом основная его масса образовывалась в катагенетическую стадию литогенеза, о чем свидетельствует частая коррозия пиритом всего комплекса вторичных минералов.

Общее содержание вторичных цементирующих минералов в песчаниках колеблется от 5—7 до 35—40%. Глинистое цементирующее вещество песча-

ников перекристаллизовано с образованием новых минералов — гидрослюд, серицит-мусковита. Эти минеральные новообразования являются индикаторами поздней стадии катагенетической измененности и соответствуют жирной и коксующейся стадиям изменения углефицированных остатков [Коссовская А. Г., Шутов В. Д., 1971 г.]. В прослоях песчаников с незначительным содержанием немента (2–7%) и обычно относительно высокими коллекторскими свойствами поровое пространство несет следы интенсивного растворения (корродированный облик кварцевых зерен, остатки зерен причудливой формы карбонатного и сульфатного нементов). Наличие каверн в уплотненных разностях песчаников также является следствием миграции в пласте агрессивных вод. Намечается приуроченность этих песчаников со следами растворения цемента, приведшим к новышению пористости, к приразломным зонам. Заполнение пор галитом происходило после процессов растворения цемента.

Характеризуемая формация нерекрывается галогенной формацией нижнего кембрия и залегает во внутренней части Ангарской синеклизы на глубинах 2–2,5 км и более (рис. 19, а, б). Температура здесь колеблется в пределах 40–100° С. Накопление отложений данной формации произошло в условиях мелководного морского и прибрежно-морского бассейна, соленость вод которого, вероятно, не превышала 20–35 г/кг, судя по литолого-фаунистическим особенностям этих образований. Очевидно, что захоронявшиеся вместе с ними седиментогенные (иловые) воды имели подобную минерализацию. Вместе с тем в настоящее время в формации повсеместно во внутренней части Ангарской синеклизы содержатся высококонцентрированные рассолы хлоридного кальциево-натриевого и кальциевого состава с минерализацией до 250–365 г/кг (табл. 8, рис. 19, а, б). Концентрации, г/кг, кальция в рассолах достигают 70–80, натрия – 40–60, калия – 10–15, брома – 5–6, стронция – 3–4. Отношение Cl/Bт в них находится в пределах 40–50, гNa/gCl – 0,1–0,8. Газовый состав этих вод в основном метановый и азотно-метановый, с высоким содержанием (до 3–7 об. %) тяжелых углеводородов метанового ряда. Эти рассолы по всем своим показателям аналогичны рассолам, заключенным в вышележащей галогенной формации (генетическая взаимосвязь между ними несомнена); рассолы сформировались в вышележащей галогенной формации и мигрировали вниз под действием сил гравитации [31]. Приведенные выше данные об аутогенном минералообразовании показывают, что эти процессы не могли привести к образованию из захороненных с осадками соленых вод весьма концентрированных рассолов с высокими содержаниями брома, стронция и других компонентов. Возможно, что отмечаемые процессы интенсивного растворения цемента агрессивными водами были обусловлены явлениями траппового магматизма в раннем триасе. В это время создавались условия для разгрузки на дневную поверхность подсолевых рассолов в южных и западных районах Сибирской платформы [6].

Значительное повышение температуры в пределах осадочного чехла предопределило более высокую растворимость ряда компонентов в рассолах и обусловило большую агрессивность рассолов к вмещающим их породам. Последующее понижение температуры привело к выпадению в осадок

ТАБЛИЦА 8

**Химический состав подземных вод, г/кг,
терригенных морских формаций,
диа- и катагенетически измененных, слабо дислоцированных,
залегающих над (под) соленоисческими формациями**

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6	7
<i>M</i>	261,6	238,8	202,2	137,9	259,7	306,4	251,8
K ⁺	2,07	2,14	—	—	2,79	8,12	3,13
Na ⁺	94,1	92,8	75,66	52,67	14,78	19,84	67,99
Mg ²⁺	0,7	0,69	0,47	0,249	11,13	7,43	3,57
Ca ²⁺	5,91	6,08	2,77	0,801	61,67	73,12	19,89
Cl ⁻	158,4	156,6	122,8	81,56	164,8	189,9	153,6
Br	—	—	0,07	0,043	4,39	5,2	1,45
I ⁻	—	—	0,005	0,004	Не обн.	0,006	0,001
SO ₄ ²⁻	0,72	0,87	0,812	1,49	0,2	0,047	0,268
HCO ₃ ⁻	0,08	0,01	0,188	1,147	0,03	0,038	Не обн.
pH	6,0	6,4	—	6,0	—	3,75	3,0

Приимечание. 1—2 — Красное море [81]: 1 — скв. 226, гл. 1,5—1,6 м (Q), кроме того, мг/кг: Fe — 33, Mn — 70, Zn — 15, Cu — 0,4, Ni — 2, В — 10, Ba — 1, Li — 5,1, Cd — 0,2; 2 — скв. 226, гл. 5 м (Q), кроме того, мг/кг: В — 9,0, Ba — 1,1, Li — 5,3; 3—4 — Закарпатская впадина [Радько Н. И., 1976 г.]; 3 — Залуж, скв. 63, гл. 556—594 (N₁s), 4 — Теребля, скв. 6, гл. 2374 м (N₁h); 5—7 — Сибирская платформа [6, 24, т. 20 и др.]: 5 — Тыртышская скв. 6, гл. 2126—2465 м (€, mol), 6 — Криволукская скв. 1, гл. 2670—2674 м (€, mol), кроме того, мг/кг: Sr — 2190, Mn — 17, Fe — 203, NH₄ — 230, 7 — Тулунская скв. 1, гл. 2775—2784 м (€, mol), кроме того, мг/кг: Sr — 1300, Mn — 100, Fe — 30.

(высыпыванию) из рассолов ряда наименее растворимых солей, и в частности галита, что и вызвало значительное ухудшение коллекторских свойств песчаных пород описываемой формации. Эти же явления вызывали повышение пластовых давлений рассолов. Широкое развитие катагенетического пирита в порах, корродирующего большинство вторичных минералов цемента (в том числе и галит), при обогащенности пород органикой, свидетельствует о протекавших в пластах в стадию катагенеза процессах abiогенного восстановления сульфатов.

На примере описываемой терригенной песчаной прибрежно-морской формации верхнего докембия — нижнего кембия отчетливо видна огромная роль вышележащих галогенных формаций в изменении первичных (седиментогеных) гидрогеохимических условий нижележащих формаций в стадию катагенеза.

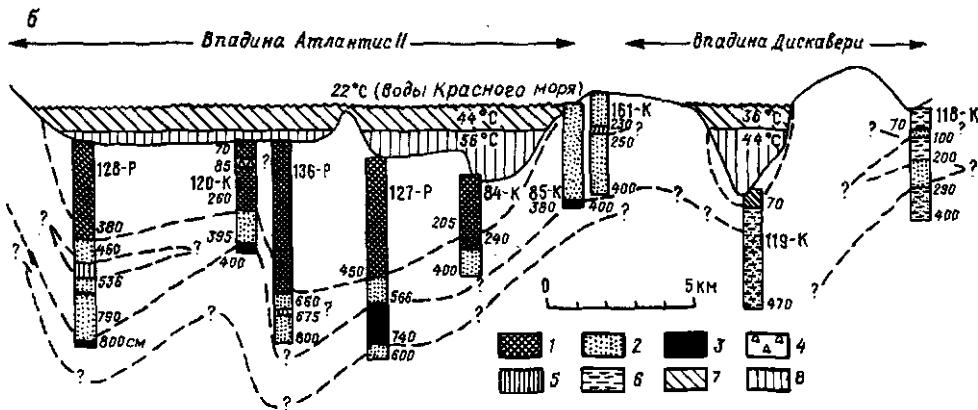
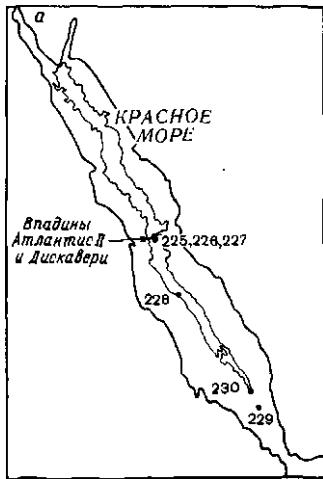
§ 9. ТЕРИГЕННЫЕ МОРСКИЕ ФОРМАЦИИ, ДИА- И КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ, ЗАЛЕГАЮЩИЕ НА ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ

Глинистая сульфидно-железистая формация четвертичного возраста впадины Атлантиcs II Красного моря

Эта формация сложена в основном глинистыми илами, обогащенными различными металлами (Fe , Mn , Zn и др.) [81]. Изучена верхняя часть формации мощностью до 5—10 м. Общая мощность, возможно, местами достигает 20—50 м и более, хотя скв. 226 (13-го рейса «Гломара Челленджа») уже на глубине 5 м (от дна) вскрыла базальты [81]. Во многих пунктах опробования верхняя часть изученного разреза формации (рис. 20) слагается темно-бурыми тонкослонистыми железистыми монтмориллонитовыми илами мощностью от 4 до 6 м. В качестве подчиненной примеси в монтмориллонитовых илах содержится сфалерит (до нескольких процентов), реже гётит и мanganосидерит. Пористость этих илов весьма высокая — до 90—96%. Следует отметить, что в этих илах содержатся прослои белого массивного ангидрита. Монтмориллонитовые илы подстилаются обычно пластами оранжево-желтых тонко- и среднезернистых образований гётита и аморфных гидроокислов железа мощностью до 2—4 м. В них содержатся черные существенно мanganитовые прослои мощностью от 0,15 до 0,5 м. В нижних частях вскрытого разреза формации залегают черные тонкозернистые осадки, представленные в основном сульфидами (сфалерит, халькопирит, пирит и др.). Мощность этих сульфидных тел достигает 1,7 м. Предполагается, что горизонт сульфидных руд повсеместно распространен во впадине Атлантиcs II.

Иловые воды описываемой формации довольно хорошо изучены [66, 81]. Некоторые сведения о их составе приведены в табл. 8. Как видно из этих данных, они представляют собой высококонцентрированные рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией до 300—320 г/кг и более.

Весьма характерным является наличие в них различных металлов (Zn , Cu , Co , Ag , Mn , Fe и др.) в довольно высоких концентрациях. Так, цинк в этих рассолах обычно содержится в количествах 10—20, реже до 40—50 мг/кг, медь — 0,1—0,5, реже до 1—3 мг/кг, кобальт — 0,1—2, реже до 3—4 мг/кг, никель — 0,1—1 мг/кг, молибден — 0,05—0,5, реже до 1—2 мг/кг, серебро — 0,01—0,05, реже до 0,1—0,3 мг/кг, марганец — 10—100, реже до 250—270 мг/кг. Важной особенностью состава этих рассолов является довольно низкое (до 0,13—0,16 мг/кг) содержание в них брома. Отношение Cl/Br для них составляет 1100—1300. Эти данные с учетом особенностей геологического строения района Красного моря (широкое развитие здесь галогенных отложений N_1), а также результатов изотопных исследований [66] свидетельствуют о значительной роли процессов выщелачивания соленосных отложений в формировании ионно-солевого состава данных рассолов. Эти положения в настоящее время разделяются большинством исследователей, изучавших данные рассолы. При этом, по мнению Дж. Би-



шоффа [66], рудные компоненты, очевидно, извлекались из глинистых осадков и транспортировались в виде хлоридных комплексов. При миграции в пределах рифтовой зоны Красного моря рассолы прогревались, а затем просачивались вверх по трещинам к поверхности дна моря. Исходным водами для металлоносных термальных рассолов большинство исследователей предполагает воды Красного моря (Х. Крайг, Дж. Бишоф и другие). Но более вероятно, что здесь осуществляется разгрузка седиментогенных вод более глубоких горизонтов, местами, возможно, связанных с артезианскими структурами сушки [81; Басков Е. А., 1983 г.].

Песчано-глинистая формация миоцена Закарпатской впадины

Эта формация (рис. 21) сложена темно-серыми аргиллитоподобными алевритистыми глинами, чередующимися с песчаниками и алевролитами, среди которых встречаются прослои туфов, туффитов, известняков, иногда конгломератов, ракушняков и мергелей общей мощностью до 1,5 км. Породы формации местами выходят на дневную поверхность, местами перекрыты озерными образованиями ильницкой свиты (N_2), представленной пирокластическими породами с прослойями песчаников, глин и пропластками бурых углей, мощностью до 300 м. Подстилается формацией породами соленосной толщи тереблянской свиты ($N_1 h - t_1$) или сульфатно-вулканогенно-терригенной формацией ($N_1 h - t_1$). Пологое залегание пород формации осложняется проявлениями соляного диапирозма и разрывной тектоники.

В зоне катагенеза формация характеризуется развитием соленых, а местами рассольных подземных вод в основном хлоридного состава (табл. 8). На северо-западе впадины, где породы формации залегают на сульфатно-вулканогенно-терригенных образованиях, развиты соленые (до 35 г/л) воды хлоридно-гидрокарбонатного, гидрокарбонатно-хлоридного натрневого, реже кальциево-натрневого состава. Эти воды в небольших концентрациях содержат нод (до 0,002 г/л) и бром (до 0,013 г/л), в газовом составе их отмечается частое присутствие углекислоты. В районах, где породы рассматриваемой формации приходят в соприкосновение с соленосной толщой, гидрохимический разрез характеризуется значительной нестабильностью. Минерализация подземных вод и рассолов здесь колеблется в пределах от 20—30 до 200—300 г/л и увеличивается по мере приближения к контактовым зонам с соляными штоками и по мере возрастания глубины. Состав рассолов хлоридный натриевый, реже кальциево-натрневый. Выделяется группа рассолов, содержание нода в которой изменяется от следов до 0,02 г/л, брома — от 0,023 до 0,180 г/л, а коэффициент $Cl/Br = 1200 \div 6274$. Эти рассолы образовались в результате выщелачивания и растворения соленосных отложений. Другая группа рассолов характеризуется более высокими содержаниями нода — от 0,010 до 0,040, иногда до 0,065 г/л [Радько Н. И., 1976 г.], брома — от 0,1 до 0,870 г/л, коэффициент $Cl/Br = 130 \div 270$ (табл. 7). Возможно, что эти рассолы являются в разной мере измененными седиментогенными рассолами соленосной тереблянской толщи, откуда они мигрировали в вышележащие толщи в результате процессов

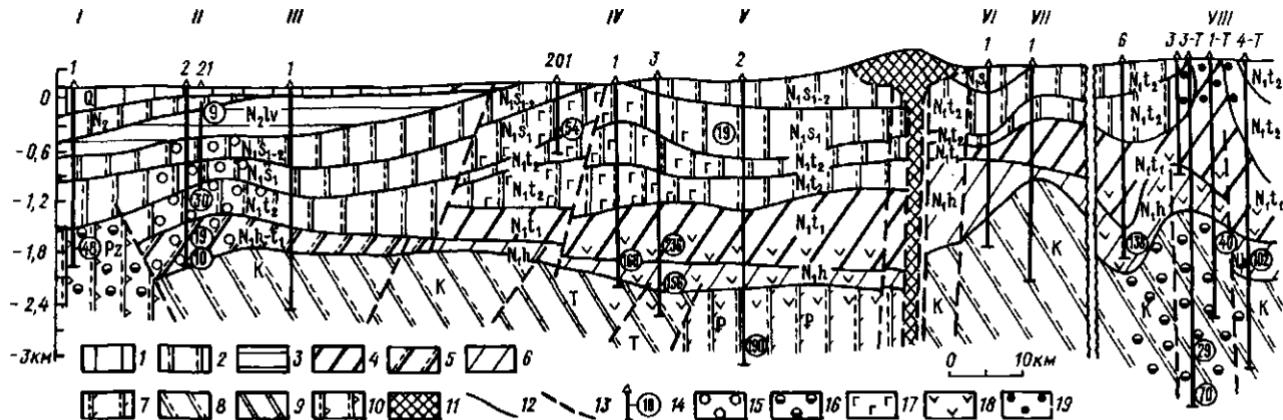


Рис. 21. Формационно-гидрохимический профиль Закарпатской впадины по линии Розовка — Теребля. Составили Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова [1977 г.] по материалам Н. И. Радько [1976 г.] и др.

Площади: I — Розовка, II — Русские Комаровцы, III — Верхняя Доброина, IV — Залуж, V — Иршава, VI — Сокирница, VII — Даниилово, VIII — Теребля.
 I—II — геологические формации: 1 — диагенетически измененная терригенная континентальная песчано-глинистая молассовая, 2—6 — слабо катагенетически измененные и слабо дислокированные (2 — терригенная морская глинистая, 3 — терригенная континентальная песчано-глинистая угленосная, 4 — галогенная галитово-ангидритовая терригенная, 5 — галогенная ангидрито-гипсовая вулканогенно-герцинская, 6 — вулканогенно-осадочная наземная), 7—9 — сильно катагенетически измененные и слабо дислокированные (7 — терригенная континентальная песчано-глинистая, 8 — терригенно-карбонатная песчано-глинисто-известняковая, 9 — терригенно-карбонатная песчано-доломитово-известняковая), 10 — сильно катагенетически измененная и сильно дислокированная терригенно-карбонатная, 11 — терригенная наземная; 12 — стратиграфические границы; 13 — разломы; 14 — интервал опробования, цифра в кружке — минерализация вод, г/кг.

Гидрохимическая зона	M, г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	rNa/rCl	Cl/Br
15	10—35	Cl—Na	—	—	—
16	30—75	Cl—Na	CH ₄	0,99	1900—3400
17	30—140 (до 200)	Cl—Na	CH ₄	0,8—0,9	130—1800
18	70—200	Cl—Na	CH ₄	0,9—0,99	1000—4000
19	10—270	Cl—Na	N ₂	0,99—1,1	9000

уплотнения осадочных пород на стадиях диагенеза и катагенеза. Соленые воды северо-западной окраины впадины, наиболее вероятно, являются сингенетическими седиментационными водами рассматриваемой формации, измененными под влиянием глубинной углекислоты, поднимающейся по зонам разломов.

§ 10. ТЕРИГЕННЫЕ МОРСКИЕ ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СИЛЬНО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ

Песчано-глинистая формация апта — сеномана Западного Копетдага

Данная формация сложена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью от 2 до 3,3 км. Эти отложения выходят на дневную поверхность главным образом в центральной части Западного Копетдага. Они интенсивно дислоцированы: собраны в антиклинальные и синклинальные складки с углом падения на крыльях от 5—10 до 60—80°. Эти структуры рассечены часто взбросами, сбросами и сбросо-сдвигами с амплитудами вертикального перемещения до 0,5—0,8, горизонтального — до 1—5 км и более. В приповерхностных частях терригенные образования апта — сеномана сильно трещиноваты. Подстилаются песчано-глинистые толщи апта — сеномана существенно карбонатными образованиями неокома, а перекрываются терригенно-карбонатными толщами турона—дания, которые также сильно дислоцированы.

В приповерхностных частях разреза описываемой формации (в зоне гипергенеза) распространены в основном пресные и солоноватые (до 1,3—2,4 г/кг) воды гидрокарбонатного и сульфатного натриевого состава, разгружающиеся в виде многочисленных источников с дебитами от 0,5—1 до 30—50 л/с и более. Значительно реже встречаются источники хлоридного натриевого и сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией от 2—3 до 10—12 г/кг (табл. 9), связанные в разной степени с солеными хлоридными натриевыми водами зоны катагенеза. При этом следует отметить, что источники сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 2—2,5 г/кг встречаются в сводовых частях антиклинальных структур (Кунузундагской и др.) на высотах до 1 км. Во многих источниках отмечается наличие сероводорода в количествах до 3—10 мг/л и более.

В зоне катагенеза описываемой формации апта — сеномана повсеместно развиты соленые воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 25—35 г/кг. Местами эти воды содержат довольно высокие (до 3—4 г/кг) концентрации сульфат-иона. В водах часто присутствует сероводород в количествах от 3—5 до 10—30, редко до 250 мг/кг. Газовый состав соленных хлоридных натриевых вод апта — сеномана в основном метановый и азотно-метановый. Характерной особенностью этих соленных хлоридных вод является весьма высокое содержание в них иода — до 150—223 мг/кг, а также и брома — до 80—113 мг/кг [Кудельский А. В., 1970 г.; и др.]. Соленые

ТАБЛИЦА 9

**Химический состав подземных вод, г/кг,
терригенных морских формаций, катагенетически измененных,
сильно дислоцированных**

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6	7
<i>M</i>	5,4	14,5	34,8	25,55	263	54	92
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	1,42	5,25	12,06	9,545	87,82	20,76	35,25
Mg^{2+}	0,152	0,077	0,326	0,032	0,762	0,02	0,088
Ca^{2+}	0,016	0,274	0,86	0,208	12,14	0,045	0,23
NH_4^+	—	—	—	—	0,75	0,06	—
Cl^-	0,162	8,67	20,89	15,28	160,7	31,59	53,79
Br^-	—	0,009	0,08	0,113	0,292	0,14	0,21
I^-	—	0,003	0,2	0,269	0,025	0,022	0,012
SO_4^{2-}	2,382	0,009	0,003	0,048	0,021	0,198	0,01
HCO_3^-	1,262	0,22	0,2	—	0,268	0,903	0,02
pH	—	—	6,9	6,8	4,5	8,2	8

П р и м е ч а н и е. 1—4 — без влияния галогенных формаций; 1—2 — Горный Крым [Гордиевич В. А., Куришко В. А., Рищес Е. А. и др., 1963 г.] [1 — источник в Ялте (J_3), 2 — скв. 1-А, гл. 450 м, г. Алупка (J_3)], 3—4 — Копетдаг [43 и др.] [3 — Даната, скв. 3, гл. 60—294 м ($K_1\text{ai}$), 4 — Сент-Кердери, скв. 16, излив с гл. 1399 м ($K_1\text{ai}$)]; 5—7 — с влиянием галогенных формаций [4; 24, т. 7 и др.]. Предкарпатский прогиб: 5 — Струтынь, скв. 12, гл. 2963—3108 м (P_3), 6 — Струтынь, скв. 23, гл. 2375—3108 м (P_3), 7 — Спас, скв. 4, гл. 1812—1905 м (P_3).

хлоридные подземные воды апта — сеномана в зоне катагенеза имеют в основном седиментогенное происхождение. Вместе с тем наличие в них столь высоких концентраций иода представляется недостаточно выясненным.

Песчано-глинистая флишевая формация позднего триаса — ранней юры Горного Крыма

Эта формация представлена терригенными флишевыми образованиями таврической серии общей мощностью более 4—5 км. Таврическая серия сложена тонким чередованием серых песчаников, алевролитов и темно-серых аргиллитов с прослойми глинистых сидеритов. В верхних частях разреза серии встречаются прослой конгломератов и линзы известняков, а также включения крупных (до 80—100 м в поперечнике) глыб карбонатных пород более древнего (пермского и др.) возраста. Местами флишевые толщи в средней части разреза таврической серии замещаются вулканогенными образованиями (порфиритами, спилитами и др.) верхнего триаса. Флишевые образования таврической серии обычно весьма сильно дислоцированы: смяты в мелкие складки, осложненные разрывами, и часто раздроблены. В пределах Южнобережного, Качинского и Туакского антиклинариев флишевые толщи выходят на дневную поверхность. В прилегающих синклинальных зонах (юго-западная и др.) они с резким несогласием перекрыты среднеюрскими песчано-глинистыми угленосными отложениями с горизонтами лав и туфов среднего и основного состава (байос — бат), а также глинистыми толщами (бат — келловей).

Накопление отложений таврической свиты происходило в морских (возможно, глубоководных) бассейнах нормальной солености. Эпигенетические изменения ее пород весьма разнообразны [Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шандыба К. Г. и др., 1961 г.]. С диагенетической стадией связаны образование железистых рассеянных карбонатов, пирита, гидратация слюд, образование карбонатных и сульфидных (пиритовых) конкреций. С катагенетической стадией связаны явления образования кальцита, кварца и гидрослюд в цементе песчаников. При этом вторичный кварц заполняет обычно центральные части пор, тогда как краевые части заполнены кальцитом или гидрослюдой. Вторичный кварц образует часто регенерационные каемки вокруг обломочных кварцевых зерен. В глинистых разностях пород в стадию катагенеза происходит образование гидрослюда, развивающихся по глинистому веществу. Кроме того, породы таврической свиты рассечены многочисленными мелкими прожилками, обычно секущими слои, заполненные жильным кварцем, или кварцем и кальцитом, или кальцитом и глинистыми минералами (каолинит, ликнит, гидрослюды). В этих жилах встречаются также барит, гипс и некоторые рудные минералы (сульфиды). В условиях гипергенеза в породах таврической свиты развиваются в основном минералы окислов и гидроокислов железа (ряд гётит—гидрогётит), образующиеся за счет окисления карбонатов и сульфидов железа.

В отложениях таврической серии в зоне гипергенеза содержатся в основном пресные воды гидрокарбонатного и реже сульфатного состава атмосферного питания. Вместе с тем в более глубоких частях разреза таврической серии установлено наличие соленых и слаборассольных вод хлоридного состава с минерализацией, по данным В. А. Гордиевича, В. А. Куришко, Е. А. Рищес и др. [1963 г.], до 48 г/л. В Ялте была пройдена опорная скважина (1-Я) глубиной 2257 м, которой в отложениях таврической серии в интервалах 700—800, 1300, 1900—2000 и 2257 м были получены притоки подземных вод хлоридного состава. В районе Алупки одной из скважин в таврической серии были вскрыты (гл. 450 м) соленые (14,5 г/л) хлоридные натриевые воды (табл. 9), а другой на глубине 14 м — горючие углеводородные газы (CH_4 — 96,5%). Эти хлоридные воды в таврической серии, вероятнее всего, являются седиментогенными, сохранившимися в ней несмотря на интенсивную складчатость. Весьма показательно и сохранение в таврической серии углеводородных газов, даже в верхних приповерхностных частях ее разреза.

§ II. ТЕРИГЕННЫЕ МОРСКИЕ ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СИЛЬНО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ, ПЕРЕКРЫТЫЕ ГАЛОГЕННЫМИ ФОРМАЦИЯМИ

Песчано-глинистая формация олигоцена Украинских Карпат

Эта формация в пределах Бориславо-Покутского и Скибового покровов (рис. 22) представлена менилитовой серней (P_3ml) общкой мощностью от 350—400 до 900—1600 м. В нижней части ее разреза (мощностью до 300 м)

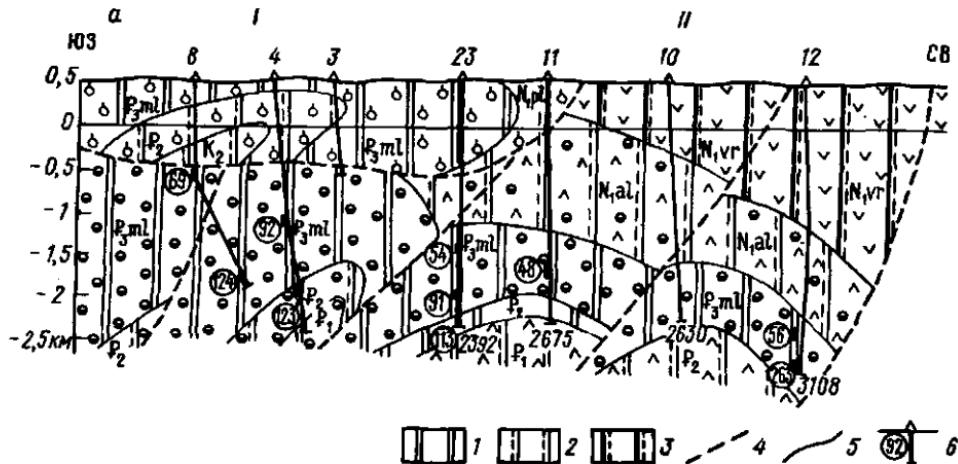
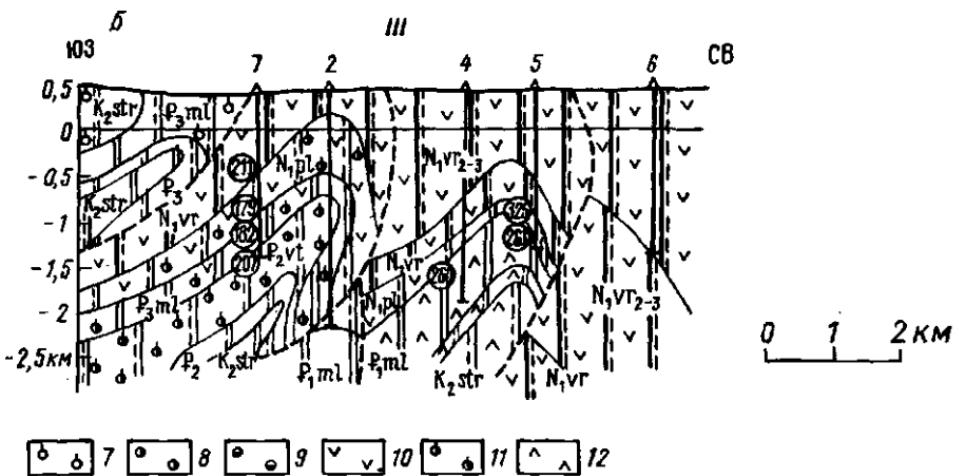


Рис. 22. Формационно-гидрохимические профили Внутренней зоны Предкарпатского прогиба по площадям Спас — Стругань (а) и Урож (б). Составлены Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова [1977 г.] по материалам А. Е. Бабинца, Р. В. Мальской [1975 г.].

Гидрохимическая зона	$M, \text{ г/кг}$	Ионно-солевой состав
7	1—50	Cl—Na
8	50—180	Cl—Na, Cl—Na(Ca)
9	50—150 (200)	Cl—Na, Cl—Na(Ca), Cl(HCO ₃)—Na
10	210—235	Cl—Na
11	160—210	Cl—Na, Cl—Na(Ca)
12	200—320	—

преобладают черные окремненные аргиллиты обычно с тонкими прослоями песчаников и алевролитов. К этой части разреза приурочен довольно выдержаный по простиранию горизонт толстослоистых песчаников (кливские песчаники) мощностью до 120—140 м. Пористость этих песчаников достигает 15—20%, проницаемость 200—220 мД. Средняя часть разреза менилитовой серии (общей мощностью до 400 м) сложена чередующимися серыми песчаниками, известковистыми аргиллитами и алевролитами, среди которых встречаются прослои и линзы сидеритов. Местами в этой толще содержатся пласти и линзы толстослоистых песчаников с довольно высокими коллекторскими свойствами: пористость до 20%, проницаемость до 500 мД. Остальные разности песчаников обладают обычно пористостью до 5%. В верхней части разреза менилитовой серии (мощностью до 500 м и более) преобладают аргиллиты (часто пиритизированные) и чередующиеся с ними песчаники. Пористость последних обычно менее 5%. Аргиллиты, особенно в нижних частях разреза формации, сильно битуминозны. Содержание органического вещества в них достигает местами 4—6%. При этом органическое вещество в аргиллитах сильно распылено и смешано с глинистыми минералами и аморфным кремнеземом (опал и халцедон). По степени метаморфизации органическое вещество отвечает бурым углям. Породы



Площади: I — Спас, II — Струтынь, III — Урож.

I—3 — слабо катагенетически измененные, сильно дислоцированные геологические формации: 1 — терригенная морская песчано-глинистая, 2 — терригенная морская песчано-глинистая флишевая, 3 — галогенная галититовая терригенная; 4 — тектонические нарушения; 5 — стратиграфические границы; 6 — интервал опробования, цифра в кружке — минерализация вод, г/кг.

SO ₄ ²⁻ , мг/л	rNa/rCl	Cl/Br
1—150	0,91—1,4	194—472
20—630	0,98—0,83	141—335
До 3000	0,92—1,2	>300—360 130—234
950—6030, 6560—17350	0,8—0,97, 0,97—1,0	248—581, 1511—7350
До 530	0,70—0,86	105—184
До 1400	0,68—0,87	83—875

формации местами с размывом перекрываются галогенными толщами неогена и подстилаются песчано-глинистыми флишевыми образованиями мел-палеогенового возраста. Отложения менилитовой серии, так же как подстилающие и перекрывающие ее отложения мела — палеогена и неогена, смыты в линейные складки. Здесь развиты узкие, длинные, часто опрокинутые к северо-востоку антиклинали, нарушенные сбросами, взбросами и надвигами.

Подземные воды формации характеризуются большим разнообразием состава. На небольших глубинах в зоне гипергенеза наряду с пресными гидрокарбонатными водами известны кислые (pH 3—4) воды сульфатного железисто-магниево-алюминиевого состава, приуроченные к зонам окисления пиритсодержащих пород.

В зоне катагенеза рассматриваемая формация характеризуется преимущественным развитием рассолов с минерализацией 70—340 г/л и выше (табл. 9). Слабые рассолы (30—70 г/л) и соленые воды (20—35 г/л) встречаются в зоне катагенеза лишь на отдельных участках. Четкого закономерного изменения минерализации с глубиной в пределах формации не наблюдается. Состав высококонцентрированных рассолов (70—340 г/л) хлоридный натриевый, кальциево-натриевый с содержанием кальция от 10 до 20—

25%-экв. Для рассолов характерны низкие концентрации сульфат- и гидрокарбонат-ионов (соответственно до 0,2 и 0,5, редко 1,5 г/л) и относительно невысокие содержания брома (0,04—0,7 г/л). Количество иода в них без видимых закономерностей варьирует в пределах 0,003—0,04 г/л. Необходимо отметить постоянное наличие в рассолах аммония в количестве до 0,3—0,4 г/л. Коэффициент $r\text{Na}/r\text{Cl} = 0,73 \div 0,95$, а $\text{Cl}/\text{Br} = 150 \div 6000$.

Слабые рассолы и соленые воды имеют преимущественно хлоридный натриевый состав. Количество иода в них незначительно и составляет 0,003—0,012 г/л, содержание брома невелико и не превышает 0,1 г/л. Коэффициент $r\text{Na}/r\text{Cl} = 0,93 \div 0,97$, а $\text{Cl}/\text{Br} = 340 \div 900$. Среди рассолов наряду с охарактеризованными выше типами известны хлоридные натриевые, в составе которых в заметных количествах (4—9 г/л) появляется гидрокарбонат-ион. Для этих рассолов с минерализацией 50—140 г/л характерны несколько повышенные содержания иода (0,015—0,030 г/л) и аммония (до 0,45 г/л). Количество брома в них за редким исключением составляет 0,15—0,25 г/л. Коэффициент $r\text{Na}/r\text{Cl} = 1,2 \div 1,18$, а $\text{Cl}/\text{Br} = 100 \div 330$.

Накопление осадков менилловой серии происходило в морском бассейне в условиях резко восстановительной обстановки, о чем свидетельствуют высокие содержания в глинистых породах формации пиритового железа (48—66%). Соленость вод бассейна осадконакопления была близкой к нормальной океанической воде (30—40 г/л), что и предопределяло концентрацию захоронявшихся седиментогенных вод. В этой связи очевидно, что содержащиеся в настоящее время рассолы являются вторичными и происхождение их скорее всего связано с влиянием вышележащих галогенных формаций неогена.

§ 12. ТЕРИГЕННЫЕ МОРСКИЕ ФОРМАЦИИ, МЕТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СИЛЬНО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ (ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФАЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА)

Песчано-глинистая формация ранней—средней юры северного склона мегантиклиниория Большого Кавказа

Данная формация в районе Нижнекармадонских источников (правый берег р. Геналдон в 40 км к юго-западу от г. Орджоникидзе) (рис. 23) сложена преимущественно глинистыми сланцами, содержащими пласты песчаников и алевролитов, общей мощностью более 2—2,5 км. Эти образования интенсивно дислоцированы, смяты в линейные складки востокосеверо-восточного простирания, разбитые многочисленными разломами. Глинистые сланцы описываемой формации обладают ясно выраженной сланцеватой текстурой, в них наблюдаются явления бластеза. Основная масса породы чешуйчатой структуры сложена серидитом, реже хлоритом и содержит обильные включения угловатых зерен или тонких линзочек кварца. В сланцах рассеяны, или слагают тонкие линзы микрозернистые агрегаты пирита.

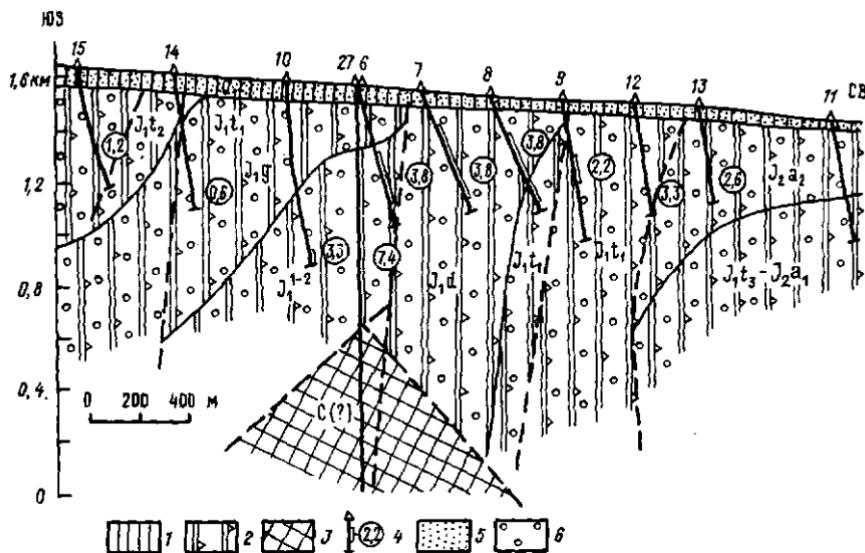


Рис. 23. Формационно-гидрогохимический профиль Нижнекармадонского месторождения минеральных вод (северный склон мегантиклиниория Большого Кавказа, зона центрального сланцевого поднятия Восточного Кавказа). Составили Е. А. Басков, С. А. Вересов [1977 г.] по материалам Г. М. Сухарева, Ю. К. Таранухи, В. Б. Цогоева, С. П. Власова [1968 г.].

1—3 — геологические формации: 1 — диагенетически измененная терригенная континентальная песчано-глинистая, 2 — сильно катагенетически измененная и сильно дислоцированная терригенная морская песчано-глинистая, 3 — метагенетически измененная и сильно дислоцированная вулканико-осадочная; 4 — интервал опробования, цифра в кружке — минерализация воды, г/кг.

Гидрогохимическая зона	$M, \text{ г/кг}$	Ионно-солевой состав	Газовый состав	rNa/rCl	Cl/Br
5 6	0,3—0,5 0,6—7	$\text{HCO}_3-\text{Ca}(\text{Na})$ $\text{Cl}(\text{HCO}_3)-\text{Na}(\text{Ca})$	$\text{N}_2(\text{O}_2)$ N_2	0,97—0,17	290—560

В районе Нижнекармадонских источников в описываемой формации, выходящей здесь на дневную поверхность, установлены как пресные гидрокарбонатные, так и солевые хлоридные воды. Они проявляются в источниках, выходящих в долине р. Геналдон, а также вскрыты здесь многочисленными скважинами (рис. 23, табл. 10). Дебиты источников пресных вод обычно до 0,5—1, редко до 10 л/с; температура их в летний период до 12—14° С. Самоизливающиеся пресные воды были вскрыты рядом скважин (22, 25 и др.) на глубинах до 430 м (скв. 25). Дебиты их при самоизливе достигали 2—3 л/с, а температуры 11—23° С. Статические уровни в скважинах устанавливались на высотах 71—236 м от поверхности земли. Воды пресных источников по составу гидрокарбонатные кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией обычно до 0,3—0,5 г/кг; пресные воды, вскрываемые скважинами, по составу гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 0,4—0,7 г/кг.

ТАБЛИЦА 10

**Химический состав подземных вод, г/кг,
терригенных морских формаций, метагенетически измененных,
сильно дислоцированных (зеленосланцевая фация метаморфизма),
Большого Кавказа**

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>M</i>	3,76	2,26	36,16	5,91	19,9	29,23	2,5	7,07
<i>K</i> ⁺	0,005	0,006	11	0,016	5,24	8,35	0,012	0,013
<i>Na</i> ⁺	1,222	0,817		1,423			0,13	1,643
<i>NH</i> ₄ ⁺	0,004	0,001	0,003	Не обн.	—	—	—	—
<i>Mg</i> ²⁺	0,005	0,007	0,328	0,053	0,005	0,087	0,028	0,152
<i>Ca</i> ²⁺	0,094	0,045	0,812	0,159	0,014	0,068	0,454	0,15
<i>Cl</i> ⁻	1,924	1,13	15,72	0,577	4,628	2,92	0,06	0,679
<i>SO</i> ₄ ²⁻	0,006	0,001	0,016	0,013	0,002	0,037	0,02	0,006
<i>HCO</i> ₃ ⁻	0,277	0,378	7,655	3,539	6,01	17,58	1,781	4,428
<i>I</i> ⁻	0,001	4 · 10 ⁻⁴	0,002	1 · 10 ⁻⁴	—	—	7 · 10 ⁻⁵	2 · 10 ⁻⁴
<i>Br</i> ⁻	0,004	0,002	0,004	0,001	—	—	3 · 10 ⁻⁴	0,001
pH	7,5	7,5	6,7	6,6	—	—	—	—
<i>T</i> , °C	41	56,5	7	23	—	9	14,8	11,2

Приложение. 1—2 — Нижнекармадонское месторождение [Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Цогоев В. Б., Власов С. П., 1968 г.; Ваншук Т. И., 1975 г.]: 1 — скв. 6, гл. 257—431 м (J₁), кроме того, мг/кг: НРО₄ — 0,0004, F — 0,003; 2 — скв. 27, гл. 602—817 м (J₁), кроме того, F — 0,008 мг/кг; 3—4 — Зарамагское месторождение [Григорович В. С., Булацаев Г. П., 1974 г.]: 3 — скв. 5 (J₁), кроме того, мг/кг: Ba — 0,04, Fe — 0,255, Mn — 0,009, Zn — 0,0003, Cu — 0,00005, F — 0,0003, НРО₄ — 0,001; 4 — скв. 4 (T₂ з.), кроме того, мг/кг: Sr — 0,0015, Fe — 0,006, Mn — 0,004, Zn — 0,00006, Cu — 0,00004, F — 0,003, НРО₄ — 0,00002; 5—8 — район Красной Поляны [Бызова С. Л. и др., 1956 г.; Куканов В. М., 1954, 1968 гг.]: 5 — скв. 2, гл. 440 м (J₁), 6 — скв. 3, гл. 320—362 м (J₁), 7 — источник Чвижинсе (J₁), кроме того, мг/кг: Ba — 0,0048, Sr — 0,0017, Mn — 0,00098; 8 — источник Ачипсес (J₁), кроме того, мг/кг: Ba — 0,002, Sr — 0,0009, Mn — 0,0017.

Большинство скважин, пробуренных в долине р. Геналдон, вскрыли термальные хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией до 3—4 г/кг. По данным В. М. Гоцова [1971 г.] и других, в скв. 27 на глубинах около 300 м были вскрыты воды с минерализацией до 6,3 г/кг, но затем (по мере углубления скважины) минерализация упала. Дебиты скважин при самоизливе колебались от 3—8 до 15—21 л/с, а пьезометрические уровни их устанавливались на высотах от 35 до 280—327 м выше устья. Температура вод на устье (при самоизливе) менялась преимущественно от 33 до 42° С (максимальная температура 56,5° С наблюдалась в скв. 27). Концентрация хлора достигает в них 2, натрия — 1,2—1,4, бора (НВО₂) — 0,1—0,2, брома — 0,004—0,005, фтора — 0,008 г/кг. Газонасыщенность этих вод составляет 100—180 см³/л. Преобладает в их составе азот. По генезису эти хлоридные воды представляют собой, вероятно, смесь седиментогенных и метаморфогенных вод, разбавленных современными инфильтратогенными водами.

Песчано-глинистая формация поздней перми—ранней юры внутренней зоны Большого Кавказа

Эта формация в районе верхнего течения р. Ардон (рис. 24) сложена преимущественно сланцами (аспидными, графитизированными, углистыми и др.), филлитами, кварцитами, кварцитовидными песчаниками общей мощностью более 2—3 км. Породы собраны в изоклинальные складки (часто опрокинутые), осложненные многочисленными разломами. Углы падения пород обычно более 50—60°. К зонам разломов в долине р. Ардон приурочены выходы углекислых хлоридно-гидрокарбонатных источников с минерализацией до 3—4 г/кг. Разведочными скважинами глубиной до 700—850 м вскрыты хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные воды с минерализацией до 11—36 г/кг (табл. 10). Наиболее минерализованные воды (36 г/кг) вскрыты скв. 5 в толще нижней юры, состоящей из чередования филлитов, сланцев и кварцитовидных песчаников. Содержание хлор-иона в них составляет 15,7 г/кг, обращает на себя внимание также довольно высокое содержание бора (HBO_2 — 0,37 г/кг). Вместе с тем воды скв. 5, так же как и в целом воды Зарамагского месторождения, обогащены бромом по сравнению с водами заведомо морского генезиса сходной минерализации. Учитывая палеогеографические условия (морские бассейны) накопления горных пород, слагающих описываемую формацию, представляется достаточно обоснованным предполагать седиментогенную природу хлоридов в водах, вскрытых на Зарамагском месторождении. В целом же эти воды имеют смешанное седиментогенно-метаморфогенное и инфильтротропное происхождение.

Песчано-глинистая формация ранней юры южного склона мегантиклинория Большого Кавказа

Гидрохимия данной формации изучена в районе Красной Поляны, расположенной в верховьях р. Сочи. Эта формация представлена в основном глинистыми сланцами с подчиненными им пластами песчаников, кварцито-песчаников, реже известняков и вулканогенных пород общей мощностью более 2 км. Песчаники и кварцито-песчаники широко распространены в нижних частях разреза формации; вулканогенные породы встречены в верхних горизонтах. Сланцы состоят преимущественно из глинистого вещества, частично превращенного в серicit, с примесью кварцевых зерен и углистого вещества. В глинистых сланцах постоянно присутствуют включения пирита в виде рассеянных кристаллов и конкреций. Характерно также большое количество конкреций сидерита. Песчаники преимущественно кварцевые, местами в них многочисленные зерна лимонита. Цемент песчаников кварцево-кремнистый с сернцитом, иногда карбонатный, а также железистый.

Описываемая формация нижней юры сильно дислоцирована. Эти образования собраны в мелкие изоклинальные наклонные (местами опрокинутые) складки северо-западного простирания с углами падения обычно от

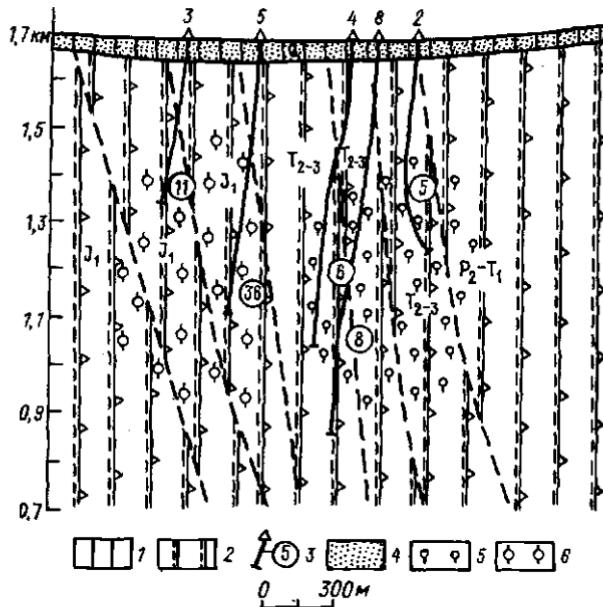


Рис. 24. Формационно-гидрогеохимический профиль Зарамагского месторождения минеральных вод (северный склон мегантиклиниория Большого Кавказа). Составлен Е. А. Басковым, С. А. Вересовым [1977 г.] по материалам В. С. Григоровича, Г. П. Булацаева [1974 г.].

1—2 — геологические формации; 1 — диагенетически измененная терригенная континентальная песчано-глинистая, 2 — метагенетически измененная терригенная прибрежно морская песчано-глинистая; 3 — интервал опробования, цифра в кружке — минерализация вод, г/л.

Гидрохимическая зона	M, г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	r _{Na} /r _{Cl}	Cl/Br
4	0,3—0,5	HCO ₃ —Ca	—	—	—
5	5—10	HCO ₃ (Cl)—Na	CO ₂	3—4	720—2960
6	10—36	Cl(HCO ₃)—Na	CO ₂	1—2	550—4250

40–50 до 70–80°. Складки разбиты разломами общекавказского направления. Значительно усложняются дислокации здесь в зонах крупных на-двигов.

В породах формации, залегающих как выше местных базисов эрозии, так и ниже их (до глубин 200—300 м и более), распространены пресные кислородно-азотные воды гидрокарбонатного состава с минерализацией 0,2—0,6 г/кг [15]. Они проявляются в долинах рек и ущельях в виде источников, приуроченных обычно к зонам дроблений и отдельным трещинам. Местами здесь в зонах крупных разломов наблюдаются выходы углекислых вод гидрокарбонатного и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией от 0,8—2,5 до 5—8 г/кг с содержанием углекислоты до 1,5—2 г/кг. Особый интерес представляют данные опробования разведочных скважин, пройденных в долине р. Мзымта, глубиной до 548 м. В скв. 2 в верхней части разреза (до глубин 90—100 м) в нижнеюрских

сланцах и песчаниках вскрыты пресные (до 0,5 г/кг) воды гидрокарбонатного состава. Глубже залегают хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные углекислые воды с минерализацией до 10—20 г/кг. Концентрации гидрокарбонат-иона в них достигают 4—6,2, хлор-иона — 3—4,6 г/кг (табл. 10). В скв. З до глубин 260 м развиты пресные (до 0,6 г/кг) воды гидрокарбонатного натриевого состава, глубже они сменяются углекислыми хлоридно-гидрокарбонатными водами с содержанием хлор-иона 2,9 г/кг. Следует отметить также довольно высокое содержание хлор-иона (около 0,7 г/кг) в водах источника Ачишсе (табл. 10). Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в метаморфизованных и сильно дислоцированных песчано-глинистых толщах нижней юры в районе Красной Поляны ниже местных базисов эрозии (на глубинах более 100—300 м) довольно широко распространены подземные воды с относительно высокими концентрациями хлоридов натрия. Вероятнее всего, эти воды представляют собой остатки седиментогенных вод раний юрских бассейнов, смешанные с метаморфогенными и инфильтратогенными водами.

Песчано-глинистая формация раннего протерозоя района Печенги (Кольский полуостров)

Эта формация представлена чередованием филлитов, филлитовидных сланцев, алевролитов, с подчиненными пластами карбонатных пород и редкими покровами диабазов общей мощностью около 1 км. Филлиты и филлитовидные сланцы тонкослоистой текстуры, темно-серого до черного цвета. Обычно они рассланцованны, местами собраны в мелкие складки, местами катаклизированы. Трешины в них выполнены кварцем, карбонатами, сульфидами. Трешины кливажа направлены под крутым углом к слоистости, местами перпендикулярно к ней. В зоне гипергенеза в породах этой формации заключены пресные воды гидрокарбонатного состава. На глубинах около 1—1,2 км в описываемой формации нижнего протерозоя содержатся воды хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией до 50—60 г/кг. Концентрация брома в них достигает 0,2—0,3, нода 0,005—0,008 г/кг; имеются отрывочные сведения о довольно высоких содержаниях стронция (до 1,1 г/кг). В газовом составе вод преобладает метан. Эти воды, как это следует из их химического состава и палеогеографических условий накопления пород формации (мелководный морской бассейн), имеют седиментогенное-метагенетическое происхождение. Подстилается и перекрывается описываемая формация вулканогенными образованиями, сложенными покровами диабазов, шаровых лав, накапливавшихся в прибрежно-морских и морских водоемах.

Глава 3

ГИДРОГЕОХИМИЯ КАРБОНАТНЫХ И ТЕРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Карбонатные и терригено-карбонатные формации пользуются широким развитием в верхних горизонтах земной коры. По данным А. Б. Ронова [59], карбонатные фанерозойские формации составляют около 22,6% от общего

объема ($639,3 \cdot 10^6$ км³) фанерозойских осадочных и вулканогенных формаций. При этом они одинаково равномерно распределены как в геосинклиналях, так и на платформах.

§ 1. ФОРМАЦИИ, ДИАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ

Известняковая формация позднемелового—четвертичного возраста западной части Северной Атлантики

Эта формация изучена в скв. 98, пройденной с корабля «Гломар Челленджер» [81]. Координаты скважины: 25°23' с. ш., 77°18,7' з. д. Глубина океана над устьем скважины 2750 м. Скв. 98 (гл. 357 м) вскрыла иелитифицированные и слабо литифицированные (в нижней части разреза) карбонатные отложения следующего возраста (сверху вниз): 1) интервал 0—7 м — Q; 2) 7—20 м — N₂; 3) 20—100 м — N₁; 4) 100—242 м — P₂₋₃; 5) 242—357 м (забой) — (K₂—P₁). Разрез скважины в интервале от 0 до 100 м (N₁—Q) сложен карбонатным илом, мягким и очень мягким, состоящим из фораминифер и нанопланктона, окрашенным в светло-серые, зеленовато- и коричневато-серые цвета. В этих илах встречаются довольно часто аутигенные сульфиды железа, цеолиты, включения кремней. Влажность илов довольно высокая (30—37%). В нижней части разреза скважины в интервале от 100 до 357 м (забой) (K₂—P₂₋₃) карбонатные илы чередуются с пластами твердого мела.

Поровые воды, отжатые из карбонатных илов скв. 98, представляют собой практически не измененную океаническую воду (табл. 11). Все основные компоненты состава поровых вод (включая сульфат-ион) находятся в них почти в тех же концентрациях, что и в океанической воде. Вместе с тем захоронявшиеся седиментогенные воды, судя по характеру аутигенных новообразований (обильные сульфиды железа и др.), несомненно, изменили свой состав, например в ходе процессов десульфатизации и последующего образования сульфидов. Это неизбежно должно было привести к значительному снижению концентраций сульфат-иона в иловых водах. Однако аналитические данные показывают, что сульфат-ион присутствует в иловых водах в количестве 2,4—2,67 г/кг. По-видимому, это обусловлено тем, что воды карбонатных илов для данных глубоководных условий имели хорошую гидродинамическую связь во время начальных стадий диагенеза с придонными океаническими водами, что и позволяло в системе иловые воды — твердая фаза илов поддерживать количество сульфатов в водах, равное океаническому.

Известняковая формация плейстоцена—голоцен Красного моря

Эта формация может быть охарактеризована по материалам опробования скв. 229, пройденной с корабля «Гломар Челленджер» в южной части Красного моря (рис. 20, 25). Координаты скважины 14°45,09' с. ш., 42°11,47' в. д., глубина моря над ее устьем 852 м. Скв. 229 пройдена до

ТАБЛИЦА 11

**Химический состав поровых подземных вод, г/кг,
карбонатных и терригено-карбонатных формаций,
диагенетически измененных [81]**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>M</i>	35,3	36,1	38,3	41	128	110,1	43,9	52,2	97,9	138,4
K ⁺	0,43	0,48	0,49	0,17	0,71	0,36	0,57	0,7	0,29	0,4
Na ⁺	10,8	11,1	12,8	14,1	42,1	37,5	12,5	14,7	34,3	49,9
Ca ²⁺	0,43	0,49	0,29	1,04	3,29	2,36	0,98	1,49	1,34	1,62
Mg ²⁺	1,28	1,25	1,14	0,57	2,26	1,44	1,47	1,31	0,93	0,99
Cl ⁻	19,51	19,87	22,4	25	76,81	64,92	23,84	27,47	57	81,5
SO ₄ ²⁻	2,59	2,63	1,08	0,1	2,4	3,02	3,65	5,69	3,07	3,92
HCO ₃ ⁻	0,24	0,24	0,56	1	0,04	0,6	0,18	0,18	0,12	—
pH	7,5	7,4	7,4	6,9	7,2	—	—	—	7	7
H ₂ O, %	30	34	—	33	—	—	29	—	35	15

П р и м е ч а н и е. 1—2 (без влияния галогенных формаций) — Северо-Западная Атлантика, скв. 98: 1 — гл. 8 м (N₂), ил, сложенный фораминиферами и нанопланктоном, очень мягкий, кроме того, Sr — 23 мг/кг; 2 — гл. 94 м (P₂), ил (такой же, как в пробе 1), встречаются сульфиды железа, кроме того, Sr — 47 мг/кг; 3—10 (с влиянием галогенных формаций): 3—4 — Красное море, скв. 229: 3 — гл. 9 м (Q), ил с глиной, кроме того, мг/кг: В — 6,0, Ba — 0,1, Li — 0,2, Br — 10,2, NH₃ — 0,5, Mn — 0,4, Cu — 0,1, Cd — 0,05, Zn — 0,5; 4 — гл. 155 м, алевритистая глина, ил и мел, кроме того, мг/кг: В — 5,5, Ba — 0,3, Li — 0,2, Sr — 137,0, Fe — 0,1, Mn — 0,5, Cu — 0,1, Ni — 0,2, Cd — 0,05, Zn — 0,5; 5—8 — Средиземное море: 5 — скв. 127, гл. 233 м (Q), наномергельный ил, глина, кроме того, мг/кг: Sr — 158, Si — 3,4, NH₃ — 81,5, Li — 0,695; 6 — скв. 124, гл. 307 м (N₂), светло-серый ил, кроме того, мг/кг: В — 9, Br — 128, Sr — 106, Li — 1,4, Si — 2,5, NH₃ — 26,2; 7 — скв. 125, гл. 80 м (N₂), ил; 8 — скв. 125, гл. 102 м (N₁), доломит пластичный; 9—10 — Красное море, скв. 225: 9 — гл. 152 м (N₂), твердая глина переслаивается с мелом; 10 — гл. 168 м [N₂ (?)], доломитодержащая алевритистая глина, кроме того, мг/кг: В — 5,0, Ba < 0,16, Sr — 27,0.

глубины 212 м. Она не вышла из четвертичных отложений, представленных здесь в основном серыми, оливково-серыми (реже оливковыми) карбонатными илами с примесью глин и алевритов. Изредка встречаются среди карбонатных илов прослои (мощностью от 5 до 50—70 см), обогащенные пирокластическим материалом. Карбонатные осадки состоят из иона (25—60%) и микрочастиц (25—60%). Количество обломочного материала (глин и алевритов) колеблется в илах в пределах 10—25%. Содержание органического углерода в илах обычно 0,6—1,2%. Пористость илов меняется от 60 до 80%, содержание поровых вод — от 55 до 20%.

Поровые воды изучены в скважине в интервале глубин 9—210 м (табл. 11). Минерализация поровых вод возрастает с глубиной от 38,3 до 44,2 г/кг. Преобладают в их составе ионы хлора и натрия, концентрация которых постепенно увеличивается с глубиной: Na — от 12,8 до 15,5 и Cl — от 22,4 до 26,9 г/кг. Вместе с тем отчетливо наблюдается уменьшение с глубиной концентраций калия (от 0,49 до 0,16 г/кг) и магния (от 1,14 до 0,43 г/кг). Для кальция в верхней части разреза (до глубины 54 м) отмечается понижение концентраций (до 0,29 г/кг) по сравнению с морской водой. Ниже по разрезу содержание его возрастает до 1,15 г/кг (гл. 131 м) и затем

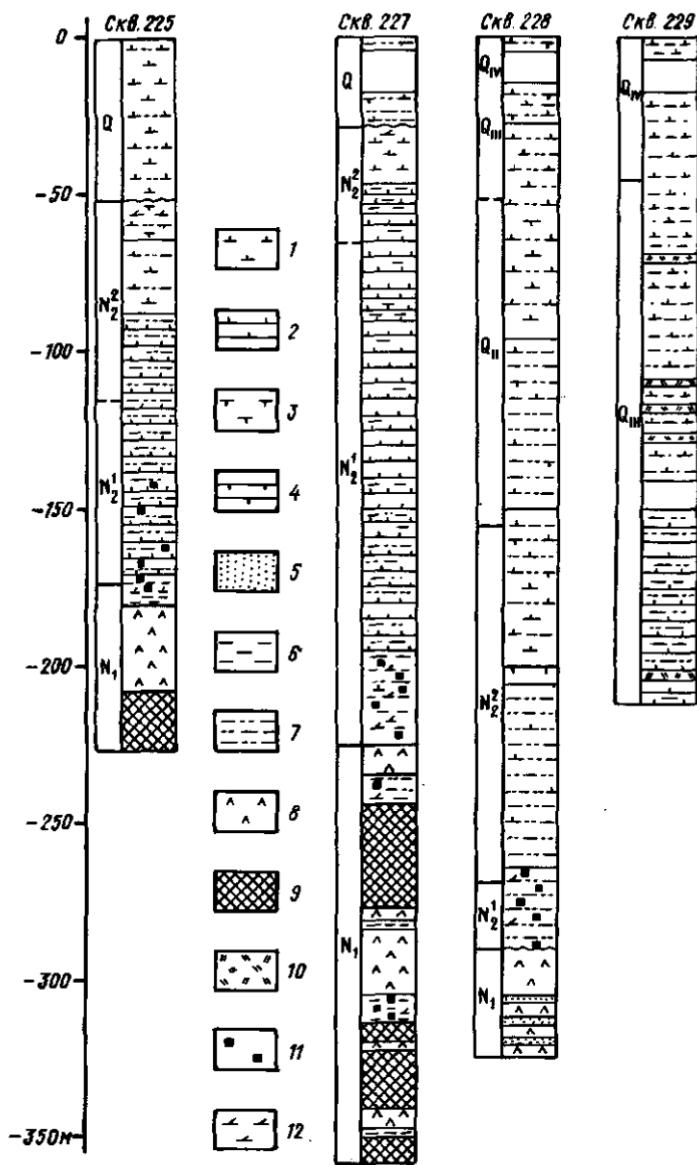


Рис. 25. Разрезы скважин глубоководного бурения (13-й рейс «Гломара Челленд-жера») в Красном море [81].

1 — ианонл; 2 — ианомел; 3 — фораминиферовый ил; 4 — фораминиферовый мел; 5 — алеврит; 6 — глина; 7 — алевролитистая глина; 8 — ангидрит; 9 — галлит; 10 — вулканический туф; 11 — шириит; 12 — доломит.

опять несколько понижается до 0,67 г/кг (гл. 210 м). Поровые воды отличаются от исходных морских низким содержанием сульфат-иона (0,01—0,1 г/кг) и вместе с тем относительно повышенным содержанием гидрокарбонат-иона (до 0,56—1,0 г/кг), аммония (до 0,07—0,08 г/кг) и стронция (до 0,07—0,14 г/кг). Бор и литий содержатся в поровых водах в концентрациях, близких к морской воде. Следует отметить относительно высокое содержание в водах цинка (до 0,5 мг/кг), никеля (до 0,5 мг/кг), кадмия (до 0,05 мг/кг). Обращает на себя внимание довольно высокая газонасыщенность описываемых карбонатных илов. Почти из всех образцов керна выделялся газ, содержащий углекислоту, сероводород, метан и следы этана. Поровые воды карбонатных отложений плейстоцена—голоцене в южной части Красного моря, по данным опробования скв. 229, представляют собой седиментогенные воды морского питания, несколько видоизмененные в ходе процессов диагенеза. Наблюдаемые изменения в ионо-солевом и газовом составе захороненных с осадками морских вод связаны в основном с процессами преобразования органического вещества. Какого-либо влияния на поровые воды со стороны нижележащих галогенных толщ не наблюдается. Скв. 229 располагается вне пределов рифтовой долины Красного моря.

§ 2. ФОРМАЦИИ, ДИАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, С ВЛИЯНИЕМ НИЖЕЛЕЖАЩИХ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Известняково-мергельная формация миоцен-четвертичного возраста Средиземного моря

Данная формация представлена преимущественно мергельными и карбонатными илами, местами с прослойми песков, сапропелитов и вулканических туфов. Мощность ее колеблется в пределах 100—500 м. Подстилается формация галогенными толщами миоценена. Изучена она в различных структурных зонах Средиземноморского бассейна (рис. 13, скв. 124, 125, 127, 132).

В грабене Хеленик, ограничивающем с севера (и северо-востока) подводный Средиземноморский хребет, в Ионическом море описываемая терригенно-карбонатная формация наиболее полно изучена в скв. 127. Скважина от устья до глубины 427 м прошла по четвертичным турбидитам — известково-глинистым (мергельным) илам, содержащим прослои песков и (в верхних частях разреза) вулканических туфов. На глубинах 100—105 и 364—380 м илы (и пески) обогащены сапропелем. Известково-глинистые (мергельные) илы имеют серые, оливково- и зеленовато-серые, реже светло-серые цвета и состоят в основном из частиц нанопланктона (25—50%), кварца (10—25%) и слюды (20—35%). Содержание аутигенного пирита в них обычно не более 2—3%. Илы, обогащенные сапропелем, обычно темно-серого и черного цвета и характеризуются высоким (до 30—40%) содержанием пирита. В илах часто наблюдается хорошо выраженная слоистость. Уплотнение илов постепенно возрастает с глубиной, что находит отражение и в уменьшении количества (от 35 до 23%) содержащихся в них физически связанных (и свободных) вод. В интервале глубин 427—437 м (забой) скважина вскрыла брекчию, сложенную обломками доломитов мелового

возраста, включенных в известково-глинистые (мергельные) илы плиоценового возраста. Эта брекчия сформировалась, вероятно, в плиоценовое время, так как вышележащие четвертичные отложения обладают часто хорошо выраженной слоистостью и несут следов дислокаций.

Поровые воды в четвертичных отложениях в скв. 127 представляют собой до глубины 50 м сравнительно малоизмененные морские воды. Концентрация большинства компонентов в них мало отличается от содержания их в морских водах. Поровые воды, отжатые из илов с глубины 50 м, отличаются от вышележащих весьма низким содержанием сульфатов. Процессы восстановления сульфатов в водах (скв. 127) протекают в целом довольно активно, что обусловлено высокой обогащенностью здесь разреза четвертичных турбидитовых мергельных илов органическим веществом, вплоть до образования в них прослоев сапропелей. К горизонтам сапропелевых илов приурочены обильные новообразования пирита, свидетельствующие о высокой активности в них процессов сульфатредукции. Начиная с глубины 50—60 м вплоть до подошвы четвертичных отложений наблюдается довольно постепенное возрастание минерализации поровых вод в илах от 40—50 до 140—150 г/кг (табл. 11). При этом рост минерализации осуществляется в основном за счет ионов натрия и хлора. Так, содержание натрия возрастает от 11—12 до 46—51 г/кг, хлора — от 22—24 до 83—89 г/кг. Сравнительно мало изменяются концентрации калия (от 0,3—0,4 до 0,7—0,8 г/кг), магния (от 1,0—1,4 до 2,0—2,4 г/кг), бора (от 0,005 до 0,01 г/кг). Довольно резко возрастают с глубиной в поровых водах концентрации брома (от 0,07—0,08 до 0,4 г/кг и более) и особенно кальция (от 0,2—0,3 до 2—3 г/кг). Сложные изменения испытывает сульфат-ион в поровых водах: на глубинах с 50 до 172 м концентрация его весьма низкая (до 0,18 г/кг); в интервале 233—427 м сульфат-ион содержится в количествах 2,4—3,09 г/кг.

Накопление четвертичных известково-глинистых (мергельных) илов происходило в морских бассейнах с соленостью вод до 35—40 г/кг, аналогичных современным водам Средиземного моря. Это доказывается как составом осадков, так и обликом содержащейся в них фауны, характерией для морских вод нормальной солености. Следовательно, рассолы, содержащиеся в этой формации, являются вторичными. Вероятнее всего, они мигрировали в четвертичные отложения из нижележащих соленосных плиоценовых отложений, регионально распространенных в Средиземноморском бассейне. Этому способствовали интенсивные проявления новейшей тектоники в районе грабена Хеленик, обусловившие здесь процессы интенсивного уплотнения миоценовых соленосных толщ (и в частности содержащихся в них илов) и отжима из них рассолов в вышележащие отложения.

В западной части Средиземного моря описываемая формация на южном склоне Балеарского хребта изучена скв. 124 (рис. 13). В интервалах 0—150 м (?) скважина вскрыла четвертичные отложения, 150—350 м — плиоценовые и 350—422,2 (забой) — миоценовые. Образования четвертичного и плиоценового возраста сложены переслаиванием песков, песково-алевритов и известково-глинистых (мергельных) илов (при преобладании последних). Кварцевые пески с резким контактом перекрываются алевритовыми песками, а последние — мергельными илами. Пески состоят в основном из частиц кварца (50—70%), нанопланктона (15—30%) и

слюд (5—30%). В составе мергельных илов преобладают частицы нанопланктона (50—60%), постоянно присутствуют кварц (10—20%) и слюды (20—30%). Илы и пески окрашены в основном в серые, а также оливково-и коричневато-серые цвета. Миоценовые образования представлены плотными доломитовыми мергелями с включениями гипсов (350—390 м) и ниже (до забоя) ангидритами, переслаивающимися с пластичными доломитовыми мергелями.

В скв. 124 были изучены поровые воды мергельных илов с глубин 128 (Q), 307 (N₂) и 339 м (N₂). Изученные поровые воды представляют собой рассолы хлоридного натривого состава (табл. 11), очевидно связанные в своем формировании с нижележащими соленоносными толщами миоцена. Скв. 124 располагается в зоне с довольно активными неотектоническими движениями, что и обуславливает возможность для отжима и миграции рассолов в четвертичные отложения из нижележащих галогенных образований миоцена.

Вместе с тем в данной формации на участках с отсутствием зон новейших разломов, со спокойным неотектоническим режимом, как об этом свидетельствуют материалы глубоководного бурения (скв. 125 в сводовой части Средиземноморского хребта, скв. 132 в центральной равнине Тирренского моря), не наблюдается влияния нижележащих галогенных формаций. Здесь поровые воды в плиоценовых и четвертичных отложениях мало отличаются от вод современного Средиземного моря, в том числе и по содержанию сульфат-иона (табл. 11). Последнее как бы находится в противоречии с интенсивно проявленными в формации процессами восстановления сульфатов и образования аутигенных сульфидов. Вероятно, это можно объяснить лишь слабой литификацией пород, наличием в них свободных вод, находящихся (или находившихся — для более глубоких горизонтов) во взаимосвязи с наддонными морскими водами.

Мергельная пестроцветная формация плиоцена—плейстоцена Красного моря

Эта формация изучена скв. 225, 227 и 228 (рис. 20, 25), пройденными кораблем «Гломар Челленджер» [81]. Скв. 225 расположена в восточной краевой части главного грабена Красного моря (в 16 км восточнее впадины Атлантической II). Скважина прошла терригенно-карбонатные образования четвертичного возраста (интервал 0—49 м) и плиоцена (49—176 м) и вскрыла галогенные толщи миоцена (176—230 м, забой). Четвертичные отложения и верхняя часть плиоцена (до глубины 112 м) сложены в основном серыми, а также часто коричневыми и черными мягкими терригенно-карбонатными илами, переходящими (с глубины 100 м) в мел. Эти илы (и мел) состоят из частиц нанопланктона (30—50%), микрокристаллического карбоната (10—30%), фораминифер (5—10%) и терригенного материала: алеврита и глин (30—60%). Довольно часто в них отмечаются новообразования сульфидов (в основном пирита). Пористость их колеблется в пределах 50—60%. Средняя часть разреза плиоцена (интервал 112—167 м) в скв. 225 представлена серыми, зеленовато-серыми, местами темно-серыми (черными) мергелями и известняковыми алевритистыми глинами. Содержание

частиц алевритов и глин в них обычно составляет 30—60, наноизвестняков 30—40, микрозернистых известияков 5—50%. Местами эти мергели и глины обогащены пиритом. Пористость их колеблется от 30 до 60%. Ниже по разрезу (167—176 м) залегают темно-серые доломитовые пиритоносные глины и доломитовые мергели, состоящие из обломочных (алевриты и глины) частиц (20—70%), доломита (20—60%), пирита (5—15%). Пористость их около 30—40%.

Скв. 227 пройдена в главном грабене Красного моря в 5 км восточнее скв. 226. Разрез ее в целом сходен с разрезом скв. 226. Четвертичные (интервал 0—30 м) и плиоценовые (30—226 м) отложения представлены терригенно-карбонатными образованиями. Ниже по разрезу (до забоя — 359 м) вскрыты галогенные образования миоценена. Четвертичные отложения и верхняя часть плиоцена (интервал 0—131 м) сложены терригенно-карбонатными илами и глинистым мелом (с глубины 50 м). Отдельные пласты обогащены органикой (до 5%) и пиритом (до 5%). Ниже по разрезу залегают (131—194 м) глинистые мергели и карбонатные (известняковые) алевритистые глины. Местами они содержат в больших количествах органическое вещество (3—6%) и пирит (3—7%). В нижней части (194—226 м) разреза плиоценена в скв. 227 залегают темно-серые (до черных) пиритоносные доломитовые глины и доломитовые мергели, состоящие из глины (30—60%), доломита (20—70%), пирита (5—10%).

Скв. 228 пройдена в центральной части Красного моря юго-восточнее скв. 227. Она прошла четвертичные отложения (интервал 0—155 м), плиоцен (155—287 м) и вошла в галогенные миоценовые образования (289—345 м, забой). Четвертичные и плиоценовые отложения представлены терригенно-карбонатными осадками, обогащенными в нижних частях разреза органикой (до 3%) и пиритом (до 10%).

В терригенно-карбонатных илах описываемой формации ($N_2—Q$) Красного моря, по данным опробования скв. 225, 227, 228 (табл. 11), содержатся рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией от 41—43 до 163—240 г/кг. Во всех скважинах наблюдается возрастание минерализации поровых вод с глубиной, хотя и с различной интенсивностью. Так, в скв. 225 в интервале глубин примерно 100 м минерализация поровых вод увеличивается постепенно от 41,2 (гл. 8 м) до 55,7 г/кг (гл. 108 м). В скв. 227 в интервале 27—136 м минерализация поровых вод возрастает от 45,2 до 167,2 г/кг. В нижней части разреза формации минерализация поровых вод в скв. 227 достигает 240,8 г/кг (гл. 203 м). В скв. 228 уже на глубине 5 м в четвертичных отложениях минерализация поровых вод составляет 50,9 г/кг, на глубине 105 м она возрастает до 107,8 г/кг, а на глубине 251 м (в нижней части разреза формации) достигает 168,4 г/кг.

Накопление терригенно-карбонатных осадков $N_2—Q$ в Красном море происходило в морском бассейне с соленостью вод не более 40—50 г/кг. На это указывают как литологические, так и палеонтологические данные. Поэтому несомненно, что рассолы, содержащиеся в настоящее время в терригенно-карбонатных осадках $N_2—Q$ Красного моря, являются вторичными, мигрировавшими (в основном под действием сил уплотнения) из нижележащих миоценовых соленосных отложений. В местах развития новейших дислокаций эти процессы протекали с большой интенсивностью, что

и находит отражение в разном характере распределения вод с разной соленостью в разрезах изученных скважин. Характерно, что данные рассолы местами (скв. 228, гл. 129, 150 м и др.) обеднены бромом ($\text{Cl}/\text{Br} = 730-750$), а это, возможно, указывает на некоторую роль процессов выщелачивания в их формировании. Вместе с тем эти рассолы заметно обогащены стронцием (до 50—90 мг/кг). Концентрации бора в них невелики (обычно до 4—6 мг/кг), так же как и лития (до 0,2—0,6 мг/кг). Это следует подчеркнуть для обоснования экзогенного генезиса данных рассолов, так как повышенные содержания бора и лития часто привлекаются как доказательства эндогенного (мантийного) происхождения флюидов. Концентрации металлов в рассолах достигают, мг/кг: $\text{Cu} = 0,1-0,4$, $\text{Zn} = 1,1-2,3$, $\text{Ba} = 0,2-0,8$, $\text{Ni} = 0,2-1$, $\text{Cd} = 0,05-0,07$; $\text{Fe} = 0,5-0,7$ г/кг. Среди аутигенных минералов в породах наиболее распространенным является пирит, содержание которого в отдельных прослоях достигает 2—5%. Это свидетельствует о высокой активности ранее протекавших здесь сопряженных геохимических процессов (десульфатизации, разложения органического вещества, осаждения сульфидов и др.).

§ 3. ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ

Известняково-мергельная формация позднего мела—раннего палеоцена Равнинного Крыма

Данная формация (рис. 17, 18) сложена в основном известняками и мергелями с редкими прослойями глинистых и песчаных пород. На отдельных участках в ней содержатся вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы (туфы, туффиты, андезиты, порфириты и др.). Мощность формации колеблется от первых сотен метров до 2000—2300 м. Повсеместно формация подстилается терригенной морской песчано-глинистой формацией нижнего мела, а перекрывается во впадинах морской терригено-карбонатной палеоцен-эоценовой формацией, на поднятиях — морской и континентальной карбонатно-терригенной формацией раннемиоценового—четвертичного возраста.

В отложениях формации широко, но с различной степенью интенсивности проявились процессы вторичного преобразования минералов, особенно окремнение, кальцитизация, перекристаллизация и раскристаллизация [Савицкая А. А., Столяр Л. Н., 1973 г.]. Плотность пород 2,3—3 г/см³, абсолютная пористость в основном 4—10% (но встречается и до 38%). Проницаемость составляет 0,1—30 мД и только на участках развития сильнотрещиноватых и кавернозных окремненных пород увеличивается до 400—1920 мД [Доленко Г. Н., Парыляк А. И., Копач И. П., 1968 г.; и др.].

В пределах изучаемой части разреза Равнинного Крыма в отдельных водоносных прослоях формации содержатся соленые воды с минерализацией 18—34 г/л хлоридного натриевого метанового состава. В водах содержится иод (до 37 мг/л), бром (до 92 мг/л) (рис. 17, 18).

ТАБЛИЦА 12

**Химический состав подземных вод, г/кг,
терригенно-карбонатных и карбонатных формаций,
катагенетически измененных, слабо дислоцированных**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>M</i>	18,5	59,27	46,1	104,5	92,7	210	79	195,4
K ⁺ +Na ⁺	6,2	20,9	15,56	37	31,7	48,5	24,46	58,9
Mg ²⁺	0,45	0,67	0,24	0,88	1,06	1,09	1,42	3,44
Ca ²⁺	0,21	0,88	1,9	3,94	2,9	29,7	3,9	11,55
Cl ⁻	10,9	35,27	27,5	64,14	57,1	130,4	48,65	121,1
Br ⁻	0,04	0,154	0,138	0,067	0,05	0,22	0,047	0,44
I ⁻	0,005	0,006	0,003	Не обн.	Не обн.	0,075	—	0,004
SO ₄ ²⁻	0,07	0,001	0,148	0,067	0,007	0,113	0,014	0,05
HCO ₃ ⁻	0,55	1,02	0,8	0,032	0,086	0,037	0,11	—

П р и м е ч а н и е. 1—3 — без влияния галогенных формаций: 1—2 — район г. Анапа [Арутюнянц Р. Р., Крысенко А. М., 1970 г.] [1 — скв. 2-Р, гл. 169—710 м (P₂); 2 — скв. 1-Р, гл. 413—490 м (N₁₅—t)]; 3 — Восточное Предкавказье [24, т. 6, 9 и др.]; Величайская ска. 13, гл. 3705—3725 м (T₁), кроме того, B₂O₃ — 43 мг/кг; 4—8 — с влиянием галогенных формаций: 4—7 — Днепровско-Донецкая впадина [24, т. 6, 9 и др.] [4—5 — Бельская площадь: 4 — скв. 10, гл. 1776—1783 м (T₁), плотность 1,13 г/см³; 5 — скв. 16, гл. 1548—1560 м (J), pH=6,8, плотность 1,06 г/см³; 6—7 — Зачепилонская площадь: 6 — скв. 2, гл. 2222—2230 м (C₁), плотность 1,17 г/см³; 7 — скв. 14, гл. 971—976 м (C₁), кроме того, B₂O₃ — 11 мг/кг, pH=7,3]; 8 — Печорская синеклиза [Зайдельсон М. И., Чистовский А. И., 1973 г.], Северная Мыльва, скв. 8, гл. 907—912 м (C₁)].

На Керченском полуострове на глубинах 1,6—3,06 км вскрыты гидрокарбонатно-хлоридные натриевые метановые воды с относительно низкой минерализацией (8—10,3 г/л), содержанием иода до 22, брома до 79 мг/л. Отношение Cl/Br в этих водах составляет 185—198, коэффициент rNa/rCl изменяется от 1,4 до 1,8. Воды эти по своим гидрохимическим показателям близки к подземным водам вышележащих и подстилающих формаций Керченского полуострова.

В данной формации в настоящее время содержатся седиментационные воды древних морских водоемов как позднемелового—палеоценового, так и палеоцен-раннемиоценового времени, видоизмененные в процессе диагенеза и катагенеза пород. При погружении и уплотнении осадков из перекрывающих рассматриваемую формацию палеоген-нижнемиоценовых отложений отжимались захороненные в них морские воды. По расчетам А. С. Тердовидова [1972 г.], количество флюидов, отжимающихся из глинистой формации майкопа вниз и поступающих в рассматриваемую формацию (с учетом уменьшения их во времени), могло составлять 45 м³/год с 1 км².

Известняково-мергельно-глинистая формация тортона—пonta северо-западного погружения Новороссийского синклиниория

Эта формация в районе Анапы (рис. 16) сложена в основном глинами с прослойями мергелей, известняков, песков общей мощностью до 500—800 м. Кровля ее залегает здесь на глубинах 100—200 м. Перекрывается формация

толщиной песков и глин киммерийского яруса (N_2^k), а подстилается глинистыми образованиями майкопа (P_3-N_1).

В верхних частях разреза формации ($N_2^t-N_1^p$) до глубин 200—300 м содержатся соленые воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 3,6—18,5 г/кг (табл. 12). Ниже по разрезу на глубинах 350—500 м вскрыты скв. 1-Р хлоридные натриевые воды с минерализацией до 57—59 г/кг. Эти воды характеризуются довольно высокими содержаниями иода (до 0,06 г/кг), аммония (до 0,2 г/кг), брома (до 0,2 г/кг). Вместе с тем эти воды резко обеднены сульфатами. Все это является отражением преобразования захороненных вод морского питания (по-видимому, с повышенной соленостью) в ходе процессов диагенеза и раннего катагенеза (восстановление сульфатов, разложение органического вещества и др.). Состав растворенных газов в этих водах метаново-углекислый, свободно выделяющихся газов углекисло-метановый с весьма низким (0,002%) содержанием тяжелых углеводородов, а также гелия. Подземные воды описываемой формации в основном седиментогенные, в приповерхностных горизонтах смешанные с инфильтрогенными.

§ 4. ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ, С ВЛИЯНИЕМ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Песчано-глинисто-известняковая формация позднего мела западной части Предкарпатского прогиба

Данная формация представлена известняками, мергелями, песчаниками с прослойями гравелитов общей мощностью до 1—1,1 км. При этом нижняя часть формации (сепоман) сложена известковистыми средне- и крупно-зернистыми песчаниками, иногда с прослойями песчанистых глин, постепенно переходящими в мергели, опоки, известняки. В верхней части формации преобладают терригенные разности: мелкозернистые карбонатные косослоистые песчаники и песчанистые мергели. Залегают породы формации несогласно на размытой поверхности сульфатно-карбонатных образований верхней юры и перекрываются соленосными отложениями нижнего тортона (тирасская свита) (рис. 26). Пористость песчаных пород изменяется от 10—15 до 30%, проницаемость — от 0,1 до 500, в отдельных случаях возрастает до 1500 мД.

Формация характеризуется развитием порово-пластовых и порово-трещинных подземных вод. В зоне катагенеза формация содержит рассолы хлоридного натриевого, реже кальциево-натриевого состава с минерализацией 50—140 г/л [Бабинец А. Е., Мальская Р. В., 1975 г.]. Для рассолов характерна несколько повышенная концентрация сульфатов (до 3,6 г/л), а также иода (до 0,040 г/л и выше). Содержание брома в рассолах в зависимости от минерализации изменяется от 0,07 до 0,29 г/л. Коэффициенты r_{Na}/r_{Cl} и r_{Cl}/r_Br соответственно варьируют в пределах 0,8—0,87 и 235—450. В составе газов преобладает метан.

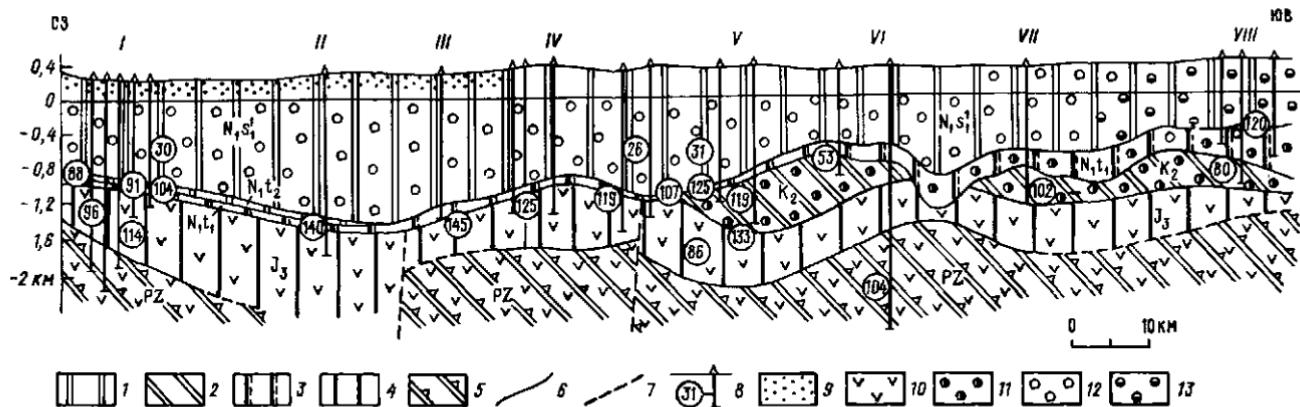


Рис. 26. Формационно-гидрогеохимический профиль Внешней зоны Предкарпатского прогиба по линии Кохановка — Кадобна. Составили Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова [1977 г.] по материалам А. Е. Бабинца, Р. В. Мальской [1975 г.].

Площади: I — Кохановка, II — Судовая Вишня, III — Добрыни, IV — Рудки, V — Северные Медыничи, VI — Держев, VII — Дашава, VIII — Кадобна.
 I—5 — геологические формации: 1—3 — слабо катагенетически измененные и слабо дислоцированные (1 — терригенная морская, прибрежно-морская песчано-глинистая молассовая, 2 — терригенно-карбонатная песчано-глинисто-известняковая, 3 — галогенная ангидритовая терригено-карбонатная молассовая), 4 — сильно катагенетически измененная, слабо дислоцированная галогенная ангидритовая карбонатная, 5 — сильно катагенетически измененная, сильно дислоцированная терригено-карбонатная песчано-аргиллито-известняковая; 6 — стратиграфические границы; 7 — тектонические нарушения; 8 — интервал опробования, цифра в кружке — минерализация вод, г/кг.

Гидрогеохимическая зона	$M, \text{ г/кг}$	Ионно-солевой состав	$\text{SO}_4^{2-}, \text{ г/л}$	$\tau_{\text{Na}}/\tau_{\text{Cl}}$	Cl/Br
9	1—10	—	—	—	—
10	90—180	Cl—Na(Ca)	0,2—2,7	0,71—0,89	184—564
11	50—140	Cl—Na(Ca)	0,1—0,3, 0,7—3,6	0,80—0,87	232—450
12	10—60	Cl—Na(Ca)	$\leq 0,25$	0,87—1,07	56—464
13	50—120 и более	Cl—Na(Ca)	$\leq 0,3$	0,67—0,88	127—432

В рассматриваемой терригенно-карбонатной формации верхнего мела, накопление которой происходило в морском бассейне нормальной и даже несколько пониженной солености, наблюдаемые рассолы не являются сингенетичными. Наиболее вероятно, что эти рассолы сформировались под влиянием вод и рассолов выше- и нижележащих галогенных образований верхней юры и нижнего тортона.

Известняковая формация раннего триаса Предкавказья

Эта формация в районе Прикумско-Тюленевского вала (рис. 15) вскрывается на глубинах свыше 3,5 км. Залегает она на терригенных континентальных отложениях пермо-триаса, а перекрывается терригенно-карбонатными толщами среднего триаса и в местах их размыва — песчано-глинистыми отложениями средней юры.

Мощность формации (T_1) достигает 700 м. В нижней части ее разреза залегают доломитизированные известняки с линзами и прослойками известковистых алевролитов или глинистых известняков. В верхней части формации разрез приобретает характер чередования известняков и глинистых пород. Карбонатные образования представлены микрозернистыми пелитоморфными массивными участками, комковатыми известняками. В ряде районов известняки содержат прослон эфузивных пород (туфов и порфиров).

Известняки характеризуются высокой степенью постдиагенетических преобразований (перекристаллизация, доломитизация, окварцевание и т. п.). Они часто кавернозны и трещиноваты. Трещины обычно заполнены кальцитом или глинистым материалом, реже пиритом. Пористость известняков обычно изменяется от 1,2 до 10%, преобладают значения 2–3% [Бурлаков А. И., Борисенко Ю. И., Пологин Г. А., Пыленков Б. Н., 1976 г.]. Встречающиеся прослои глин характеризуются гидрослюдистым, гидрослюдисто-монтмориллонитовым составом. Содержание органического вещества в породах составляет 0,2–0,7%.

Отложение пород формации происходило в морском бассейне с нормальной соленостью при преобладании слабовосстановительной среды (сульфидно-снидеритовая и др.).

Подземные воды формации в пределах профиля (рис. 15) вскрыты на двух площадях: Величаевской и Сухокумской. Общая минерализация их изменяется от 45 до 133 г/кг (табл. 12). Состав слабых рассолов (45–70 г/кг) хлоридный кальциево-натриевый. Содержание гидрокарбонатов изменяется в пределах 0,2–1,0 г/кг. Для этих рассолов характерно низкое содержание иода (0,006–0,007 г/кг), концентрация брома варьирует в пределах 0,1–0,2, а бора — 0,19–0,3 г/кг. При преобладающем углеводородном составе растворенного газа (CH_4 до 75% и тяжелых углеводородов до 8%) отмечается постоянное присутствие в нем углекислоты (до 25%) и азота (до 12%). Более концентрированные хлоридные кальциево-натриевые рассолы (до 133 г/кг) вскрыты на Сухокумской площади, где карбонатная формация нижнего триаса перекрывается терригенной песчано-глинистой формацией средней юры. Содержание гидрокарбоната иона в них не превышает 0,05, иода — 0,008, брома — 0,36 г/л. Состав газов

азотно-углекисло-углеводородный при содержании азота до 20, а углекислоты до 28%.

Как слабые, так и более крепкие рассолы в описываемой известняковой формации Т₁ сформировались под влиянием седиментогенных рассолов вышележащих формаций верхней юры.

Известняково-доломитовая формация среднего—позднего карбона Печорской синеклизы

Эта формация в пределах рассматриваемой территории (рис. 27) представлена органогенными, часто доломитизированными известняками и доломитами с редкими прослойками глин и мергелей в ее нижней части и включениями сульфатных пород — в верхней. На отдельных участках в краевых зонах синеклизы в формации распространены рифогенные известняки. Мощность формации достигает 500 м и более. Пересяивается и подстилается она терригенно-карбонатными и галогенными формациями соответственно нижней перми, девона и нижнего карбона. Залегает известняково-доломитовая формация С₂₋₃ в пределах региона на глубинах от 200 до 1850 м.

На ряде поднятий породы формации достаточно сильно дислоцированы (углы падения более 20°), разбиты дизъюнктивными нарушениями, амплитуда которых достигает 680 м (Вуктыл). Здесь отложения формации по взбросу контактируют с перекрывающими их нижнепермскими образованиями.

Коллекторские свойства пород формации изучались на отдельных нефтяных месторождениях. По данным Б. Я. Вассермана, П. Т. Савинкина, А. В. Соломатина [1970 г.], пористость доломитов на Вуктыльском и Усинском месторождениях нефти составляет 6—30%, проницаемость — 0,5—4,5 мД. Пористость известняков на Салютинском месторождении, по данным Г. М. Фирера [1975 г.], равна 2—18%, проницаемость — 0—275 мД. Большинство исследователей отмечают резкие колебания коллекторских свойств карбонатных пород формации, связывая увеличение последних с зонами интенсивной трещиноватости и закарстованием (палеокарстом).

Преимущественным распространением в известняково-доломитовой формации С₂₋₃ в зоне катагенеза пользуются хлоридные кальциево-натриевые рассолы с минерализацией до 200—260 г/л. Они содержат бром (до 0,4—0,6 г/л), иод (до 0,01—0,02 г/л). Отношение rNa/rCl в этих рассолах изменяется от 0,7 до 0,9, Cl/Bг — от 240 до 310. Состав растворенных газов метановый с невысоким содержанием (до 1—3%) тяжелых углеводородов.

Учитывая условия образования пород формации С₂₋₃ (морские бассейны нормальной солености) и длительный предпермский размыт, местные перерывы в осадконакоплении на границе среднего—верхнего карбона и в верхнем карбоне, сопровождаемые активным развитием процессов выщелачивания и карстообразования, и связанное с перерывами замещение захороненных морских вод пресными инфильтрогенными, можно говорить о вторичной природе находящихся в формации рассольных вод.

Как отмечалось выше, рассматриваемая формация на значительной площади своего развития перекрыта галогенными отложениями перми.

Седиментогенные рассолы из пермских отложений, очевидно, и поступали в подстилающие карбонатные породы C_2 — 3 . Не исключена возможность миграции рассолов в рассматриваемую формацию по дисъюнктивным нарушениям снизу из подстилающих галогенных пород палеозоя.

Песчано-глинисто-известняковая угленосная формация раннего карбона Днепровско-Донецкой впадины

Эта формация (рис. 9) сложена переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками и известняками (с прослойми и линзами сидеритов и углей) общей мощностью от 150—275 м в бортовых частях впадины до 1000—1500 м в ее внутренней части. Формация накапливавшаясь в морском бассейне с нормальной и временами пониженной соленостью. Подстилается она галогенными формациями верхнего девона, а перекрывается терригенно-карбонатными морскими толщами среднего—верхнего карбона. В целом довольно пологое залегание пород нарушается многочисленными соляными штоками, сложенными девонской солью и прорывающими нижнекаменноугольные и вышележащие толщи палеозоя и мезозоя [Балуховский Н. Ф., 1967 г.; и др.]. Во внутренней части впадины в песчаниках и алевролитах нижнего карбона четко наблюдаются растворение кварца под давлением, образование регенерационных каемок кварца, образование серицита, перекристаллизация карбонатов и др. Все это приводит к снижению пористости и проницаемости пород. Средние значения пористости уменьшаются от краевых к внутренним частям впадины от 15—20 до 8—12% [Варава К. Н., Вовк И. Ф., Негода Г. Н., 1977 г.].

Подземные воды нижнего карбона повсеместно в Днепровско-Донецкой впадине представлены рассолами хлоридного кальциево-натриевого состава, минерализация которых колеблется от 47 до 268 г/кг, с преобладающими значениями 100—250 г/кг [Трачук В. Г., 1970 г.]. Газовый состав вод преимущественно метановый. Некоторые анализы этих рассолов приведены в табл. 12. Намечается увеличение минерализации вод от краевых к внутренним частям впадины и повышение минерализации вод с глубиной. Вместе с тем минерализация вод явно зависит от степени насыщенности формации соляными штоками. Концентрация брома колеблется в пределах 65—214, иода — 2—11 мг/кг. Коэффициенты $r\text{Na}/r\text{Cl}$ и Cl/Br изменяются соответственно от 0,3 до 0,99 и от 250—400 до 1000—3000 и более. Эти данные свидетельствуют о том, что рассолы, содержащиеся в настоящее время в отложениях нижнего карбона, возникли, по-видимому, главным образом в результате выщелачивания соленосных отложений девона (штоков каменной соли) седиментогенными солеными хлоридными натриевыми водами нижнего карбона.

Известняково-доломитовая формация раннего мела Западной Грузии

Эта формация широко развита как в пределах южного склона Большого Кавказа, так и в Рионском прогибе (рис. 28, 29). Представлена в основном известняками и доломитами с прослойми мергелей и мергелистых глин

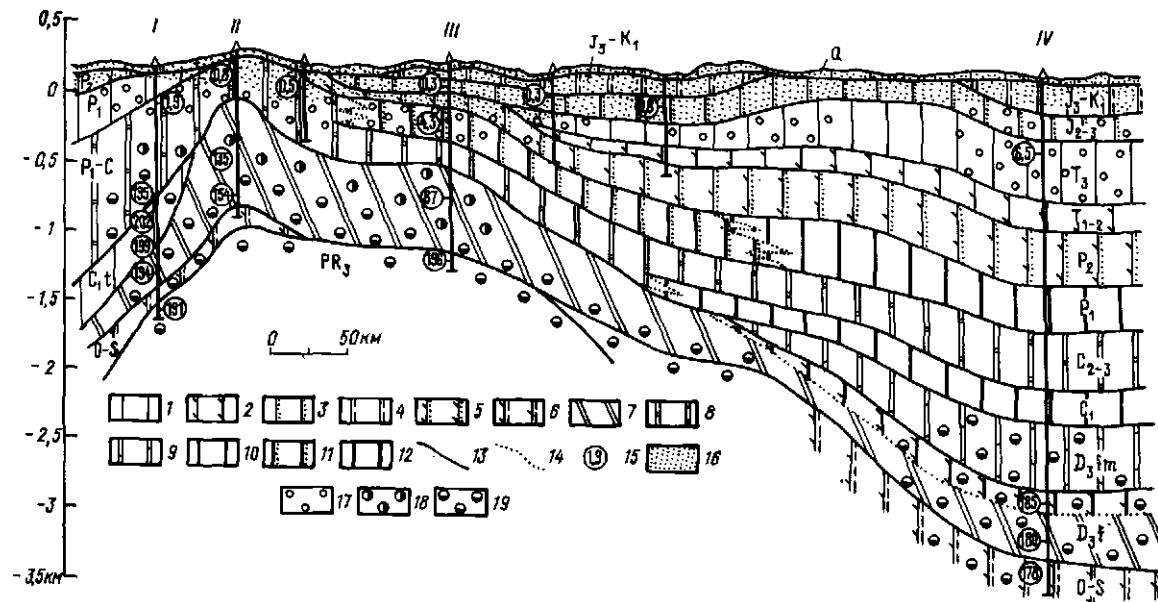


Рис. 27. Формационно-гидрогохимический профиль Тимано-Печорской провинции по линии Северная Мыльва — Нарьян-Мар. Составила Л. Г. Учителева [1977 г.] по материалам Б. Н. Любомирова, М. Н. Авчинниковой и др.

Площади: I — Северная Мыльва, II — Верхняя Омра, III — Анювинская, IV — Нарьян-Мар.

I—II — геологические формации: 1 — диагенетически измененная континентальная песчано-глинистая, 2—12 — слабо катагенетически измененные и слабо дислокированные (2 — терригенная континентальная песчано-глинистая пестроцветная, 3 — терригенная морская песчаная, 4 — терригенная прибрежно-морская и морская песчано-глинистая, 5 — терригенная континентальная и прибрежно-морская песчано-глинистая пестроцветная, 6 — терригенная морская песчано-глинистая красноцветная, 7 — терригенно-карбонатная известняково-мергельно-глинистая, 8 — карбонатная известняково-доломитовая гипсонасная, 9 — карбонатная известняковая, 10 — терригенно-карбонатная, местами ангидрито-гипсовая, 11 — галогенная ангидрито-гипсовая терригенно-карбонатная красноцветная, 12 — галогенная ангидрито-гипсовая карбонатная); 13 — стратиграфические границы; 14 — литологические границы; 15 — минерализация вод, г/кг.

Гидрогохимическая зона	M , г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	$r\text{Na}/r\text{Cl}$	Cl/Br	I , мг/кг	Vt , мс/кг
16	0,3—0,8	$\text{HCO}_3-\text{Ca}, \text{Na}$	N_2-O_2	>1	—	—	—
17	1,9—6,5	$\text{Cl}-\text{Na}$	N_2-CH_4	0,5—4,4	292	—	8
18	87—135	$\text{Cl}-\text{Na}(\text{Ca})$	CH_4	0,68—0,78	292	4	200
19	153 202	$\text{Cl}-\text{Na}(\text{Ca}),$ реже $\text{Ca}(\text{Na})$	CH_4	0,62—0,75	160—273	4—18	440—623

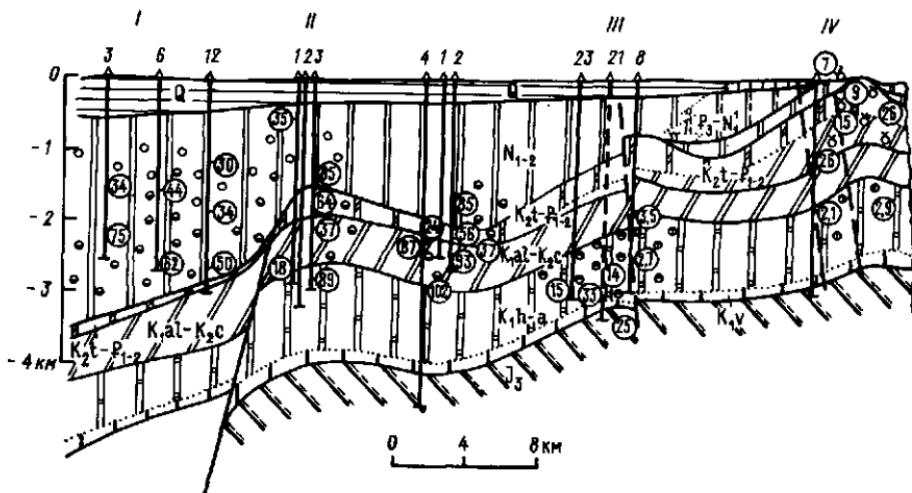


Рис. 28. Формационно-гидрогеохимический профиль Рионской впадины по линии Поти — Саберю. Составили Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова [1977 г.]

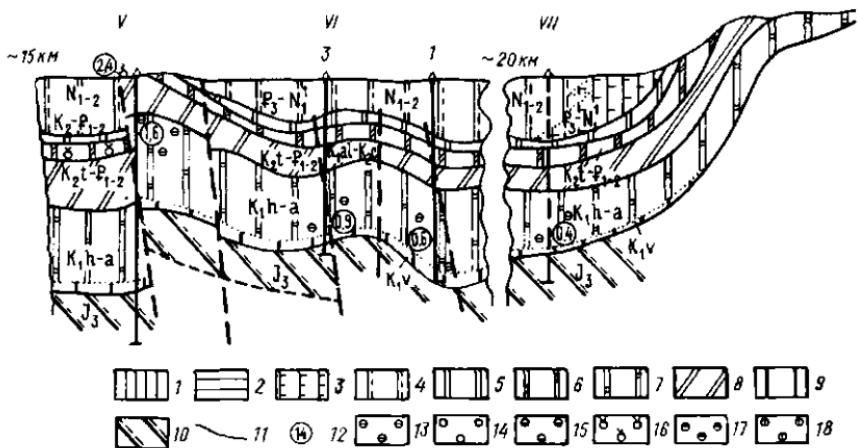
Площади: I — Поти, II — Чаладиди, III — Квадони, IV — Менджи, V — Цаиши, VI — Зугдиди, VII — Саберю.

I—10 — геологические формации: 1—2 — диагенетически измененные (1 — терригенная континентальная песчаная, 2 — терригенная континентальная песчаная угленосная), 3—9 — слабо катагенетически измененные.

Гидрогеохимическая зона	<i>M</i> , г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав
13	0,4—1,6	$\text{SO}_4(\text{Cl}, \text{HCO}_3)-\text{Na}(\text{Ca})$	$\text{N}_2(\text{CO}_2)$
14	14—35	$\text{Cl}-\text{Na}-\text{Cl}-\text{Na}(\text{Ca})$	CH_4
15	44—102	$\text{Cl}-\text{Na}_2-\text{Cl}-\text{Na}_2$	CH_4
16	3—26	$\text{Cl}-\text{Na}$	(тяжелые УВ)
17	14—75	$\text{Cl}-\text{Na}(\text{Ca})$	$\text{CH}_4(\text{N}_2)$
18	2,1—3,5	$\text{Cl}(\text{HCO}_3)-\text{Ca}(\text{Na}), \text{Cl}(\text{SO}_4)-\text{Na}(\text{Ca})$	CH_4
			N_2

(в нижней части разреза также гипсов и ангидритов) общей мощностью до 1,1 км [Вахания Е. К., 1973 г.]. Формация выходит на поверхность на северном борту Рионского прогиба и вскрыта многочисленными скважинами во внутренней части прогиба на глубинах до 3 км. Подстилается формация терригенно-галогенными отложениями верхней юры и перекрыта терригенно-карбонатными (и вулканогенными) толщами альба—сеномана.

В районах выхода формации на дневную поверхность породы верхнего мела сильно закарстованы и содержат (до глубин эрозии) в основном пресные воды гидрокарбонатного кальциевого состава. В северной части Рионского прогиба (Саберю, Зугдиди, Цаиши, Менджи, рис. 28) в этой формации на глубинах 2—3 км вскрыты воды с минерализацией 0,4—2,5 г/кг хлоридно-сульфатного и сульфатного состава. Газовый состав их азотный и метаново-азотный. Температура этих вод на устье скважин при самонизливе достигает 80—90° С. Эти термальные слабоминерализованные термы имеют инфильтрационное происхождение [24, т. 10; 76], что подтверждается и



ные и слабо дислоцированные (3 — терригенная прибрежно-морская песчано-глинистая конгломератовая, 4 — терригенная прибрежно-морская песчано-глинистая, 5 — терригенная морская глинистая, 6 — карбонатная известняковая, 7 — карбонатная известняково-доломитовая, 8 — вулканогенно-терригенно-карбонатная, 9 — галогенная ангидрито-типсовая карбонатная), 10 — слабо катагенетически измененная и слабо дислоцированная галогенная гипситовая терригенно-вулканогенная пестроцветная; 11 — стратиграфические границы; 12 — минерализация вод, г/кг.

$r\text{Na}/r\text{Cl}$	Cl/Br	I, мг/кг	H_2S , мг/л
1,03—1,3	-	0,3	3—4
0,59—0,85	330—450	2,5—10	-
0,5—1,0	280—400 (1000—7000)	3—15 1—2	-
0,85—0,3	-	2—3	20—75
0,62—0,8	100—250	0,9	-
0,75—0,9	-		3—7

изучением в них изотопного состава кислорода и водорода [Басков Е. А., Пустовалова Г. И., Ветштейн В. Е. и др., 1981 г.]. Вместе с тем закономерности распространения и условия питания этих терм выяснены недостаточно.

В южной части Рионской впадины (район Квалони, Чадади и др., рис. 28) в этой формации вскрыты сильносоленые и в основном рассольные хлоридные воды с минерализацией до 70—102 г/кг. Для этих вод характерны низкие концентрации иода (до 0,007 г/кг) и брома (до 0,05 г/кг); содержание бора также сравнительно невелико и не превышает 0,1 г/кг. Концентрация сульфат-иона варьирует в пределах 0,55—1,6, гидрокарбонат-иона — 0,1—0,4 г/кг. В газовом составе в небольших количествах часто присутствует сероводород. Коэффициент $r\text{Na}/r\text{Cl}$ изменяется в пределах 0,7—0,99 при значениях коэффициента Cl/Br , значительно превышающих 300. Эти гидрогеохимические показатели скорее указывают, что данные соленые и рассольные воды представляют собой седиментогенные (возможно, частично древнеинфилтратогенные) воды, взаимосвязанные с процессами выщелачивания соленоносных пород верхней юры.

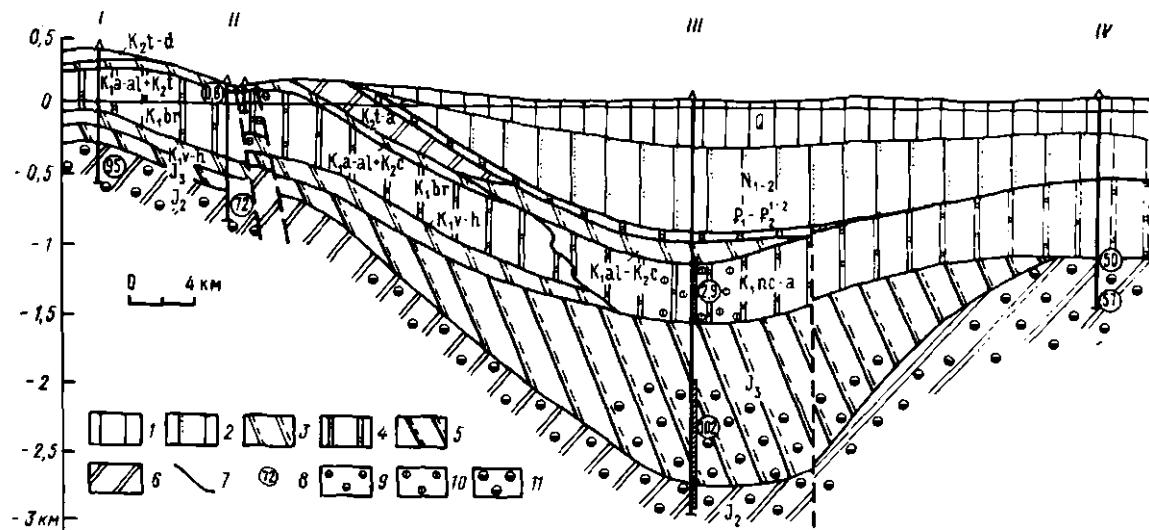


Рис. 29. Формационно-гидрогеохимический профиль Западной Грузии по линии Цхункури — Парциханаканеви. Составили Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова [1977 г.].

Площади: I — Цхункури, II — Цхалтубо, III — Самтредия, IV — Парциханаканеви.

I—6 — геологические формации; 7—5 — слабо катагенетически измененные и слабо дислоцированные (1 — терригенная континентальная песчано-галечниковая, 2 — терригенная морская песчано-глинистая, 3 — терригенно-карбонатная песчано-глинисто-известняковая, 4 — карбонатная известняково-доломитовая, 5 — галогенная галититовая терригенно-вулканогенная); 6 — вулканогенно-осадочная морская; 7 — стратиграфические границы; 8 — минерализация вод, г/кг.

Гидрогеохимическая зона	M, г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	rNa/rCl	Cl/Br	H ₂ S, мг/л
9	0,8	SO ₄ (Cl), HCO ₃ — Ca(Mg, Na)	N ₂	—	150	—
10 II	2,9 50—102	Cl(SO ₄) — Na(Ca) Cl-Ca(Na, Mg)	CO ₂ (N ₂) 0,47	0,7	—	2—5

§ 5. ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СИЛЬНО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ

Известняково-мергельно-глинистая формация турона — дания Западного Конетдага

Данная формация представлена в основном глиями, глинистыми мергелями, известняками и реже алевролитами и песчаниками. Общая мощность этих отложений достигает 1000–1380 м. Залегают они на терригенных морских образованиях анта—сенона, а перекрываются терригенными морскими толщами палеогена. Породы описываемой терригенно-карбонатной формации турона — дания (и подстилающие и перекрывающие ее образования) собраны в антиклинальные и синклинальные складки с углами падения крыльев от 5–10 до 30–40°. Эти складки осложнены многочисленными разрывными нарушениями.

В приповерхностных частях разреза (в зоне гипергенеза) терригенно-карбонатной формации турона — дания содержатся пресные и солоноватые (до 2–3 г/кг) воды гидрокарбонатного и сульфатного состава, питавшие ныне исходящие источники с дебитами до 0,1–0,2, реже до 2–3 л/с. К зонам разломов приурочены местами выходы соленых (до 10–20 г/кг) хлоридных натриевых вод с газами метанового состава [24, т. 38]. Обычно эти источники сероводородные. Содержание сероводорода в них колеблется от 2–3 до 100–130 мг/кг и выше. Обращают на себя внимание исключительно высокие количества иода в этих водах — до 72–257 мг/кг (табл. 13), что было установлено А. В. Кудельским [1970 г.]. Температура вод соленых хлоридных иодоносных источников достигает 25,2° С (Сент-Кердерн). Близкие по составу хлоридные натриевые воды с весьма высокими содержаниями (до 434 мг/кг и более) иода вскрыты здесь и многими скважинами в терригенно-карбонатной формации турон-датского яруса.

Наиболее вероятен седиментационный генезис соленых хлоридных натриевых вод рассматриваемой формации. Вместе с тем причины столь высокого содержания в них иода требуют дополнительного исследования. А. В. Кудельским [1970 г.] высказано предположение о наличии аномально высоких концентраций иода в подземных водах Конетдага в результате воздействия экстремальных, мигрировавших из очагов термометаморфического изменения пород (в связи с преобразованием в них органического вещества). Не отрицая возможности этих процессов, следует заметить, что в этом случае остается непонятным весьма слабое их проявление в областях современного вулканизма и в других регионах альпийской складчатости.

Известняковая формация поздней юры—раннего мела Адлерской впадины

Описываемая формация (рис. 30) включает в себя карбонатные толщи оксфорда — титона (J_3) и валанжина — апта (K_1). Общая мощность этой формации достигает 1,6–1,8 км. Сложена формация в основном окремиенными битуминозными известняками с прослоями доломитизированных известняков и доломитов. В отдельных пунктах (участок Мамайки) установлена загипсованность доломитизированных известняков [Арутюянц Р. Р.,

ТАБЛИЦА 13

**Химический состав подземных вод, г/кг,
карбонатных и терригенно-карбонатных формаций,
катагенетически измененных, сильно дислоцированных**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>M</i>	27,65	18,5	23,7	26,9	37,8	26,8	20,8	9,2
<i>K</i> ⁺	0,35	0,23	0,28	0,333	0,118	—	—	—
<i>Na</i> ⁺	7,982	5,625	7,283	8,301	11,5	9,45	7,54	3,61
<i>NH</i> ₄ ⁺	0,035	0,013	0,02	0,022	0,008	—	—	—
<i>Mg</i> ²⁺	0,528	0,31	0,33	0,351	0,002	0,225	0,128	0,019
<i>Ca</i> ²⁺	1,5	0,42	0,082	1,174	2,92	0,48	0,21	0,36
<i>Cl</i> ⁻	16,53	11	13,9	15,824	22,87	15,9	11,77	4,56
<i>SO</i> ₄ ²⁻	0,002	0,002	0,002	0,004	0,002	0,013	0,007	0,004
<i>HCO</i> ₃ ⁻	0,366	0,564	0,472	0,486	0,332	0,317	0,97	1,94
<i>I</i> ⁻	0,008	0,005	0,007	0,008	0,005	0,434	0,257	0,086
<i>Br</i> ⁻	0,07	0,045	0,055	0,066	0,033	0,176	0,054	0,022
<i>HBO</i> ₂	0,07	0,068	0,08	0,103	—	—	—	—
<i>H₂SiO</i> ₃	0,013	0,023	0,022	0,02	0,012	—	—	—
pH	6,6	6,6	6,9	6,7	7,65	6,9	7	7,1
<i>T</i> , °C	45,5	46,5	46	39	—	—	25,2	20,2

Приложение 1—5 — Адлерская впадина Большого Кавказа [Арутюнян Р. Р., Иванов В. В., Пастушенко Ю. Н., 1977 г.]; 1—2 — Кудепста [1 — скв. 2-РЭ, гл. 1229—2600 м (*J*₃—*K*₁), кроме того, г/кг: *H₂S* — 0,46, *HBO*₂ — 0,07; 2 — скв. 4-РЭ, гл. 960—2263 м (*J*₃—*K*₁), кроме того, г/кг: *Sr* — 0,075, *F* — 0,001, *H₂S* — 0,4, *HBO*₂ — 0,068]; 3 — Хоста, скв. 1-Т, гл. 1800—2200 м (*J*₃), кроме того, г/кг: *Sr* — 0,01, *F* — 0,0015, *HBO*₂ — 0,08; *H₂S* — 0,445; 4 — Мацеста, скв. 6-Т, гл. 1415—2335 м (*J*₃), кроме того, г/кг: *Si* — 0,067, *HBO*₂ — 0,1, *HPO*₄ — 0,0001, *H₂S* — 0,43; 5 — Сочи, скв. 2-Р, гл. 1075—1325 м (*K*₂); 6—8 — Копетдаг [Кудельский А. В., Козлов М. Ф., 1970 г.]: 6 — Куйляр, скв. 9 (*K*₂), гл. 35—557 м, кроме того, *F* — 5,62 мг/кг, *B* — до 10 мг/кг; 7 — Сент-Кердери, источник 451 (*K*₂), кроме того, *CO*₂ — 140 мг/кг, состав растворенного газа, об. %: *CO*₂ — 60,4, *N*₂ — 0,01, *CH*₄ — 0,6, *N*₂ — 39, *He* — 0,08; 8 — Сент-Кердери, источник 449 (*K*₂), кроме того, *H₂S* — 13,2 мг/л, состав растворенного газа, об. %: *CO*₂ — 55,47, *CH*₄ — 11,13, *N*₂ — 33,4.

1972 г.]. Известняки в целом плотные, монолитные, абсолютная пористость их колеблется от десятых долей процента до 5—8, чаще 3—4% [Крысенко А. М., 1972 г.]. Вместе с тем они трещиноваты и местами сильно закарстованы. При этом проявления карста и открытые трещины прослежены бурением до глубин 1,5—2,5 км [Куканов В. М., 1968 г.]. Местами (скв. 4-Т, Мацеста) до глубины 1,2 км все трещины в известняках юры и мела заполнены кристаллическим кальцитом. Подстилается описываемая карбонатная формация карбонатно-терригенными (аргиллиты с прослойками мергелей, известняков и туфогенных песчаников) образованиями Келловейского яруса (*J*₃*k*) общей мощностью около 70 м. Перекрывается карбонатная формация *J*₃—*K*₁ терригенно-карбонатными и карбонатными образованиями альба — верхнего мела. Породы формаций образуют крупные антиклинальные складки сундучной формы, широкие и пологие своды которых раздроблены на поперечные и продольные блоки, смешанные относительно друг друга по вертикали. В синклинальных прогибах, разделяющих антиклинали, кровля формации погружена на глубины 1,5—2 км и более; в сводах антиклиналей она приближается к поверхности земли до 100—200 м и менее.

В описываемой формации в зоне катагенеза содержатся солевые и слаборассольные (с минерализацией в основном от 8—10 до 20—40 г/кг) воды хлоридного натриевого состава с высоким содержанием (до 0,4—0,68 г/кг) сероводорода ($H_2S + HS^-$) (табл. 13). Концентрации иода в них обычно не более 0,1, брома — 0,05—0,09, стронция — 0,04—0,07 г/кг. Вместе с тем эти воды заметно обогащены бором (HBO_2 до 0,1—0,23 г/кг). Содержание сульфат-иона в водах обычно низкое (0,002—0,004 г/кг) и лишь в скв. 3-Р на Мамайке вскрыты воды, содержащие сульфат-ион в количестве 1,06 г/кг. Газовый состав этих вод часто углекисло-сероводородно-метановый и отражает, по-видимому, активно протекавшие геохимические процессы, приведшие, в частности, к образованию высоких концентраций сероводорода ($H_2S + HS^-$) в этих водах. Отношение rNa/rCl обычно в пределах 0,2—0,3.

Вопросы формирования описываемых сероводородных вод Адлерской впадины служили предметом многих дискуссий. Наиболее полно эти вопросы рассмотрены в работе В. М. Куканова [1970 г.] и Р. Р. Арутюняца, В. В. Иванова и Ю. Н. Пастушенко [1977 г.]. Имеющиеся различные материалы свидетельствуют в пользу седиментационного происхождения этих вод в соответствии с высказанными ранее представлениями А. Н. Бунеева [1949 г.] и А. М. Овчинникова [1949 г.]. Современный гидродинамический режим сероводородных вод Адлерской впадины может рассматриваться как типично элизионный, создающийся в результате вытеснения древних измененных морских вод из известников верхней юры, уплотняющихся под влиянием геостатической нагрузки. Наличие в высокотемпературных (скв. 2-Р, Мамайка и др.) слаборассольных (40—42 г/кг) хлоридных натриевых водах значительных количеств сульфатов (до 1,06 г/кг) позволяет считать, что в этих условиях современная сульфатредукция не происходит. Нужно отметить, что высокое содержание сероводорода ($H_2S + HS^-$) в описываемых водах карбонатной известняковой формации J_3-K_1 обусловлено наличием сульфатных солей и обильной органики в породах, так как сульфаты захороненных морских вод были израсходованы на осаждение сульфидов, вероятно, еще в стадию диагенеза.

Известняковая формация позднего мела Адлерской впадины

Эта формация (рис. 30) сложена в основном известняками с прослойями мергелей общей мощностью до 400—600 м. Формация выходит на дневную поверхность на Ахунском и Аштырском поднятиях [Куканов В. М., 1970 г.], в прогибах кровля формации погружена на глубины 0,5—1,5 км и более. Известняки верхнего мела плотные, монолитные (пористость до 3—4%), но трещиноватые. Трещины имеют в основном тектоническое происхождение. Широко развиты продольные и поперечные трещины отдельности. Наиболее интенсивная трещиноватость пород свойственна сводовым частям антиклиналей. Подстилается верхнемеловая карбонатная формация карбонатно-терригеническими (мергели, глины с прослойками песчаников, известняков) образованиями альба — сеномана (K_{1-2}), а перекрывается глинистыми и

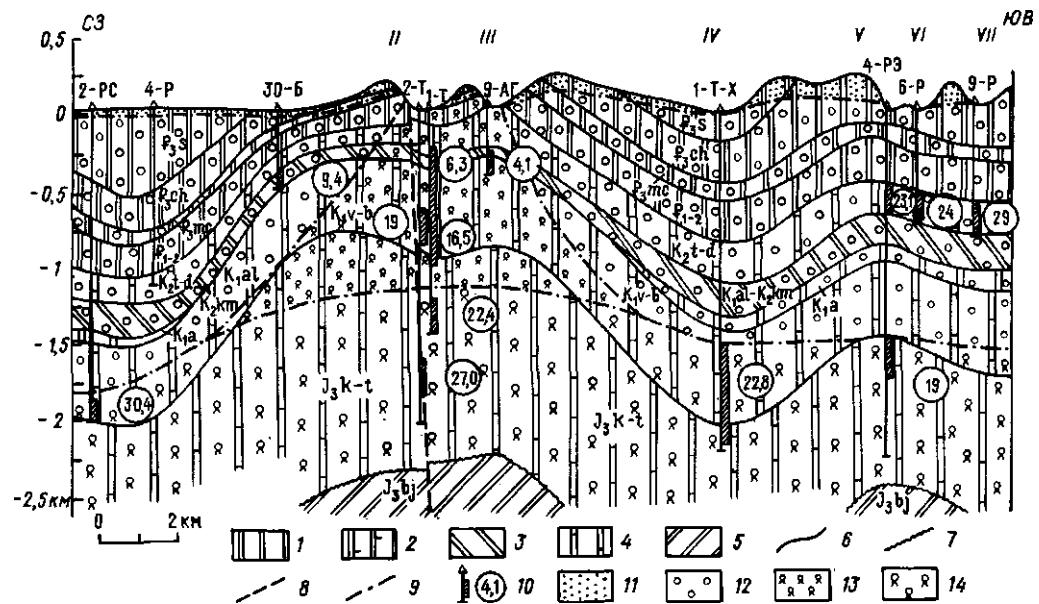


Рис. 30 Формационно-гидрогеохимический профиль района Сочи — Мазеста (южный склон мегантиклиновия Большого Кавказа, Адлерская впадина). Составили Е. А. Басков, С. А. Вересов [1977 г.] (гидрогеологическая основа по Р. Р. Арутюняну, В. В. Иванову, Ю. Н. Пастушенко)

Площади: I — Сочи, II — Мазеста, III — Агуря, IV — Хоста, V — Кудепста, VI — Старки, VII — Херогта.

1—5 — геологические формации: 1—4 — слабо катагенетически измененные и сильно дислокированные (1 — терригенная мергелистая пестроватая, 3 — терригенно-карбонатная известняково-мергелистая, 4 — карбонатная известняковая), 5 — слабо катагенетически измененная и сильно дислокированная вулканогенно-осадочная морская; 6 — стратиграфические границы; 7 — границы несогласно залегающих пород; 8 — зоны разломов; 9 — границы гидрохимических зон; 10 — интервалы опробования, цифра в кружке — минерализация вод, г/кг.

Гидрогеохимическая зона	M , г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	$r\text{Na}/r\text{Cl}$	Cl/Br	H_2S , мг/кг	Br , мг/кг	I , мг/кг
II	До 1	HCO_3-Na	$\text{N}_2(\text{O})$	—	—	—	—	—
I2	15—35	$\text{Cl}-\text{Na}$	CH_4	0,78	602	—	98	46
I3	4—20	$\text{Cl}-\text{HCO}_3\text{Na}$	$\text{H}_2\text{S}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$	—	—	10—300	—	—
I4	20—40	$\text{Cl}-\text{Na}$	$\text{H}_2\text{S}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$	0,8—0,85	240	До 450	45—70	5—7

песчано-глинистыми морскими толщами палеогена. Породы формации собраны в крупные антиклинальные складки сундучной формы, разделенные синклиналями. Углы падения пород на крыльях антиклиналей достигают 35—40, реже 60—70°. Антиклинали осложнены многочисленными разломами, к которым приурочены частые очаги разгрузки подземных вод, в том числе и соленых хлоридных натриевых, сероводородных (типа Мацесты).

Подземные воды, содержащиеся в карбонатной верхнемеловой формации Адлерской впадины, довольно разнообразны по химическому составу и степени минерализации. На участках выходов верхнемеловых известняков на дневную поверхность (Ахунском, Аштырском поднятиях и на склонах других хребтов, в пределах которых известняки интенсивно раздроблены и закарстованы) в них распространены (по меньшей мере до уровня моря) пресные воды гидрокарбонатного состава. Пресные воды верхнемеловой карбонатной формации дренируются реками, карстовыми родниками, известны случаи разгрузки пресных вод [K_2 (?)] на дне Черного моря (район Гагры). В сводовых частях антиклиналей, осложненных крупными разрывными нарушениями, где создаются условия для разгрузки вод глубоких горизонтов (район Мацесты и др.), в верхнемеловых известняках содержатся хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией от 2 до 20—24 г/кг, с содержанием сероводорода от 50 до 350 мг/кг (табл. 13). Эти высокосероводородные воды поступают по зонам разломов из нижележащей карбонатной формации верхней юры—нижнего мела (А. М. Овчинников, В. М. Куканов и другие). В северо-восточной части Адлерской впадины, в присводовой части Ахунской антиклинали (в среднем течении р. Куденста) в верхнемеловых известняках на глубинах 330—700 м и несколькими скважинами вскрыты метановые (CH_4 92—93 об. %) сильносолевые (23—24 г/кг) хлоридные натриевые бессероводородные воды. Обращают на себя внимание наряду с отсутствием сероводорода довольно высокие концентрации в них иода (26—30 мг/кг) и брома (64—73 мг/кг). Эти воды, как свидетельствует их химический состав (преобладание хлоридов натрия, значения коэффициентов Cl/Bg , rNa/rCl и т. п.) и условия залегания, являются, несомненно, седиментогенными морского питания. Не исключена возможность их генетической взаимосвязи с вышележащими глинистыми и песчано-глинистыми морскими толщами палеогена.

Известняково-мергельно-глинистая флишевая формация поздней юры—раннего мела южного склона мегантиклиниория Большого Кавказа

Эта формация в районе верховьев рек Накра и Алазань представлена в нижней части разреза (мощностью до 400—500 м) в основном породами карбонатного флиша, а в большей верхней части разреза (до 1300—1500 м и более) — карбонатно-терригенным флишем. Карбонатный флиш сложен мергелистыми известняками, мергелями с прослойями глинистых сланцев, песчаников, редко конгломератов. В составе карбонатно-терригенного флиша преобладают глинистые и мергелистые сланцы, чередующиеся с тонкими прослойками песчаников, мергелей, известняков. Породы эти ин-

тенсивно дислоцированы. Они собраны в изоклинальные складки, опрокинутые на юг, осложненные многочисленными разломами и надвигами с перемещением на юг.

В зоне гипергенеза, приуроченной к зоне региональной трещиноватости, развиты пресные воды с минерализацией 0,3—0,7 г/л гидрокарбонатного кальциевого, реже натриево-кальциевого состава. Особенностью газового состава вод этой зоны является частое насыщение их углекислотой, поднимающейся по разломам из более глубоких частей разреза.

В зоне катагенеза, охарактеризованной до глубин 500—600 м, развиты воды с минерализацией до 35—38 г/л. При этом закономерного изменения минерализации в пределах формации по площади и разрезу не наблюдается, сохраняется лишь тенденция некоторого увеличения минерализации с глубиной. Состав вод хлоридно-гидрокарбонатный, реже гидрокарбонатно-хлоридный натриевый, реже кальциево-натриевый. В небольших концентрациях в водах постоянно присутствуют: иод (до 0,2 мг/л) и бром (до 0,01 г/л). Характерной особенностью является наличие в них гидрокарбонатов натрия и, часто в повышенных концентрациях (до 0,5 г/л), бора. В составе газов преобладает углекислота (до 85—98%), в небольших количествах присутствуют азот, метан, иногда сероводород. Воды в зоне катагенеза представляют собой метаморфизованные седиментогенные воды бассейна осадконакопления пород флишевой формации, смешанные с инфильтраторными и метаморфогенными водами. Ряд элементов в солевом составе (бор и др.) вместе с углекислотой могли прийти из более глубоких частей разреза подстилающих формаций.

§ 6. ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СИЛЬНО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ, С ВЛИЯНИЕМ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Известняково-мергельно-глинистая формация позднего мела фундамента Закарпатской впадины

Данная формация (рис. 21) представлена в основном аргиллитами, мергелями, известняками, реже алевролитами и песчаниками общей мощностью до 1,5 км и более. Породы собраны в относительно узкие, наклоненные на северо-восток складки (углы падения, измеренные по кернам, изменяются от единиц градусов до 85—90°) и разбиты сетью разрывных нарушений на отдельные блоки, они часто осложнены развитием крупных надвигов. Перекрыта рассматриваемая формация мощной соленосной толщей миоцена, залегающей на ней с резким угловым несогласием.

В зоне катагенеза формация характеризуется преимущественным развитием хлоридных натриевых, кальциево-натриевых рассолов с минерализацией 45—190 г/л. На северо-западе впадины (Залуж, Иршава, Сокирница) на глубинах 1,6—3,2 км наблюдаются крепкие рассолы с минерализацией 160—190 г/л. Состав этих рассолов хлоридный натриевый. Коэффициент $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}}$ в них варьирует в пределах 0,95—0,99. Содержание иода

в этих рассолах составляет 0,009—0,017, бора 0,06—0,2 г/л, а количество брома не превышает 0,1 г/л. Коэффициент $\text{Cl}/\text{Br} = 1000 \div 4000$. В восточной части впадины (Теребля) характер рассолов, вскрытых на глубинах 2—4 км, несколько иной. Это хлоридные кальциево-натриевые (кальция до 20%) слабые рассолы с минерализацией 45—70 г/л. Содержание брома в них также невелико и не превышает 0,05 г/л, количество иода изменяется в пределах до 0,015 г/л, а бора возрастает до 0,3 г/л. При тех же значениях коэффициента Cl/Br (800—2000), что и в высококонцентрированных рассолах, коэффициент $\text{rNa}/\text{rCl} = 0,82 \div 0,85$. Породы рассматриваемой формации накапливались в морском бассейне с соленостью около 35 г/л. Наблюдаемые в формации рассолы, судя по солевому составу, значениям коэффициентов rNa/rCl и Cl/Br , представляют собой в основном рассолы, связанные с процессами выщелачивания соленосных отложений, вероятно, неогенового возраста и затем мигрировавшие в меловые отложения под действием сил гравитации.

Г л а в а 4

ГИДРОГЕОХИМИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Галогенные формации по сравнению с другими осадочными формациями пользуются относительно ограниченным распространением. По данным А. Б. Ронова [59], их количество составляет в среднем всего лишь 1% от общего объема ($639 \cdot 10^6 \text{ km}^3$) фанерозойских осадочных и вулканогенных формаций. При этом в пределах платформ они развиты более широко — в среднем 2,8%, а в Северной Америке — 6,3% (от общего объема формаций). В геосинклинальных областях соленосные формации составляют около 0,3% (от общего объема формаций). Но, несмотря на свое относительно ограниченное развитие, галогенные формации оказывают огромное влияние на гидрогеохимию других осадочных, а также вулканогенных формаций, залегающих как ниже по разрезу, так и перекрывающих галогенные отложения.

§ 1. ФОРМАЦИИ, ДИАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ

Территенно-ангидрито-галититовая формация мiocена Красного моря

Эта формация изучена в скв. 225, 227 и 228 (рис. 25), пройденных с корабля «Гломар Челленджер».

В скв. 225 галогенные образования мицена пройдены в интервале 176—230 м (забой). Они представлены чередованием пластов ангидрита и галита с подчиненными прослоями черных пиритоносных доломито-алевритистых глин и серых глинистых гипсоносных доломитов. В пиритоносных глинах содержание пирита достигает 10—20%. В скв. 227 миоценовые галогенные образования вскрыты в интервале 226—359 м. Они сложены в основном галитом, мощность отдельных пластов которого достигает 15—20 м.

ТАБЛИЦА 14

**Химический состав подземных вод, г/кг,
галогенических формаций, диагенетически измененных**

Компоненты	1	2	3	4	5	6
<i>M</i>	170,1	250,4	257,8	318,1	182,4	283,9
K ⁺	0,79	1,52	1,42	8,6	—	—
Na ⁺	62,9	93	63,69	22,15	49,6	71,1
Mg ²⁺	1,73	2,16	21,23	57,57	11,9	23,4
Ca ²⁺	0,95	0,68	—	—	Следы	Следы
Cl ⁻	104	153,3	132	150,9	83,6	145,5
Br ⁻	—	0,174	—	—	—	—
SO ₄ ²⁻	—	4,3	39,02	77,33	36,2	43,6
HCO ₃ ⁻	0,04	0,06	—	—	1,1	0,4
pH	7	—	—	—	—	—

Приложение. 1—2 — Красное море (скв. 225) [81]; 1 — гл. 196 м (N_I), 2 — гл. 212 м, белый галито-ангидрит и включения ангидрита (N_I); 3 — 6 — зал. Карабогаз-Гол [29 и др.]: 3 — Чагала, скв. 23, первый рассольный горизонт (Q_{III}), 4 — Чагала, скв. 28, первый рассольный горизонт (Q_{III}), 5 — Кургузульская бухта, скв. 306, гл. 8 м, второй горизонт (Q_{III}), 6 — Сартасская бухта, скв. 106, гл. 12 м, второй горизонт (Q_{III}).

Пласти галита чередуются с пластами ангидрита и черных глинистых сланцев. В сланцах содержание пирита достигает 5—10%. Следует отметить, что галогенные образования здесь дислоцированы, углы падения их достигают 40—60°. В скв. 228 галогенные миоценовые образования пройдены в интервале 287—325 м (забой). Они представлены здесь чередованием пластов ангидритов и темно-серых (до черных) алевритов. Местами ангидриты брекчиивидные с алевритовым цементом. Встречаются пласти ангидритов, обогащенные пиритом. Черные алевриты часто содержат прожилки и включения ангидрита, а также отдельные кристаллы сфалерита. Для черных алевритов характерны высокие (до 1—2%) содержания органического углерода.

Поровые воды в миоценовых галогенических отложениях в разрезах скв. 225, 227 и 228 обладают довольно разнообразным составом (табл. 14). В скв. 225 и 228 они представляют собой рассолы с минерализацией от 138 до 250 г/кг, в составе которых преобладают хлориды натрия. Концентрации калия в них не превышают 1,5 (обычно до 0,4—0,8), магния 2,1 г/кг. Характерны для них также относительно низкие содержания кальция (0,7—3,1 г/кг), уменьшающиеся при возрастании общей минерализации. Вместе с тем содержание сульфат-иона в этих рассолах довольно высокое — до 2,5—4,3 г/кг. Важно отметить относительно низкие (до 0,1—0,17 г/кг) концентрации брома в этих рассолах. Отношение Cl/Br в них составляет 900—1100, а это наряду с другими гидрохимическими показателями (преобладание в составе рассолов хлоридов натрия, $\text{gNa/gCl} = 0,9$ и др.) указывает на то, что данные рассолы формируются в результате процессов выщелачивания каменной соли, вероятнее всего, седиментогенными водами (с минерализацией до 30—40 г/кг) морского типа, мигрирующими из нижележащих терригенных и карбонатных толщ раннего миоцена и более древнего возраста. Концентрации в этих хлоридных натриевых рассолах составляют, мг/кг: бора 5—6,

лития 2—27, стронция до 50—104. Следует отметить довольно высокие содержания в рассолах цинка — до 4,6, никеля — до 5 и меди — до 0,8 мг/кг. Температура поровых вод в скв. 225 составляет 30, в скв. 228 — 30—40° С.

В скв. 227 в миоценовых галогенных образованиях вскрыты рассолы с минерализацией 250—257 г/кг хлоридного кальциево-магниево-натриевого состава. Эти рассолы резко отличаются по составу от охарактеризованных выше рассолов миоценовых отложений скв. 225 и 228. Содержание магния в них достигает 12,6—16,8, кальция — 4,9—6,7 г/кг. Эти особенности состава рассолов указывают, скорее всего, на их седиментационное происхождение. В пользу этого свидетельствуют и относительно повышенные содержания в рассолах бора (до 0,07 г/кг) и лития (до 0,01 г/кг). Температура этих рассолов в скв. 227 составляет 30—40° С.

Таким образом, имеющиеся данные устанавливают наличие разных типов рассолов в галогенной формации миоцена Каспийского моря.

Астраханит-глауберит-галититовая формация четвертичного возраста зал. Кара-Богаз-Гол

Эта формация (рис. 31, 32) сложена толщей переслаивающихся пластов солей (галита, глауберита, астраханита) и карбонатно-гипсовых илов и гипсовых песков общей мощностью 30—40 м и более, представляющих собой донные отложения зал. Кара-Богаз-Гол. Этот залив соединяется с Каспийским морем проливом протяженностью 10,5 км и шириной 100—150 м. В 1930 г. площадь залива составляла 18 тыс. км², а максимальная глубина достигала в нем 13 м, в настоящее время площадь залива 10,5 тыс. км², а глубина не превышает 3,6 м. Около 7,5 тыс. км² бывшей акватории залива представляет собой соляную засуху, широкой (до 30—50 км) полосой обрамляющую современную акваторию залива. Морская вода, поступая в залив, растекается по поверхности придонной рапы, постепенно испаряется, концентрируется и смешивается с придонными рассолами. По составу поверхности рапы в акватории Кара-Богаз-Гола выделяются три основные зоны.

1. **Зона смешения**, располагающаяся в западной части залива, характеризуется осаждением карбонатов кальция, магния и гипса. В пределах этой зоны происходит постепенное возрастание минерализации поступающих морских вод от 15 до 270 г/кг при продвижении их от бортовой части в глубь зоны. В данном слое повсеместно развиты рассолы сульфато-хлоридного магниево-натриевого состава с минерализацией от 140—200 до 280—285 г/кг.

2. **Центральная зона** залива, в которую морская вода поступает очень медленно, характеризуется тем, что концентрация и состав рассолов здесь довольно выдержаны: минерализация их равна 280—300 г/кг; в их составе среди анионов преобладают хлориды (75%-экв), среди катионов — натрий и магний. В этой зоне наблюдается сейчас в основном садка гипса и глауберита.

3. **Прибрежная зона**, занимающая восточную часть залива, характеризуется поверхными рассолами с минерализацией 295—300 г/кг и более, из которых осуществляется садка галита.

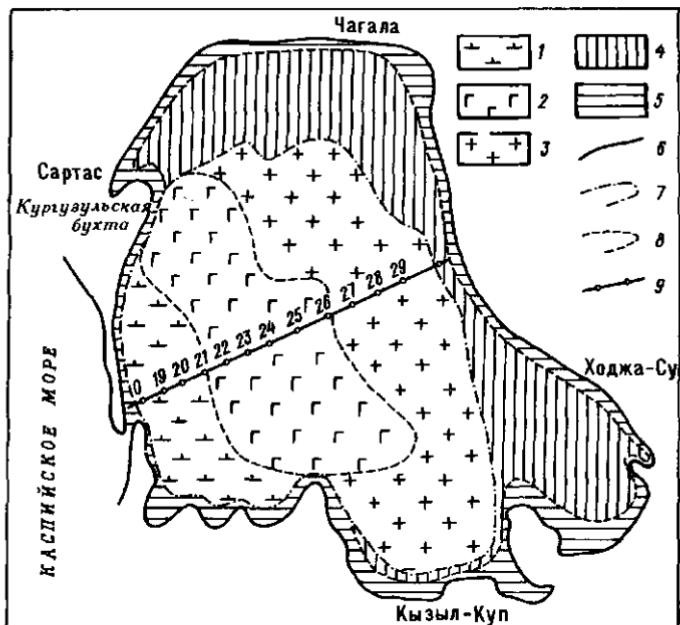


Рис. 31. Схема зональности рассолов залива и засухи Кара-Богаз-Гола [Дзенс-Литовский А. И., Васильев Г. А., 1961 г.]

1—3 — гидрохимические зоны акватории; 4 — смешения, 2 — центральная, 3 — прибрежная; 4—5 — гидрохимические зоны засухи; 4 — внутренняя, 5 — внешняя; 6—8 — границы; 6 — коренного берега, 7 — акватории, 8 — гидрохимических зон; 9 — станции опробования.

Концентрация калия в поверхностных рассолах Кара-Богаз-Гола достигает 4—5, брома — 0,3—0,5 г/кг. На территории засухи (поверхности бывшего дна залива) на севере и востоке выходят на поверхность соляные отложения (галит, астраханит, эпсомит), а на западе и юго-востоке — карбонатно-гипсовые образования. Скважинами в пределах засухи (вдоль северного и восточного побережья) кроме верхнего (I) соляного пласта, выходящего на диевую поверхность, вскрыты три погребенных соляных пласта, насыщенные межкристальными рассолами и разделенные пластами гипсово-карбонатных илов и гипсовых песков.

Верхний (I) соляной пласт, сложенный галитом, астраханитом, эпсомитом, имеет мощность до 1,5—5, местами до 6—15 м и распространен на обширной территории (около 15 тыс. км²). Он прослеживается помимо территории засухи также и в акватории залива в прибрежной и центральной зонах. Верхний соляной пласт имеет пористость около 10% и пропитан межкристальной рапой. Средний коэффициент фильтрации его около 120 м/сут. Минерализация межкристальных рассолов достигает 300—318 г/кг, среди анионов преобладает хлор (70%-экв), среди катионов — магний (70—80%-экв). В летнее время из рапы верхнего пласта кристаллизуется галит в смеси с эпсомитом. В осенне-зимний период при понижении температуры из этой рапы выпадает в осадок эпсомит. Эти процессы приводят к уменьшению пористости верхнего соляного пласта. Рас-

Возраст	Породы	Мощность, м	Интенсивность солености	Пористость, %	Состав рассолов				
					M, г/кг	Преобладающие компоненты	K, г/кг	Bt, г/кг	СЛ/Вт
Q _{IV}	1	до 3-5			от 15-30 до 280-305	Cl (SO ₄) Na(Mg)	до 4-5	до 0,5-0,5	280-380
Q _{IV} pk ₁	2	до 15-40	I	10	180-310	Cl (SO ₄) Mg(Na)	до 8-10	до 0,8-1,	120-200
Q _{IV} pk ₁	3	4-5							
Q _{IV} hv ₁	4	до 10-20	II	22-34	180-310	Cl (SO ₄) Na(Mg)			
Q _{IV} hv ₂	5	4-6							
	6	до 5-24	III	16-26	270-300	Cl (SO ₄) Na(Mg)			
Q _{IV} hv ₃	7	4-6							
	8	3(?)							

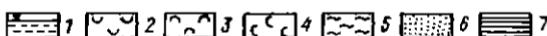


Рис. 32. Сводный гидрохимический разрез галогенной формации Кара-Богаз-Гола [Дзэнс-Литовский А. И., 1975 г.; и др.].

1 — поверхность пала; 2 — галит, астраханит, эвномит, под рассолами в центральной и западной частях стауберита и гипс; 3 — галит, стауберит; 4 — галит, стауберит, астраханит; 5 — гипсово-карбонатные илы; 6 — гипсовые пески; 7 — известковистые глины.

солы I соляного пласта (табл. 14) характеризуются довольно высокими (до 0,7—1,1 г/кг) концентрациями брома и калия (до 8—10 г/кг). Однако в зоне выклинивания пласта, во внешней зоне засухи, содержание брома резко снижается до 0,1—0,2 г/кг. По мнению В. П. Федина [1972 г.], это обусловлено воздействием на соляной пласт грунтовых и поверхностных вод, при котором равновесные с соляной породой рассолы вытесняются во внутреннюю зону, а их место занимают рассолы выщелачивания, обедненные бромом и другими компонентами.

Нижележащий погребенный (II) соляной пласт залегает на отметках —38—44 м и отделяется от I соляного пласта гипсово-карбонатными илами мощностью до 4—6 м. II соляной пласт сложен в основном галитом, стауберитом, гипсом, реже астраханитом. Мощность его колеблется от 1 до 20 м. Площадь его распространения около 10 тыс. км². Пористость высокая — 22—34%. Он повсеместно насыщен высококонцентрированными (с минерализацией в основном 260—300 г/кг) рассолами сульфатно-хлоридного магниево-натриевого состава. Рассолы II пласта обладают на-

пором (от 4 до 9 м), пьезометрическая поверхность которого располагается близ поверхности земли.

Третий (III) соляной пласт развит в северных и восточных частях Кара-Богаз-Гола на площади около 850—860 км². Он залегает на отметках —42—52 м и отделяется от II соляного пласта толщей гипсово-карбонатных илов мощностью от 1,5 до 6 м. Мощность III соляного пласта колеблется от 5 до 24 м. Сложен он в основном галитом и астраханитом. Пористость его составляет в среднем 16—26%. Рассолы, содержащиеся в III пласте, обладают минерализацией 270—300 г/кг, состав их сульфатно-хлоридный магниево-натриевый. (Четвертый (IV) соляной пласт установлен в северо-западной части побережья Кара-Богаз-Гола. Мощность его около 3 м, сложен он галитом, астраханитом, мирабилитом. Рассолы IV пласта не изучались).

Соленоисные отложения Кара-Богаз-Гола подстилаются известковистыми глинами раних валынского возраста ($Q_{II}hv_1$), накапливавшимися в морских (озерных) бассейнах пониженной солености типа современного Каспийского моря. Чередование в разрезе галогениной четвертичной формации Кара-Богаз-Гола соленоисных отложений и гипсово-карбонатных илов отражает трансгрессии и регрессии Каспия, связанные с колебаниями его уровня. Для данной формации характерны в целом незначительные постседиментационные преобразования захороненных с солями седиментогенных рассолов. Состав их в общем мало отличается от состава поверхностных приодийных рассолов.

§ 2. ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ

Терригенная ангидрито-гипсовая пестроцветная молассовая формация олигоцена—миоцена Ферганской впадины

Эта формация (рис. 8) представлена образованиями массагетской серии общей мощностью до 1,5—1,7 км. Нижняя часть формации сложена кирпично-красными глинами с прослоями песчаников, алевролитов, мергелей, гипсов. В верхней части разреза преобладают бледно-розовые конгломераты, переслаивающиеся с песчаниками, глинами, мергелями, местами содержащие пласты гипса (ангидрита). В северо-западной части Ферганской впадины в разрезе формации встречаются пласты каменистой соли. Описываемая формация P_3-N_1 подстилается терригенно-карбонатными ангидрито-гипсовыми толщами палеогена и перекрывается терригеническими континентальными образованиями бактрийского комплекса плиоцена. Залегают породы описываемой формации в целом довольно полого, будучи осложнены в основании брахиантклинальными складками. Местами (особенно в краевых частях впадины) эти складки интенсивно разбиты разломами.

В рассматриваемой формации в зоне катагенеза развиты в основном соленые и рассольные воды хлоридного состава с минерализацией

до 100—110 г/л [24, т. 38; 69]. На северо-западе Ферганской впадины, где в разрезе формации появляются пласти и линзы галита, минерализация рассолов возрастает до 235 г/л (Тузлук). Состав рассольных и соленых вод формации хлоридный натривый и кальциево-натривый (рис. 8). Газовый состав вод в основном метановый. Обращают на себя внимание относительно повышенные содержания в водах формации нода (0,02—0,05 г/л) и вместе с тем интенсивные содержания брома (до 0,06—0,1 г/л). Отношение Cl/Br в этих водах находится в пределах 600—9000 и более при значениях gNa/gCl , равных 0,67—0,92. Следует отметить, что в водах формации местами на глубинах свыше 3 км обнаружены довольно высокие содержания бора (HBO_2 до 0,4 г/л).

Накопление пород описываемой формации происходило в межгорной долине в условиях аридного климата. При этом в ходе процессов солончакового (и солонцового) почвообразования происходило накопление в породах гипса и галита, которые затем выщелачивались и выносились буждающими водными потоками на запад впадины, где в это время существовали полупроточные и бессточные озера, в которых накапливались пелитовые осадки и соли [17].

Гидрохимические и палеогеографические данные показывают, что вскрытые в настоящее время в зоне катагенеза соленые и рассольные воды в формации P_3-N_1 Ферганской впадины являются в основе своей седиментогенными и связаны с процессами континентального галогенеза. По-видимому, лишь этим можно объяснить наличие в формации рассолов, резко обедненных бромом.

Карбонатно-терригенная ангидрито-гипсовая пестроцветная формация палеогена Ферганской впадины

Названная формация (рис. 8) сложена зеленовато-красноцветными глинами, песчаниками, алевролитами, часто загипсованными, с прослойями известняков (реже доломитов), мергелей, гипсов (ангидритов) общей мощностью от 100 до 625 м [17]. Залегает эта формация на карбонатно-терригенных ангидрито-гипсоносных толщах верхнего мела (реже более древних отложений) и перекрывается мощной толщей пестроцветных терригенных ангидрито-гипсоносных моласс олигоцена—миоценена. В центральной части впадины, судя по материалам бурения, отложения P_{1-2} залегают довольно полого. По периферии впадины эти отложения слагают антиклинальные кунстообразно расположенные складки, осложненные разломами.

В зоне катагенеза на глубинах до 3,5 км в данной формации развиты в основном рассолы с минерализацией до 200 г/л, а на отдельных структурах (Тузлук, Палванташ и др.) до 300 г/л и более [24, т. 38; 69]. Для рассолов характерен метановый, реже азотно-метановый хлоридный натривый, кальциево-натривый состав. Количество сульфат-иона в них в среднем не превышает 1—1,4, лишь в отдельных случаях увеличивается до 10—13,5 г/л. Содержание брома в них обычно колеблется от 0,001—0,002 до 0,2, реже возрастает до 0,4—0,7 г/л (Палванташ, Кызылалты и др.); коэффициент

Cl/Br при этом изменяется в пределах 100—1000 и более. Содержание иода в рассолах обычно составляет 0,005—0,02, реже возрастает до 0,03—0,07 г/л. Концентрация аммония чаще 0,02—0,06, местами до 0,3—0,5 г/л.

Наряду с рассолами в формации развиты соленые преимущественно хлоридные (реже сульфатно-хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные) натриевые и кальциево-натриевые воды с содержанием иода до 0,003 и брома до 0,005 г/л. Приурочены эти воды обычно к тектонически нарушенным частям раскрытых антиклинальных структур и вскрываются на глубинах до 500—600 м.

Характерной особенностью рассолов (и соленых вод) данной формации является частое наличие в них сероводорода. Концентрация сероводорода колеблется от 0,02—0,05 до 0,6—0,9, даже до 1,5 г/л. При этом в соленых водах содержание сероводорода редко превышает 0,15—0,2 г/л, в рассолах же достигает 0,5—0,6 г/л и более [69]. Наличие высокой концентрации сероводорода, по-видимому, связано с процессами метасоматического замещения сульфатов в горных породах, переходом сульфатов в водную фазу и явлениями анаэробной сульфатредукции. В целом же рассольные и соленые воды описываемой формации являются в основном седimentогенными.

Известняково-доломитовая ангидрито-гипсовая формация поздней юры Предкарпатского прогиба

В западной части Внешней зоны Предкарпатского прогиба данная формация (рис. 26) сложена разнообразными известняками, доломитами, местами с прослойями ангидритов. В верхней части формации преобладаютoolитовые, органогенно-обломочные, пелитоморфные известняки. В нижней части — это окремнелые доломитизированные известняки, которые часто переходят в спонголиты, а также рифовые доломитизированные известняки и доломиты. Местами в нижней части формации прослеживаются прослои ангидритов (участок Северные Медыниччи — Кадобна). В карбонатных породах формации довольно часто встречаются прожилки и гнезда гипса (ангидрита). Количество их возрастает с севера-запада на юго-восток. В отдельных пунктах (Северные Медыниччи, Рудки и др.) в карбонатных породах отмечается повышенное содержание (до 0,7%) бора. Содержание битумов в формации в целом невелико (0,005—0,1%). Кровля верхне-юрских отложений вскрывается на глубинах от 1,2—1,3 до 1,6 км. Перекрываются породы формации на юго-востоке западной части Внешней зоны терригенно-карбонатными породами верхнего мела, на северо-западе — сульфатно-терригенными образованиями тиасской свиты (N_1t_1). Залегает формация на сильно дислоцированных метаморфизованных терригенных породах палеозоя. Пористость пород, как правило, не превышает 8—10%.

Накопление пород формации происходило в мелководном морском бассейне, сменявшемся периодически лагунным, с соответствующим изменением солености бассейна от нормальной морской до несколько повышенной.

В пределах рассматриваемого района в формации в зоне катагенеза развиты рассольные воды с минерализацией 90—180 г/л. Состав рассолов

хлоридный натриевый, реже кальциево-натриевый. Состав растворенных газов в основном метановый. Содержание гидрокарбонат-иона в рассолах не превышает обычно 0,3 г/л. Вместе с тем обращает на себя внимание относительно повышенное содержание в них сульфат-иона (до 2,7 г/л) [24, т. 7]. Коэффициент $r\text{Na}/r\text{Cl}$ изменяется в основном в пределах 0,7—0,8, редко достигает 0,96. Коэффициент Cl/Br , как правило, колеблется от 250 до 310 (редко более).

Имеющиеся данные показывают, что рассолы описываемой формации в основном седиментогенные и представляют собой видоизмененные нловые воды верхнеюрских осадков. На крайнем северо-западе района, в пределах профиля, возможна частичная миграция рассолов в верхнеюрскую формацию из вышележащей соленосной формации нижнего тортона ($N_1 t_1$) в диагенетическую стадию ее развития.

Карбонатная ангидрито-галитовая формация раннего кембрия Ангарской синеклизы Сибирской платформы

Эта формация (рис. 19) представлена сложно построенным чередованием пластов каменной соли, ангидритов, доломито-ангидритов, доломитов общей мощностью до 2—2,2 км. Она перекрыта обычно красноцветной карбонатно-терригенной сульфатоносной формацией (верхнеленской) среднего—верхнего кембрия. Лишь в южной части синеклизы местами галогенная нижнекембрейская формация выходит на дневную поверхность или перекрыта соленосной лимнической формацией юрского возраста. В восточной части синеклизы кровля галогенной нижнекембрейской формации погружена на глубины до 1,5—2 км. Подстилается она красноцветной терригенно-карбонатной сульфатоносной формацией нижнего кембрия (средне- и верхнемотская свиты). Залегает галогенная нижнекембрейская формация во внутренней части Ангарской синеклизы в целом довольно полого (углы падения до 2—5°), будучи осложнена крупными велообразными поднятиями, объединяющими многочисленные обычно кулисообразно расположенные антиклинали и купола, часто с отчетливым проявлением соляно-купольной тектоники и зонами крупных новейших разломов.

Верхние части разреза формации, залегающие обычно до глубин 0,2—0,3 км, а в зонах новейших разломов до 0,8—1 км, находятся в пределах современной зоны гипергенеза. Большая часть разреза формации находится в зоне катагенеза и характеризуется разнообразными постседиментационными диа- и катагенетическими изменениями пород [Писарчик Я. К., 1963 г.; и др.]. К основным наиболее распространенным диагенетическим минералам принадлежат доломит, а также кварц, ангидрит и пирит. Наиболее уверенно раннедиагенетический генезис доломитов устанавливается для их пятнистых и полосчато-пятнистых разностей, пользующихся довольно широким развитием. В стадию катагенеза активно протекали процессы перекристаллизации минералов (каменная соль почти полностью перекристаллизована), а также кальцитизация, сульфатизация, окремнения, засолонения и др. Наиболее полно они изучены в горизонтах доломитов и доломито-ангидритов (реже известняков), залегающих среди пластов каменной

соли и обладающих относительно повышенными коллекторскими свойствами. Мощность этих горизонтов колебается обычно от 10—20 до 50—100 м. Открытая межзерновая пористость пород этих горизонтов меняется обычно в пределах от 0,1—0,2 до 3—5%, а межзерновая проницаемость, как правило, не превышает единиц миллидарс. Вместе с тем трещинная проницаемость этих горизонтов в среднем исчисляется от 10 до 80 мД, что свидетельствует о том, что полученные притоки вод, нефти и газа из этих горизонтов связаны с трещинными коллекторами. Установлены проявления глубинного карста в этих горизонтах. Диаметр отдельных каверн обычно от 0,03 до 2—5, реже до 10—15 см. Каверны в большинстве своем заполнены вторичными минералами: галитом, а также кальцитом, ангидритом и битуминозным веществом.

В верхних частях разреза формации (до глубин 0,2—0,3 км и более) породы подвержены разнообразным интенсивным как современным, так и более древним (доюрским) гипергенным изменениям, в частности выщелачиванию, десульфатизации, доломитизации, раздоломничанию, кальцинизации, гидратации ангидрита и др. Особенно интенсивно и глубоко эти гипергенные процессы происходят в зонах крупных разломов. Так, в районе Жигалова в своде Кузнецковской антиклинали, разбитой разломами, полная гидратация ангидрита отмечается местами даже на глубине 850 м. В приповерхностных частях кембрийской галогенной формации широко протекают карстовые процессы.

Подземные воды формации в зоне гипергенеза отличаются большим разнообразием. К наиболее промытым закарстованным толщам приурочены воды гидрокарбонатного состава. В породах, содержащих пласти гипса (ангидрита), формируются воды в основном сульфатного кальциевого, а также хлоридно-сульфатного натрено-кальциевого состава с минерализацией до 2—3 г/кг (реже до 4—5 г/кг и более). Газовый состав гидрокарбонатных и сульфатных вод обычно кислородно-азотный. Довольно широко распространены в зоне гипергенеза опиываемой формации соленые и рассольные воды хлоридного состава, формирующиеся в результате выщелачивания и растворения каменной соли. Минерализация их колеблется от 1—2 до 200—270 г/кг. В зонах новейших разломов эти воды распространены до глубин 0,8—1 км и более. Они образуют в соленосной толще трещинно-жильные гидродинамические системы, не связанные с пластовыми скоплениями рассолов в соленосной толще [5]. Эти хлоридные натрено-воды характеризуются коэффициентами Cl/Br более 1000—3000 и $\text{Na}/\text{Cl} = 0,98 \div 0,99$, что свидетельствует о формировании их путем выщелачивания (растворения) каменной соли. Газовый состав этих соленых и рассольных вод азотный с отношением He/Ar от 0,001 до 0,04—0,05 и более. Довольно часто в них содержится сероводород в количествах от 1—5 до 10—20 мг/кг (реже до 50—60 мг/кг и более).

В зоне катагенеза межсолевые рассолы, залегающие в горизонтах доломитов и доломито-ангидритов, имеют хлоридный кальциевый и кальциево-натрено-воды (редко магниево-кальциевый) состав, а минерализация их колеблется обычно от 260—280 до 350—400 г/кг (табл. 15). Обращают на себя внимание весьма высокие концентрации в этих рассолах брома (до 5—6 г/кг), стронция (до 5—7 г/кг), калия (до 15—20 г/кг). Коэффициенты

ТАБЛИЦА 15

Химический состав подземных вод, г/кг, галогенных формаций, катагенетически измененных и слабо дислоцированных

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>M</i>	283	258	264,7	442,9	372,3	389,1	344,8	251,3
<i>K</i> ⁺	59,3	55,7	55,9	16	5,2	8,99	15,21	3,13
<i>Na</i> ⁺				8,6	18,2	4,07	3,46	67,99
<i>Mg</i> ²⁺	4,1	4,4	5	14,83	28,47	12,42	28,79	3,57
<i>Ca</i> ²⁺	41,8	36	37,2	119,02	72,19	108,5	65,85	19,89
<i>Cl</i> ⁻	177,4	162,2	166,6	277,34	238,23	243,2	220,3	153,6
<i>Bg</i> ⁻	1,97	1,27	1,37	—	—	6,15	5,09	1,45
<i>I</i> ⁻	0,01	0,01	0,017	—	—	—	0,02	0,001
<i>SO</i> ₄ ²⁻	0,08	0,13	Не обн.	6,3	8,88	0,001	0,001	0,268
<i>HCO</i> ₃ ⁻	Не обн.	0,01	»	0,78	0,53	0,115	Не обн.	Не обн.

Приложение. 1—3 — Волго-Уральская антиклиналь [Кротова В. А., 1956, 1962 гг.; Богомолов Г. В., Герасимов В. Т., Зайдельсон М. И. и др., 1967 г., и др.]; 1 — Кинель — Черкассы скв. 22, гл. 2781—2784 м (D_3), 2 — Яблоневый овраг, скв. 100, гл. 1619—1635 м (D_2), 3 — Зольный овраг, скв. б, гл. 1749—1810 м (D_2'); 4—5 — поровые воды Старобинского месторождения (Пряпильская впадина) [Затенацкая Н. П., 1974 г.]: 4 — скв. 238, гл. 707 м (D_3), 5 — скв. 238, гл. 701 м (D_3); 6—8 — Ангарская синеклиза [6]: 6 — Тыретьская скв. 6, гл. 1675—1730 м (E_1), кроме того, мг/кг: Sr — 4360, NH₄ — 0,9, HBO₂ — 0,251, H₂S — 0,4; 7 — Шелонинская скв. 2-б, гл. 470—530 м (E_1), кроме того, мг/кг: Sr — 3370, Cs — 0,001, Rb — 0,015, Mn — 0,03, HBO₂ — 1,76; pH — 5,3; 8 — Тулунская скв. 1-О, гл. 2775—2784 м (E_{1mot}), кроме того, мг/кг: Sr — 1300, Rb — 0,001, Mn — 0,1; pH — 3.

Cl/Bg в них равны 30—80 и гNa/gCl — 0,2—0,6. Газовый состав этих растворов в основном углеводородный (метанового ряда). В отдельных пунктах (Тыреть, Оса и др.) рассолы содержат сероводород в количествах до 2—3 г/кг. Наиболее широкое признание получили представления о их седиментогенном происхождении (И. К. Зайцев, М. Г. Валишко, Е. А. Басков и другие). При этом важнейшие процессы их формирования происходили в стадию седimentации галогенных пород (концентрирование морской воды до садки гипса, галита и т. п.; накопление высоких концентраций хлора, брома, натрия, магния и т. п.) и в стадию их диагенеза (накопление кальция, стронция и т. п.). В стадию диагенеза (частично, возможно, и в ранний катагенез) в описываемой формации, как это отмечено выше, широко протекали процессы доломитизации, в результате которых основная масса захороненных вместе с осадками маточных растворов сульфатно-хлоридного натриево-магниевого (или магниево-натриевого) состава преобразуется в хлоридные кальциево-натриевые и кальциевые рассолы. Магний при этом переходит в твердую фазу, а кальций и стронций интенсивно накапливаются в подземных растворах. Концентрация калия при этих изменениях состава растворов, вероятно, мало меняется. Л. Н. Капченко [1977 г.] в последнее время выдвинуто предположение о том, что накопление хлоридов кальция, сопровождавшееся садкой доломита, происходило довольно интенсивно еще в солеродном бассейне в процессе галогенеза. Вероятно, эти процессы имели место, и интенсивность их определяется, по-видимому, ролью осадочных доломитов в разрезе галогенных формаций. В описываемой формации, по мнению Н. А. Архангельской,

В. Н. Григорьева, К. К. Зеленова [2], резко преобладают доломиты, возникшие в стадию раннего диагенеза.

Терригенно-карбонатная ангидрито-галититовая калиевосная формация позднего девона Припятской впадины

Эта формация включает в себя (снизу вверх) доломито-ангидритовую, соленосную и глинисто-мергелистую свиты фамена общей мощностью до 800—1200 м. Формация залегает на терригенно-карбонатных образованиях задонско-елецкого горизонта фамена, а перекрывается терригенными морскими мезозойскими отложениями общей мощностью до 120—200 м. Хорошо изучена эта формация в районе Старобинского месторождения калийных солей. Здесь в составе доломито-ангидритовой свиты мощностью до 100—130 м преобладают доломиты, доломитизированные известняки, ангидриты. Соленосная свита сложена ритмично чередующимися слоями и пачками каменной соли и песчано-глинисто-мергелистых засоленных пород общей мощностью до 600—650 м. В соленосной свите на Старобинском месторождении установлено четыре горизонта калийных солей. Песчано-глинисто-мергелистые прослои в соленосной свите интенсивно разбиты трещинами (преимущественно вертикальными), выполнены галитом и гипсом. Образование этих трещин А. Е. Ходьковым связывается с разгрузкой седиментационных рассолов при уплотнении соленосной толщи. Глинисто-мергелистая свита представлена чередованием глин, аргиллитов, мергелей и реже доломитов общей мощностью до 500—560 м. В нижней части этой свиты встречается гипс, обычно в виде жильных образований; реже встречаются трещины, выполненные каменной солью. Особый интерес представляет наличие в нижней части глинисто-мергелистой свиты горизонтов с гематитовыми прослойками, находящихся на продолжении калиевосных горизонтов соленосной свиты. По мнению А. Е. Ходькова [74], эти гематитовые прослои фиксируют положение ранее существовавших калиевосных горизонтов в нижней части глинисто-мергелистой свиты, которая, таким образом, представляет собой кору выветривания соленосной толщи.

Подземные воды в верхних частях глинисто-мергелистой свиты на Старобинском месторождении пресные сульфатно-гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава; постепенно с глубиной они сменяются солеными (до 5—10 г/кг) водами хлоридно-сульфатного и сульфатно-хлоридного состава. В нижних частях разреза этой толщи содержатся, вероятно, рассолы хлоридного натриевого состава.

За пределами Старобинского месторождения, где песчано-глинисто-мергелистая свита фамена изолирована от влияния поверхностных современных факторов, на глубинах 650—740 м вскрыты хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 73—170 г/л, с весьма низкой концентрацией брома. Глубже (2,1—2,5 км) в центральных районах впадины в данной свите формации распространены хлоридные натриевые воды с минерализацией 227—370 г/л. Эти рассолы характеризуются низкими концентрациями кальция (до 3 г/л), магния (до 1 г/л), иода (0,1—3,2 мг/л), брома (6—320 мг/л), аммония (2—4 мг/л).

Соленосная свита формации в пределах Старобинского месторождения содержит высококонцентрированные хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией до 400 г/л, с весьма низкими концентрациями сульфат- и гидрокарбонат-иона и высоким содержанием калия. Близкие по своим показателям рассолы фиксируются в соленосной части формации и за пределами рассматриваемого месторождения. Так, по данным Г. В. Богомолова [1971 г.] и других исследователей, в песчано-алевролитовых и карбонатных прослоях соленосной части формации на глубинах более 1 км распространены кислые (рН 4,5–6,4) хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 246–335 г/л. Они содержат бром (77–2000 мг/л), иод (10,7–77 г/л), аммоний (0,4–607 мг/л). Характерные коэффициенты этих рассолов: $r\text{Na}/r\text{Cl} = 0,67 \div 0,90$, $\text{Cl}/\text{Br} = 140 \div 480$. Они в совокупности с другими геолого-гидрогеохимическими показателями подтверждают седimentогенный характер этих рассолов.

Отмеченные выше особенности изменения минерализации и солевого состава гравитационных вод рассматриваемой формации на Старобинском месторождении в определенной степени аналогичны их изменению и для поровых вод. Последние изучались Н. П. Затенацкой [1974 г.] в пределах месторождения на глубинах 200–760 м.

На глубинах 200–286 м (верхняя часть песчано-глинисто-мергельной свиты формации, охваченная современными гипергенными изменениями,— зона свободного водообмена) минерализация поровых вод растет от 0,6 до 26 г/л. Далее следует резкий скачок, и уже на глубине 412 и 428 м (зона древнего гипергенеза песчано-глинисто-мергельной свиты, по-видимому не затронутая процессами современного гипергенеза) минерализация поровых вод повышается соответственно до 151 и 308 г/л. Соответственно изменяется и солевой состав поровых вод: от смешанного гидрокарбонатного и сульфатного кальциевого и натриевого (интервал 196–260 м) через сульфатный натриевый (интервал 260–286 м) к хлоридному натриевому. В пределах соленосной свиты формации поровые воды, изученные в интервале 544–786 м, характеризуются хлоридным кальциевым составом и минерализацией 375–444 г/л (табл. 15).

В целом приведенные выше материалы о характере изменения по разрезу состава и минерализации гравитационных и поровых вод терригенно-карбонатной галититовой калиевоносной формации Старобинского месторождения Припятской впадины свидетельствуют о широком развитии в ее пределах (даже на небольших глубинах) седimentогенных высококонцентрированных рассолов, а на участке современного гипергенеза ее верхних горизонтов — вод, инфильтрогенных, смешанного солевого состава, пестрых по минерализации.

Карбонатная ангидрито-галититовая (местами калиевоносная) формация рианской перми Волго-Уральской антиклизы Русской платформы

Рассматриваемая формация в своей нижней (сакмаро-артинской) части сложена преимущественно известняками и доломитами, реже мергелями с прослойями ангидритов, гипсов и реже каменной соли. В верхней

части формации (Кунгурской) доминирующее значение имеют сульфатные отложения (гипсы, ангидриты), также широко развиты включения и прослон галита. В районах, прилегающих к Предуральскому прогибу, в строении формации участвуют мощные толщи каменных и калийных солей. Общая мощность формации изменяется от нескольких десятков метров до 300—500 м и достигает вблизи Предуральского прогиба 1000 м и более (рис. 33).

Вторичные изменения галогенных пород формации наиболее полно изучены на Верхнекамском калийном месторождении (В. А. Вахрамеева, В. Н. Дубинина, А. Е. Ходьков, М. А. Воронова и другие). Каменная соль формации здесь перекристаллизована, структура ее кристалло-зернистая, разнозернистая. Трещины в породах заполнены вторичным гипсом, пиритом, галитом, сильвинитом и карналлитом. Вторичный галит встречается в параменезисе с карналлитом. Широко развит крупнозернистый сильвинит, замещающий карналлит. По данным З. Н. Несмеловой [1959 г.], в кристаллах вторичного сильвинита в микроявлениях выявлены сероводород и тяжелые углеводороды.

Водоносными в пределах формации являются карбонатные породы, в различной степени трещиноватые, кавернозные и пористые. Галогенные слои кунгурского яруса практически безводны и являются региональным водоупором, отделяющим нижнепермскую формацию от верхнепермских континентальных.

В зоне катагенеза в формации широко распространены рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией 200—310 г/л. Отношение tNa/tCl изменяется в них в пределах 0,89—0,99, реже встречаются его значения 0,81—0,85. Для рассолов характерны относительно низкие содержания брома (66—319 мг/л), иода (до 3—5 мг/л). Отношение Cl/Br изменяется от 497 до 1734. Газовый состав рассолов метаново-азотный и азотно-метановый, на отдельных участках встречены азотные и сероводородо-углекислые газы. Для состава газов характерно относительно высокое содержание тяжелых углеводородов (до 18% и более) и низкое — гелия. Эти рассолы имеют смешанное, седиментационное и древнеинфилтратационное происхождение. В соленосных толщах местами вскрыты скопления рассолов сульфатно-хлоридного (и хлоридного) натриево-магниевого состава с минерализацией до 300—400 г/кг. Эти рассолы представляют собой малоизмененную маточную рапу пермских солеродных бассейнов.

На отдельных участках в формации вскрыты соленые хлоридные натриевые воды с минерализацией до 50 г/л. Отношение tNa/tCl изменяется от 0,73 до 0,97, коэффициент Cl/Br до 149. Судя по высокому содержанию брома (180 мг/л) и характерным коэффициентам, воды эти являются седиментогенными, не затронутыми процессами современной инфильтрации.

На участках неглубокого залегания нижнепермской формации в случае отсутствия водоупорных горизонтов кунгурского возраста породы затронуты процессами гипергенеза. На этих участках в формации вскрываются воды от пресных до солоноватых с минерализацией до 5 г/л и более. Состав пресных вод гидрокарбонатный кальциевый, реже натриевый, характерно высокое содержание сульфатных соединений (до 20%-экв и более). В составе

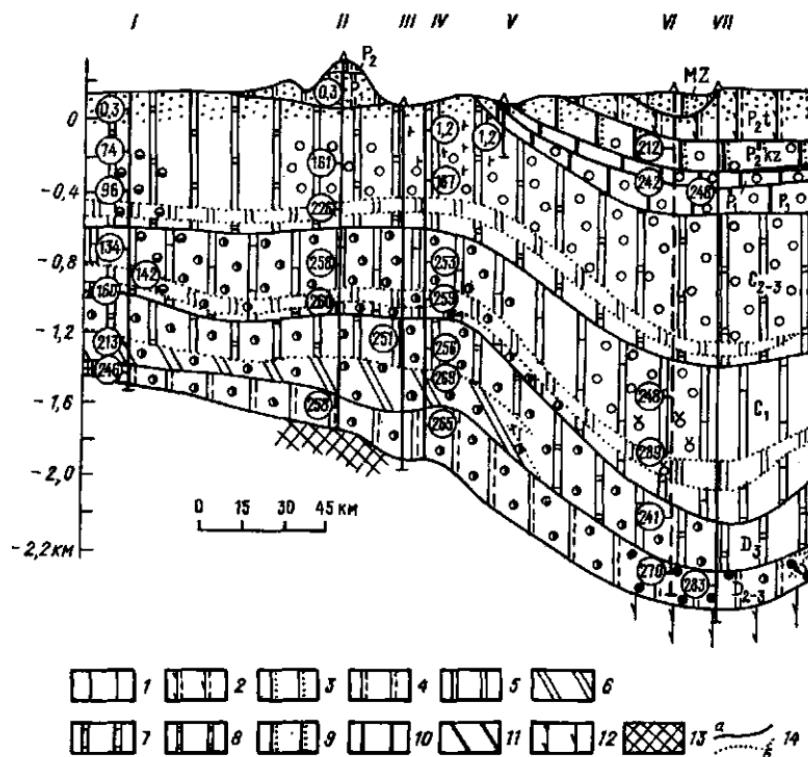
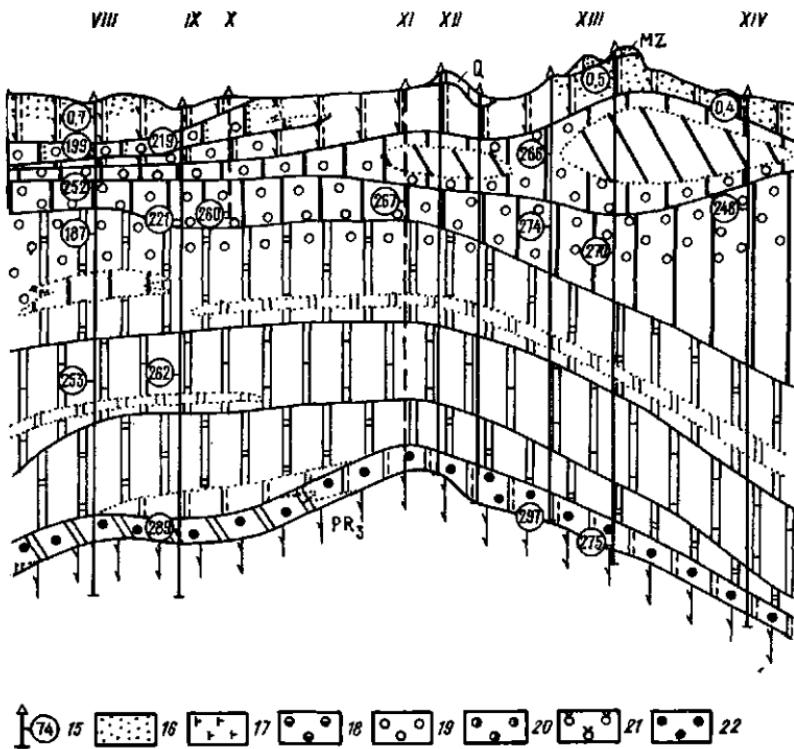


Рис. 33. Формационно-гидрогохимический профиль Волго-Уральской антиклизы Русской платформы по линии Сызрань — Бугуруслан — Ишимбай. Составила Л. Г. Учителева [1977 г.] по материалам Н. И. Сырицы, В. А. Кротовой, Т. П. Афанасьева, Б. В. Озолина.

Площади: I — Сызрань, II — Яблоневый овраг, III — Стрельный овраг, IV — Зольный овраг, V — Красная Глинка, VI — Мухоловская, VII — Кинель — Черкасская, VIII — Бугурусланская, IX — Султангуловская, X — Тарханы, XI — Шкаковская, XII — Азасовская, XIII — Стерлибашевская, XIV — Ишимбаевская.
I—19 — геологические формации: 1 — диагенетически измененная терригенная континентальная песчано-

Гидрогохимическая зона	<i>M</i> , г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав
16	До 1	$\text{HCO}_3(\text{Cl}, \text{SO}_4)$ — $\text{Na}(\text{Ca}, \text{Mg})$	$\text{N}_2(\text{O}_2)$
17	1—10	$\text{SO}_4(\text{Cl})$ — $\text{Na}(\text{Ca})$	$\text{N}_2(\text{O}_2)$
18	56—160	$\text{Cl}—\text{Na}$	
19	150—270	$\text{Cl}—\text{Na}$	$\text{N}_2(\text{CH}_4)$
20	200—270	$\text{Cl}—\text{Na}(\text{Ca})$	—
21	289	$\text{Cl}—\text{Na}$	—
22	270—300	$\text{Cl}—\text{Na}(\text{Ca})$	CH_4



глинистая, 2-11 — слабо катагенетически измененные и слабо дислоцированные (2 — терригенная континентальная песчано-глинистая красноцветная, местами ангидрито-гипсовые; 3 — терригенная континентальная и прибрежно-морская песчано-глинистая, 4 — терригенная морская и прибрежно-морская песчано-глинистая ангидрито-гипсовая, 5 — терригенная морская глинистая, 6 — терригенно-карбонатная ангидрито-гипсовая, 7 — карбонатная известняково-доломитовая, 8 — галогенная ангидрито-гипсовая карбонатная, 9 — галогенная ангидрито-гипсовая терригенно-карбонатная, 10 — галогенная, ангидрито-гипсовая, возможно, галититовая, карбонатная, 11 — галогенная галититовая карбонатная), 12 — сильно катагенетически измененная, местами метагенетически измененная, слабо дислоцированная терригенная песчано-глинистая красноцветная, 13 — изверженные и метаморфические; 14 — гравиции; а — стратиграфические и межформационные, б — межформационные; 15 — минерализация вод, г/кг.

rNa/rCl	Cl/Br	Br, мг/кг	I, мг/кг
---------	-------	-----------	----------

$> t$	$> t$	$> t$	$> t$
0.63—0.74	232—292	246—280	2—4
0.90—0.99	802—1576	54—186	1—5
0.53—0.85	395—700	400—1366	7—17
0.97	1041	167	2
0.52—0.61	90—140	1198—1968	10

солоноватых вод преобладают сульфаты кальция и натрия. Формирование вод формации на раскрытиях участках определяется поверхностными факторами и составом выщелачиваемых отложений нижнепермской формации.

§ 3. ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ, СИЛЬНО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ

Терригенная галититовая калиевосная молассовая формация миоцена Бориславо-Покутского и Скибового покровов Украинских Карпат

Данная формация сложена терригенными и галогенными образованиями воротыщенской серни и стебникской свиты общей мощностью до 2–3 км и более (рис. 22). Воротыщенская серня по литологическому составу достаточно четко разделяется на три свиты (снизу вверх): нижневоротыщенскую, средневоротыщенскую (загорскую) и верхневоротыщенскую. Нижневоротыщенская свита имеет мощность до 800–1000 м и залегает на поляницких отложениях без углового несогласия и, возможно, связана с ними постепенным переходом. Она представлена в нижней части разреза (мощностью до 400–500 м) слабо засоленными известковистыми серымн, зеленово- и коричневато-серымн аргиллитоподобными глинами, часто битуминозными, чередующимися с аргиллитами, алевролитами и песчаниками [Кореневский С. М., 1973 г.]. Верхняя часть разреза (мощностью до 100–500 м) сложена брекчированными засоленными известковистыми глинами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками, с включениями гипса (ангидрита) и галита, чередующимися с пластами каменной соли (часто глинистой) и калийных солей. Вышележащая средневоротыщенская (загорская) свита сложена соленосными песчано-глинистыми породами, содержащими прослои и пачки гравелитов и конгломератов общей мощностью до 100–400 м. В этой свите нередко встречаются пачки соленосных брекчий и глинистой каменной соли. Верхневоротыщенская свита представлена глинами (брекчированными) с прослойями алевролитов, песчаников, линзами и пластами гипса, каменной и калийной солей. Мощность ее достигает 1 км. Каменные и калийные соли приурочены в основном к верхним частям разреза свиты. Довольно постепенно верхневоротыщенская свита переходит в стебникскую свиту, сложенную переслаиванием глин, алевролитов и песчаников, содержащих гипсонасные пачки, соляно-глинисто-песчаные брекчии, пласти и линзы каменных и калийных солей. Свита имеет мощность до 700–1000 м.

Подземные воды данной формации изучены главным образом в зоне гипергенеза до глубин 50–200, реже 300 м и характеризуются исключительно большим разнообразием минерализации (от 0,3–0,7 до 404 г/л) и солевого состава.

Среди соленых вод (до 35 г/л) наибольшим развитием пользуются сульфатно-хлоридные, реже гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды. В газовом составе пресных и соленых вод преобладают азот воздушного происхождения и «биогенная» углекислота [Голова Г. А., 1959 г.], часто присутствует сероводород в количествах до 80 мг/л. Группа рассолов данной формации в зоне гипергенеза также весьма разнообразна как по минера-

лизации (35—404 г/л), так и по составу. Среди них преобладают высоко-концентрированные (140—400 г/л) хлоридные натриевые, реже магниево-натриевые рассолы. Это типичные рассолы выщелачивания с коэффициентом $r\text{Na}/r\text{Cl}=0,8 \div 1$, редко выше и $\text{Cl}/\text{Br}=1100 \div 5000$ и выше. Рассолы характеризуются низкими концентрациями иода (0,002—0,005 г/л, редко выше) и обеднены бромом, количество которого не превышает 0,1 г/л. В них постоянно присутствует калий, а также марганец и закисное железо. Для газового состава характерен сероводород (до 70—120 мг/л). Меньшим развитием пользуются рассолы хлоридно-сульфатного калиево-натриевого состава.

В зоне катагенеза с глубины свыше 300 м в данной формации, по-видимому, содержатся рассолы высокой минерализации и сложного состава. Об этом свидетельствуют факты обнаружения на отдельных участках, находящихся вне связи с инфильтрационными водами, подобных рассолов. Это хлоридные кальциево-натриевые или магниево-натриевые рассолы с минерализацией 290—410 г/л, для которых характерна повышенная концентрация (до 4,6 г/л) брома [Бабинец А. Е., Мальская Р. В., 1975 г.]. Это маточные рассолы солеродного бассейна времени накопления пород воротыщенской серни, значительно преобразованные (коэффициенты $r\text{Na}/r\text{Cl}=0,36 \div 0,7$ и $\text{Cl}/\text{Br}=52 \div 160$) в ходе процессов диагенеза и катагенеза. Наряду с рассолами этого типа известны также рассолы сульфатно-хлоридного магниево-натриевого состава с минерализацией 388 г/л, также обогащенные бромом (до 4,2 г/л). Для них коэффициенты $r\text{Na}/r\text{Cl}$ и Cl/Br соответственно равны 0,87 и 39. Это также видоизмененные маточные рассолы солеродного бассейна.

Г л а в а 5

ГИДРОГЕОХИМИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ (И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ) ФОРМАЦИЙ

Эта группа формаций обладает довольно большой распространенностью — около 16,3% от общего объема фанерозойских осадочных и вулканогенных формаций [59]. Преимущественно эти формации развиты в геосинклинальных областях (12,8% от общего объема фанерозойских формаций), где они накапливались в основном в подводных (морских) условиях. В пределах платформ распространены главным образом наземные вулканогенные (и вулканогенно-осадочные) формации. Наземные вулканогенные (и вулканогенно-осадочные) формации составляют 3,5% от общего объема фанерозойских формаций. Гидрохимия этой группы характеризуется большим своеобразием в областях современного вулканизма, где осуществляется разгрузка высокотермальных вод, сложных по составу и условиям формирования.

§ 1. НАЗЕМНЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ (МЕСТАМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО) ИЗМЕНЕННЫЕ, СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ

Базальт-молассондная формация неоген-четвертичного возраста Тункинской впадины

Данная формация (рис. 34) представлена сложным чередованием терригенных континентальных пресноводных отложений и вулканогенных образований (базальтов, трахибазальтов и их пирокластов), общей мощностью до 2–3 км. В нижней части разреза формации на архейском кристаллическом фундаменте залегает угленосная свита (N_1), сложенная преимущественно алевролитами, песчаниками (песками), чередующимися с базальтами, с подчиненными им глинами с прослоями и пластами бурых углей. Мощность свиты колеблется в пределах 200–1400 м. Выше по разрезу залегает охристая свита (N_2), состоящая из чередования конгломератов, конглобрекций, разнозернистых песков (и песчаников), глин и базальтов, общей мощностью до 400–500 м. Над охристой свитой залегает туфогенно-осадочная свита (N_2 – Q_1), сложенная базальтовыми туфами, туффитами, туфогенными песчаниками, песками, глинами, базальтами, общей мощностью до 200–300 м. Верхняя часть разреза формации (Q_{II-III}) представлена в основном песками с линзами мелких галечников и базальтов, местами с прослоями суглинков, торфов. Современные отложения Тункинской впадины сложены песками, супесями, суглинками, а близ горного обрамления — галечниками и травертинами. Неогеновые отложения Тункинской впадины собраны в пологие складки северо-восточного простирания, крутизна крыльев которых обычно не превышает 15–20° (реже до 30–35°). Новейшими разломами в основном в бортовых частях впадины затронуты и четвертичные отложения.

В описываемой формации в верхних частях разреза до глубин, вероятно, 100–150 м и более в зоне гипергенеза распространены пресные (в основном до 0,3 г/кг) гидрокарбонатные кальциевые и натриево-кальциевые кислородно-азотные и азотные воды современного атмосферного питания. В нижней части разреза формации, по данным опробования скв. I-Р и 2-О (табл. 16), содержатся гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,8–1,5 г/кг. Для них характерны газы азотно-метанового состава. Эти воды, находящиеся сейчас в зоне катагенеза, по-видимому, представляют собой захороненные с осадками и видоизмененные в ходе процессов диагенеза и катагенеза воды пресноводных континентальных бассейнов осадконакопления. Важно отметить, что процессы вулканизма, активно проявившиеся в Тункинской впадине, не нашли отражения в составе подземных вод, содержащихся в этой впадине в зоне катагенеза. Очевидно, это обусловлено тем, что роль магматогенных (глубинных ювелирных) вод, связанных с вулканической деятельностью, была крайне не значительной. Нужно также отметить, что гидрокарбонатные натриевые азотно-метановые термальные воды, вскрываемые скважинами в Тункинской

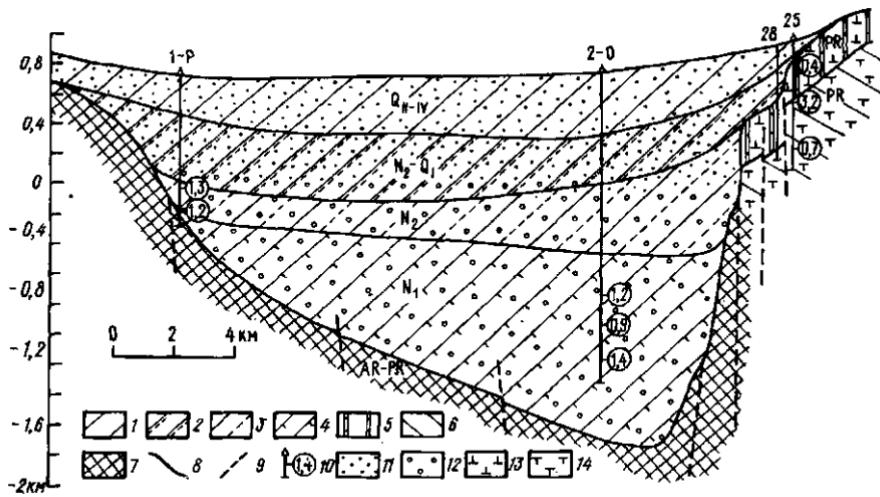


Рис. 34. Формационно-гидрогеохимический профиль Тункинской впадины. Составил Е. А. Басков, Н. А. Петрова, Н. К. Федорова.

1—7 — геологические формации: 1—4 — вулканогенно-осадочные наземные базальт-молассондные (породные ассоциации): 1 — пески с линзами галечника, базальты, супеси, глины, валунико-галечниковые отложения в бортовых частях впадины; 2 — пески, супеси, глины, туфы, базальты; 3 — пески, супеси, глины, конгломераты, брекчики, базальты; 4 — алевролиты, базальты, супеси, глины, бурые узлы; 5—6 — магнитогеометрически измененные и сильно дислокированные (5 — карбонатная, 6 — терригенная), 7 — метаморфические и магматические; 8 — стратиграфические границы; 9 — разломы; 10 — минерализация вод, г/кг.

Гидрогеохимическая зона	<i>M</i> , г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	<i>rNa/rCl</i>
11	0,3—1	$\text{HCO}_3-\text{Ca}, \text{HCO}_3-\text{Na}$	—	—
12	0,9—1,5	HCO_3-Na	CH_4	3—14
13	3—4	$\text{HCO}_3(\text{SO}_4)-\text{Na}$	CO_2	1—4
14	0,7	$\text{SO}_4-\text{Na}(\text{Ca})$	N_2	1,2

впадине, характеризуются крайне низким содержанием углекислоты в составе газов. Это свидетельствует о том, что гидрокарбоатные натриевые азотно-метановые термы базальт-молассондной формации не связаны с термальными углекислыми сульфатно-гидрокарбонатными натриевыми водами, разгружающимися у северного борта Тункинской впадины.

Базальт-молассондная формация плиоцен-четвертичного возраста Восточной рифтово-вулканической зоны Исландии

Эта формация представляет собой сложно построенную толщу общей мощностью от 1—1,5 до 4—5 км. В строении формации участвуют породы субгляциальных и субаэральных извержений (базальты, туфолавы, туфоагломераты, туфобрекции, туфопесчаники и т. п.), а также ледниковые, речные и озерные отложения и местами (п-ов Тьериес и др.) морские отложения. Довольно характерной породой формации является буроватая туфобрекция с интенсивно гидратированным базальтовым стеклом, известная под названием палагонит.

ТАБЛИЦА 16

Химический состав подземных вод, г/кг, континентальных вулканогенно-осадочных и вулкаанических формаций, катагенетически (местами гидротермально) измененных, в разной степени дислоцированных

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>M</i>	1,3	1,2	0,6	1,3	15,88	36,32	129,9	232,8	356
K ⁺	0,288	0,4	0,007	0,028	0,84	0,467	0,147	0,151	48,35
Na ⁺			0,0925	0,133	4,89	8,952	10,14	16,64	78,93
Ca ²⁺	0,03	0,01	0,002	0,001	0,211	4,418	35,73	66,89	—
Mg ²⁺	0,01	0,001	5·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁵	1·10 ⁻⁴	0,068	0,586	0,402	0,017
Cl	0,133	0,054	0,007	0,02	8,87	22,35	81,38	145,8	42,85
F ⁻	—	—	0,0025	0,0015	—	—	—	—	—
Br ⁻	—	—	—	—	—	—	0,83	1,9	—
SO ₄ ²⁻	0,24	0,013	0,111	0,062	0,029	0,029	0,038	Не обн.	163,29
HCO ₃ ⁻	0,61	0,796	0,006	0,261	0,039	0,027	—	0,01	5,85
pH	—	—	8	7	7,15	6,55	4,2	5,55	—
T, °C	—	37	71	289	—	—	—	—	—

Приложение. 1—4 — без влияния морских и галогенных формаций; 1—2 — Тункинская впадина [Бжезинская Л. С., Романова Э. М., 1977 г.; и др.]; 1 — скв. I-P, гл. 728—732 м (N₂), 2 — скв. 2, гл. 1504—1510 м (N₁); 3—4 — Исландия [35] (N₂—Q); 3 — источник Тьюрсаудль, кроме того, мг/кг: Pb — 0,003, Cu — 0,001, SiO₂ — 0,36, 4 — Наумафьядль, скв. 3, гл. 600—1380 м, глубинная жидкость, кроме того, мг/кг: Fe — 0,021, Ga — 0,059, Mo — 0,004, Ti — 0,001, V — 0,002; 5—6 — с влиянием морских формаций, Центральные Анды (район Эль-Татио) [Lanser A., Trujillo P., 1975 г.]: 5 — скв. 7, гл. 900 м (N — Q_{III}), кроме того, мг/кг: Li — 45, Rb — 0,6, Cs — 17,3, NH₃ — 3, В — 203, SiO₂ — 750, 6 — скв. 9, гл. 1821 м (N₁), кроме того, мг/кг: Li — 22, Rb — 0,9, Cs — 3,8, NH₃ — 1; 7—9 — с влиянием галогенных формаций: 7—8 — Тунгусская синеклиза [Басков Е. А., 1977 г.]: 7 — Аллюнитовая скв. 3-K, гл. 100—110 м (T), кроме того, мг/кг: NH₄ — 167, H₃BO₃ — 25, I — 3, 8 — Аллюнитовая скв. I-K, гл. 318—320 м (T), кроме того, мг/кг: NH₄ — 89, H₃BO₃ — 31, I — 4; 9 — Центральная Италия [Calamai A., Cataldi R., 1975 г.], геотермальное поле Чезапо, скв. I, пробы 2 (Q_{1—III}), кроме того, мг/кг: Li — 380, Pb — 450, NH₄ — 87, As — 8,3, H₃BO₃ — 15160, SiO₂ — 130.

Описываемая формация залегает в целом довольно полого, хотя и разбита многочисленными крутопадающими трещинами, вертикальные смещения вдоль которых обычно незначительны. Подстилается формация покровами наземных платобазальтов миоценового возраста, которые выходят на поверхность в краевых частях зоны. В строении платобазальтов преобладают (около 85%) покровы толеитовых и оливиновых базальтов с резко подчиненными им кислыми и средними эфузивными породами, а также слоями обломочных пород. Общая мощность этих континентальных, в целом пологозалегающих (углы падения до 4—7°), базальтовых покровов миоцена достигает 6—8 км. В пределах Восточной рифтово-вулканической зоны расположена большая часть активных (действующих) вулканов Исландии, что предопределяет широкое развитие здесь источников разнообразных термальных вод [35].

В верхних частях разреза описываемой формации до региональных базисов эрозии распространены в основном пресные (минерализация обычно 0,05—0,15 г/кг) воды гидрокарбонатного кальциевого и натриевого

состава атмосферного питания. Подземные воды более глубоких частей разреза формации изучены весьма слабо и могут быть охарактеризованы главным образом по естественным выходам термальных вод и материалам опробования отдельных скважин, пробуренных на термальных полях. Следует отметить большое разнообразие типов термальных вод, установленных в пределах Восточной рифтово-вулканической зоны [Барт Т. Е., 1950 г.; Сигвалдсон Г., 1966 г.; Кононов В. И., Поляк Б. Г., 1977 г.; и др.]. Здесь известны азотные, азотно-углекислые и водородные термы различного ионно-солевого состава. Характерной особенностью этих термальных вод (табл. 16), как и большинства терм Исландии, является их довольно низкая минерализация, колеблющаяся обычно от 0,5 до 1,5 г/кг. Вместе с тем термальные воды содержат относительно высокие (до 0,5—0,77 г/кг) концентрации кремнекислоты, являющейся во многих термах преобладающим компонентом в минеральной части вод. В связи с этим большинство терм Исландии по преобладающим компонентам ионно-солевого состава вод должны быть отнесены к группе кремнекислых. Преобладающий ионный состав терм (без учета кремнекислоты) гидрокарбонатный и сульфатный натриевый (и реже кальциевый). Сульфат-ион, как указывают В. И. Кононов и Б. Г. Поляк [1977 г.], обычно преобладает над другими анионами в конденсатах естественных поровых струй термальных полей Восточной рифтово-вулканической зоны. Генезис сульфат-иона при этом связывается с процессами окисления глубинного сероводорода, что хорошо согласуется с «мантийным» изотопным составом серы этих гидротерм. Азотно-углекислые термы района Большой Гейзер обладают общей минерализацией 1,37 г/кг при содержании кремнекислоты 0,662, хлор-иона 0,122 г/кг. Водородные термы в районе Наумафьядль, вскрытые на глубинах 600—800 м и имеющие температуру до 289° С, обладают минерализацией 1,27 г/кг (в том числе кремнекислоты 0,77, а хлор-иона всего лишь 0,02 г/кг).

Небольшая минерализация и низкие концентрации хлоридов в термах Исландии являются их отличительной особенностью. Лишь в термальных водах некоторых источников, находящихся поблизости от береговой линии (п-ов Рейкьянес, север и запад Исландии), концентрация хлора возрастает и он начинает преобладать в ионном составе. При этом на п-ове Рейкьянес в скважинах, удаленных на несколько километров от береговой линии, наблюдаются несколько запаздывающие по фазе приливно-отливные колебания уровня, что свидетельствует о тесной взаимосвязи этих подземных вод с водами океана. Скважинами здесь вскрыты слабые рассолы (минерализация до 47—48 г/кг) хлоридного натриевого состава, представляющие собой измененные современные океанические воды, вовлеченные в разгрузку в связи с процессами современного вулканизма.

Низкое содержание хлоридов в термах Исландии указывает на то, что в вулканогенно-осадочной формации N₂—Q, а также и в подстилающей ее вулканогенной формации N₁ содержатся ниже регионального базиса эрозии подземные воды гидрокарбонатного состава с низкой (до 0,5—1 г/кг) минерализацией в основном древнеинфилтрационного происхождения.

§ 2. НАЗЕМНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО- ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ (МЕСТАМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО) ИЗМЕНЕННЫЕ, СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ, С ВЛИЯНИЕМ МОРСКИХ ФОРМАЦИЙ

Липаритовая формация миоцена—плейстоцена западного склона Центральных Анд

Данная формация в районе вулкана Эль-Татио сложена преимущественно игнимбритами с подчиненными прослойями дацитов, туфов и пемзовых брекчий общей мощностью до 2000 м [82]. Залегает эта континентальная липаритовая формация N_I—Q на терригенной прибрежно-морской слабометаморфизованной и слабо дислоцированной формации верхнего мела, представленной в основном песчаниками и туфоалевролитами, а в нижних горизонтах также конгломератами общей мощностью более 500 м. Нижележащие вулканогенные (J₃—K₁) и терригенные прибрежно-морские (J₂) толщи сильно дислоцированы и интенсивно гидротермально изменены в зонах разломов. Общая мощность их более 1000 м. Перекрывается липаритовая формация плейстоцен-голоценовыми (Q_{III—IV}) образованиями: покровами андезитов (на вулканах общая мощность их до 500 м), а там, где покровы андезитов отсутствуют (грабен Эль-Татио), моренными отложениями мощностью до 40—100 м.

Абсолютные высоты в районе Эль-Татио колеблются в пределах 4250—5400 м. Выше местных базисов эрозии в разных формациях района содержатся пресные воды гидрокарбонатного состава. В грабене Эль-Татио (рис. 35) отмечаются многочисленные горячие источники с температурой вод до 63—85° С. Выходы источников приурочены к новейшим тектоническим разломам. Минерализация вод источников достигает 14 г/кг при преобладании в их составе хлоридов натрия (табл. 16). В грабене Эль-Татио пробурено несколько скважин глубиной до 800—900 м, а скв. 9 имеет глубину 1821 м. Геофизическими исследованиями в скважинах установлены три зоны повышенной проницаемости на глубинах 140—245, 480—600 и 745—1580 м, с которыми связаны термальные воды с температурами от 156 до 260° С. Воды, вскрытые скважинами, по химическому составу (так же как и воды источников) хлоридные натриевые с минерализацией обычно 13—16 г/кг. Вода с максимальной минерализацией (31,9 г/кг) установлены в наиболее глубокой скв. 9. В составе газов преобладает углекислота: содержание ее в паре, отобранным из скважин, достигает 400—790 мг/кг. В водах источников присутствует сероводород в количестве до 11—12 мг/кг.

Термальные воды, вскрытые в липаритовой формации Эль-Татио и проявляющиеся здесь в виде источников, характеризуются рядом особенностей, и прежде всего весьма высокими содержаниями цезия (до 18 мг/кг), рубидия (до 10 мг/кг), лития (до 45 мг/кг), бора (до 203 мг/кг), а также кремнекислоты (до 450—750 мг/кг). В водах наблюдаются довольно высокие концентрации хлоридов натрия (до 30 г/кг). При этом если накопление в термах цезия, рубидия, лития, бора и кремнекислоты можно объяснить процессами их извлечения из кислых вулканогенных пород, то столь высокие концент-

рации хлоридов натрия, вероятно, следует взаимосвязывать с подстилающими липаритовую формацию меловыми, юрскими и, возможно, более древними формациями, накапливавшимися в морских бассейнах.

§ 3. НАЗЕМНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ (МЕСТАМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО) ИЗМЕНЕННЫЕ, СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ, С ВЛИЯНИЕМ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Базальт-молассондная формация раннего триаса Тунгусской синеклизы

Эта формация (16) в нижней части разреза представлена переслаивающимися туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами с подчиненными прослойями и линзами песчаников, алевролитов, известняков, туффитов, разнообломочных туфов. В верхней части разреза формации преобладают туфы (часто грубообломочные) и туфобрекции с подчиненными им туфопесчаниками, туфоалевролитами, пепловыми туфами, покровами базальтов. Общая мощность рассматриваемой формации находится обычно в пределах от 150—200 до 300—500 м. Подстилается вулканогенно-осадочная нижнетриасовая формация угленосной лимнотермальной формацией среднего—верхнего карбона—перми, ниже которой залегают галогенные формации среднего и нижнего палеозоя. Следует отметить местами большую дислоцированность вулканогенно-осадочной нижнетриасовой формации, что связано как с процессами траппового магматизма в раннем мезозое (T_{1-2}), так и с более поздними тектоническими, и в частности новейшими, движениями.

Во время накопления вулканогенно-осадочной формации Тунгусская синеклиза представляла собой низменную аккумулятивную равнину, в пределах которой располагались трапповые плато с вулканическими постройками. Основная масса подземных вод в накапливавшихся в это время вулканогенно-осадочных образованиях нижнего триаса получала питание за счет атмосферных осадков и, так же как в областях современного вулканизма, очевидно, обладала низкой минерализацией (до 0,1—0,5 г/кг) и гидрокарбонатным кальциевым составом. Вместе с тем по многочисленным зонам разломов, тяготеющим к действующим вулканам, происходила разгрузка соленых и рассольных вод более глубоких горизонтов среднего и нижнего палеозоя [6].

Фактические данные о водоносности рассматриваемой формации весьма ограничены, однако они достаточно обоснованно позволяют предполагать о преимущественном распространении здесь пресных (и слабосоленых?) вод гидрокарбонатного состава инфильтрационного (и древнеинфилтратационного на глубинах более 300—400 м) генезиса. Это подтверждается и тем, что на междуречье Нижней Тунгуски и Подкаменной Тунгуски рядом скважин глубиной 180—270 м вскрыты пресные воды (минерализация 0,3—0,5 г/кг) в нижележащей угленосной формации среднего—верхнего карбона—перми.

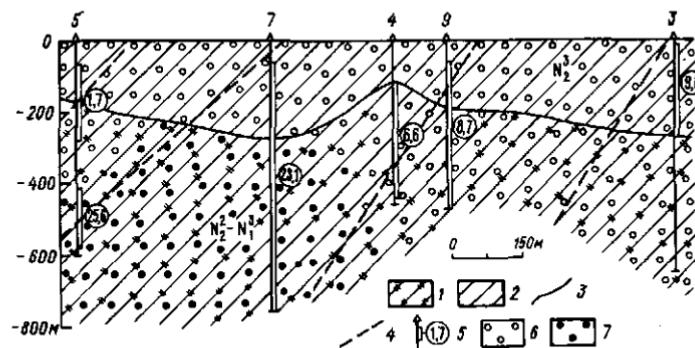
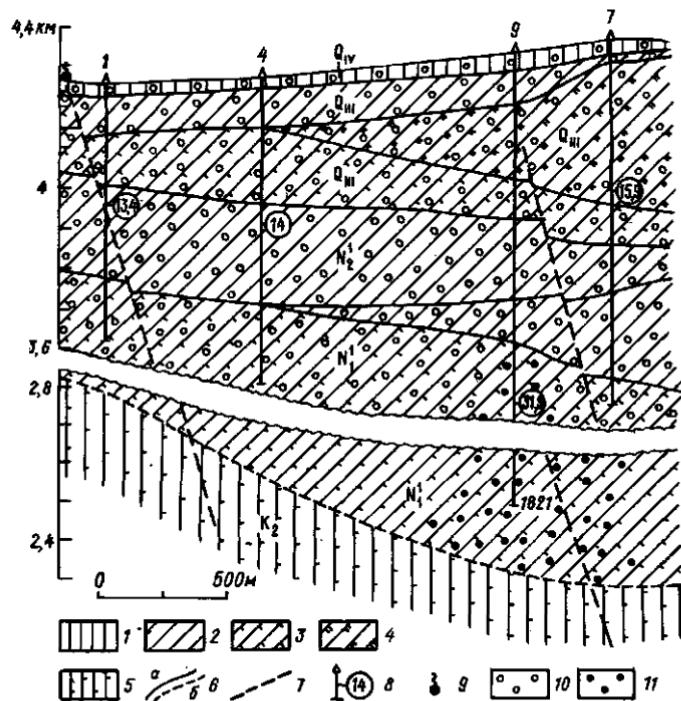


Рис. 35. Формационно-гидрогохимический профиль месторождения термальных вод Эль-Татио (Центральные Анды). Составил Е. А. Басков, С. Н. Суриков [82].

1—5 — геологические формации: 1 — диагенетически измененная терригенная континентальная песчано-глинистая; 2—4 — вулканогенная наземная (липаритован) (породные ассоциации: 2 — искимбриты, 3 — туфы, лавы, пемзовые брекчии, искимбриты, 4 — дациты), 5 — сильно катагенетически измененная и слабо дислоцированная терригенная прибрежно-морская песчаная; 6 — границы между формациями и породными ассоциациями (а — установленные, б — предполагаемые); 7 — разломы; 8 — минерализация вод, г/кг; 9 — термальные источники.

Гидрогохимическая зона	<i>M</i> , г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	<i>tNa/rCl</i>	<i>SiO</i> ₂ , мг/кг	<i>B</i> , мг/кг	<i>Li</i> , мг/кг	<i>Rb</i> , мг/кг	<i>Cs</i> , мг/кг
10	10—20	Cl—Na	CO ₂	0,84—0,87	385—750	179—203	3—45	0,6—10	16—17,9
11	20—35	Cl—Na	CO ₂	0,62	—	—	22,5	0,9	3,8

Рис. 36. Формационно-гидрогохимический профиль месторождения термальных вод Горячий Пляж (о. Кунашир). Составил С. Н. Суриков [1978 г.]

Вулканогенно-осадочная андезито-базальтовая наземно-морская гидротермально измененная и слабо дислоцированная формация, породные ассоциации: 1 — туфогенные с подчиненными пластами лав основного состава, 2 — туфогенные с пластами лав преимущественно кислого состава; 3 — граница между породными ассоциациями; 4 — разломы; 5 — минерализация вод, г/кг.

Гидрогохимическая зона	<i>M</i> , г/кг	Ионно-солевой состав	Газовый состав	<i>tNa/rCl</i>	<i>Cl/Br</i>	<i>CO</i> ₂ (своб.), мг/кг	<i>H</i> ₂ <i>S</i> , мг/кг	<i>H</i> ₂ <i>SiO</i> ₂ , мг/кг	<i>H</i> ₃ <i>BO</i> ₃ , мг/кг
6	1—10	Cl—Na(Ca)	CO ₂ —N ₂	0,8—1	184—316	До 1160	До 18	18—306	61—140
7	10—30	Cl—Na(Ca)	CO ₂	0,7	—	476	До 102	13—132	—

Вместе с тем в центральных районах Тунгусской синеклизы в зонах новейших разломов, приуроченных к долинам рек (Нижняя Тунгуска и др.), в вулканогенно-осадочной формации нижнего триаса содержатся соленые и рассольные воды хлоридного натриево-кальциевого состава. Они вскрыты здесь многочисленными скважинами и проявляются на поверхности земли в виде восходящих источников. Минерализация их колеблется от 1—2 до 100—232 г/кг (табл. 16). Наиболее концентрированные рассолы (минерализация 232 г/кг) вскрыты на Аллюнской площади в скв. 1-К. Газовый состав их азотный и метаново-азотный. Эти воды обогащены бромом, отношение Cl/Vg в них находится в пределах 50—400, rNa/rCl=0,2÷0,8. По комплексу геохимических показателей очевидно, что они представляют собой разбавленные в разной степени седиментогенные рассолы, мигрировавшие по зонам разломов из палеозойских галогенных формаций [Флоренский К. П., 1953 г.]. Характерной особенностью этих рассольных вод являются относительно низкие содержания в них калия (до 0,1—0,3 г/кг) и магния (до 0,5—1 г/кг), в то время как в рассолах, вскрываемых в палеозойских отложениях в этом же регионе и являющихся исходными для данных рассолов нижнетриасовой формации, содержание калия достигает 10—15, а магния — 6—8 г/кг. Скорее всего, это является следствием метасоматических реакций (в системе вода—порода) при миграции рассолов к поверхности земли.

Базальтовая формация четвертичного возраста центральной части Апенинского полуострова

В районе геотермального поля Чезано [80] эта формация представлена пирокластическими породами (туфы, вулканические шлаки, лаппи и т. п.) и жерловой эксплозивной брекчии, состоящей из различного вулканического материала с обломками осадочных пород. Геотермальное поле расположено в пределах кальдеры Браччано в районе Монти-Сабатини. За пределами кальдеры в строении рассматриваемой формации принимают участие обширные лавовые потоки и туфы плейстоцена. Они перекрывают осадки морской песчано-глинистой формации неогена, которая в свою очередь подстилается верхнепалеоген-меловой глинисто-карбонатной флишоидной формацией. Ниже по разрезу залегают юрские известняки, которые подстилаются соленосными отложениями триаса. Пирокластические породы в районе Монти-Сабатини имеют мощность до 200—400 м. Жерловые образования вскрыты скв. «Чезано 1».

Геологический разрез этой скважины следующий: 0—130 м — пирокластика с озерными отложениями; 130—300 м — мелкообломочная пирокластика; 300—350 м — мелко- и среднеобломочная пирокластика; 350—1057 м — эксплозивная брекчия, изобилующая соляными жилами и вкраеплениниками; 1057—1370 м — сланцы, мергели, мергелистые известняки; 1370—1435 м — брекчированные известняки, мергели с большим количеством (около 50%) соляных шариков.

Породы жерловой фации подвергнуты гидротермальному изменению типа пропилитизации. По разрезу отмечаются хлорит, эпидот, серицит, халцедон, кальцит и пирит. Обилие соляных жил и вкраеплениников в жер-

ловой фации свидетельствует о циркуляции в ее пределах высококонцентрированных рассолов. Выпавшие в осадок соли из этих рассолов закупорили поры и трещины в жерловой брекчии и сделали ее практически водонепроницаемой. На глубине 1370—1435 м в брекчированных известняках вскрыты рассолы хлоридно-сульфатного калиево-натриевого состава с минерализацией до 356 г/кг (табл. 16). По всей видимости, подобные рассолы циркулировали и в пределах жерловой брекчии. Об этом свидетельствуют данные по составу выпавших здесь солей. В частности, в одной из проб солей установлено, %: SO_3 — 49, K_2O — 36, Na_2O — 14, H_3BO_3 — 0,35, CaO — 0,27, Cl — 0,2.

Формирование этих рассолов, несомненно, связано с соляными отложениями триаса, а поступление их в жерловую брекцию обусловлено возникшими разломами в пределах вулканического жерла, которые являлись очагами разгрузки этих рассолов.

§ 4. НАЗЕМНО-МОРСКИЕ И МОРСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ (МЕСТАМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО) ИЗМЕНЕННЫЕ, В РАЗНОЙ СТЕПЕНИ ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ

Андезито-базальтовая формация неоген-четвертичного возраста о. Кунашир (Курильские острова)

На о. Кунашир эта формация представлена различными типами вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Наиболее полно формация изучена в районе вулкана Менделеева и месторождения перегретых вод Горячий Пляж. Постстройка вулкана Менделеева сложена четвертичными лавами и пирокластическими отложениями преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава, залегающими на неогеновых вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях.

Последние вскрыты в пределах Горячего Пляжа буровыми скважинами до глубины 760 м (рис. 36). В верхней части разреза здесь залегают в основном туфы и лавы андезито-базальтового состава мощностью около 200 м. Ниже залегает толща, сложенная преимущественно андезито-дацитовыми пемзовыми и пепловыми туфами, постепенно переходящими в туфопесчаники и туфоалевролиты. Характерным для пород Горячего Пляжа является интенсивное проявление гидротермального изменения типа низко- и среднетемпературной пропилитизации с хорошо выраженной зоной адуляризации [Набоко С. И., Главадских С. Ф., 1970 г.]. Наиболее широко развиты зеленые гидротермальные минералы: монтмориллонит, гидрохлорит, гидрослюдя и селадонит. Они развиваются от самой поверхности земли до глубины 760 м изученного разреза. Также широко развиты различные цеолиты, довольно часто встречается адуляр. Характерными, типичными гидротермальными минералами являются кварц, эпидот, кальцит, ангидрит, пирит,

ТАБЛИЦА 17

Химический состав подземных вод, г/кг, наземно-морских и морских вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций, катагенетически (местами гидротермально) измененных, в разной степени дислоцированных

Компоненты	1	2	3	4	5
<i>M</i>	25,04	6,44	31,5	10,88	31,8
K ⁺	0,5	0,14	6,84	0,035	0,175
Na ⁺	6,92	2,1	—	2,07	9,11
NH ₄ ⁺	0,01	0,002	Не обн.	0,0003	0,0003
Mg ²⁺	0,67	0,02	0,024	0,757	1,27
Ca ²⁺	1,3	0,18	5,05	0,736	0,862
Cl ⁻	14,61	3,72	19,44	6,31	17,7
Bг ⁻	—	0,01	—	0,022	0,063
I ⁻	—	0,001	0,009	0,0004	0,0004
F ⁻	—	0,0002	—	—	—
SO ₄ ²⁻	0,88	0,09	0,067	0,843	2,41
HCO ₃ ⁻	0,08	0,04	0,098	0,065	0,084
pH	5,8	7,2	5,7	—	—
T, °C	69	90	—	—	—

Примечание. 1—2 — о. Кунашир (Горячий Пляж) [Набоко С. И., Главадских С. Ф., 1970 г.; и др.]; 1 — скв. 5, гл. 400—600 м (N₁—N₂), кроме того, мг/кг: Zn — 0,002, Ge — 0,002, Ag — 0,07, Mn — 7,9, Mo — 0,01, 2 — скв. 4, гл. 150—450 м (N₁—N₂), кроме того, мг/кг: Zn — 0,002, Ge — 0,004, As — 0,1; 3 — о. Монерон, скв. I-П, гл. 1120—1135 м (K₂) (по данным Сахалинского отделения ВНИГРИ); 4—5 — о. Охай (Гавайский архипелаг), скв. T-67 [Смирнов С. И., 1974 г.]: 4 — гл. 224 м (Q); 5 — гл. 345 м (Q).

сфен, апатит. Максимальное количество кварца приурочено к зоне вскипания поднимающихся гидротермальных растворов (обычно на глубинах от 10—20 до 140—220 м), где он наблюдается в ассоциации с адуляром, ломонитом и кальцитом.

Месторождение Горячий Пляж представляет собой крупный очаг разгрузки углекислых (и азотно-углекислых) хлоридных натриевых терм с минерализацией от 1—10 до 20—25 г/кг. Наиболее минерализованные воды вскрыты в скв. 5 и 7 на глубинах 400—800 м (табл. 17). По генезису эти воды представляют смесь вод седиментационного и инфильтрационного происхождения. О седиментогенной природе их свидетельствуют относительно высокое содержание хлоридов, значения Cl/Bг (200—400) и другие показатели. В водах с небольшой минерализацией (1—10 г/кг) весьма велика доля инфильтрогенных вод. Газовый состав вод с минерализацией 1—10 г/кг углекислый и азотно-углекислый с отношением Ne/Ag = = 0,002÷0,01, что отражает большую роль вод современного инфильтрагенного питания в формировании этих терм. Эти положения находятся в хорошем соответствии с материалами изучения стабильных изотопов Н и О терм Горячего Пляжа [8].

На вулкане Менделеева в пределах фумарольных полей под воздействием сильнощелочных хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных сероводородно-углекислых терм, связанных, вероятно, с промежуточными магматическими очагами, в результате кислотного выщелачивания образуются

аргиллитизированные опаловые, опалово-серные, опалово-алунитовые, опалово-алунито-мельниковых, кварц-опаловые и другие породы.

Спилит-диабаз-порфиритовая формация поздней юры—мелу о. Монерон (Татарский пролив)

На о. Монерон эта формация имеет мощность более 4000 м. Она пройдена параметрической скважиной глубиной 4212 м (кери описан с глубины 341 м) [Пискунов Б. Н., Хведчук Н. И., 1976 г.]. Верхняя часть вскрытого разреза формации (до глубины 1481 м) представлена чередованием слоев вулканомиктовых песчаников, алевролитов с туффобрекциями, туффитами и туфами андезитового и андезито-базальтового состава и относится по возрасту к позднему мелу. Ниже по разрезу (до глубины 3514 м) залегают в основном лавы и лавобрекчи с подчиненными прослоями вулканомиктовых брекчий и песчаников. Эти образования отнесены к нижнему мелу. В нижней части вскрытого скважиной разреза (до глубины 4215 м) развиты в основном диабазы, диабазовые и базальтовые порфиры с подчиненными прослоями песчаников и гравелито-брекчий. Возраст их определяется как поздняя юра. Перекрывается описываемая формация слабо измененными полого залегающими в основном морскими осадочно-вулканогенными образованиями неогена общей мощностью до 500—600 м. Формация претерпела диагенетические изменения и, по-видимому, начальные стадии гидротермального изменения. Об этом свидетельствуют указания о широком развитии вторичных минералов (карбонаты, цеолиты, опал, хлориты) в породах формации.

В вулканогенно-осадочных образованиях верхнего мела на глубинах 518—528, 1120—1133, 1362—1370 м здесь были получены притоки хлоридных кальциево-натриевых и натриево-кальциевых вод с минерализацией от 18 до 31,5 г/кг (табл. 17). Судя по общему химическому составу и значениям коэффициента Cl/Br (366—380), эти воды представляют собой несколько разбавленные и видоизмененные в ходе разнообразных вторичных процессов седиментогенные воды морского питания. Обращает на себя внимание относительное (по сравнению с морской водой) обогащение этих вод кальцием и юодом и обеднение магнием и сульфатами. Газовый состав этих вод метаново-азотный с отношением He/Ar, равным 0,5, что отражает их нахождение в зоне катагенеза в условиях изоляции от поверхностных вод. Накопление в водах кальция в довольно высоких концентрациях обусловлено, вероятно, процессами альбитизации плагиоклазов в ходе гидротермального метасоматоза.

Базальтовая формация неоген-четвертичного возраста о. Охай (Гавайский архипелаг)

Эта формация (рис. 37) в изученной части разреза (мощность до 1200—1500 м) представлена в основном потоками лав толеитовых базальтов. Остров Охай состоит из двух сомкнувшихся щитовых вулканов Вайаное и Кулау, развитие которых происходило в несколько стадий. Над

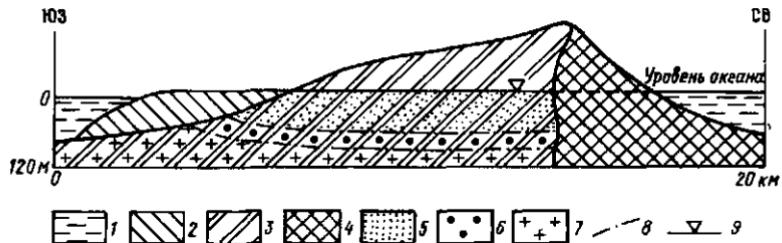


Рис. 37. Формационно-гидрогеохимический разрез о. Оахау в районе г. Гонолулу (по материалам Ф. И. Фишера, Дж. Ф. Минка [1964 г.]).

1 — океаническая вода; 2 — чередование рифовых известняков, глин, песков (терригенно-карбонатная диагенетически измененная геологическая формация); 3 — покровы базальтов; 4 — покровы базальтов с многочисленными лайками; 5 — пресные воды; 6 — воды с минерализацией до 5—25 г/кг; 7 — воды с минерализацией 30—35 г/кг; 8 — границы гидрохимических зон; 9 — уровень грунтовых вод.

уровнем океана эти вулканы появились в плиоцене. Они подвергались интенсивной эрозии с образованием глубоких депрессий. Последующее неоднократное погружение вулканов (до 300 м) привело к накоплению в эрозионных депрессиях преимущественно морских отложений (рифовые известняки, глины, пески), а также вулканогенных образований [Смирнов С. И., 1974 г.].

Подземные воды в южной части о. Оахау приурочены в основном к базальтам и характеризуются значительным разнообразием по химическому составу (табл. 17). В верхней части разреза залегают пресные воды атмосферного питания. Мощность этой зоны пресных вод достигает 300—350 м; ее сменяет зона соленых вод магниево-натриевого сульфатно-хлоридного состава мощностью 100—150 м, в пределах которой минерализация увеличивается с глубиной от 2—3 до 10—20 г/кг и более, приближаясь к значениям, характерным для морской воды. Ниже по разрезу залегает зона, подземные воды которой, как это видно из данных табл. 17, представляют собой малоизмененные морские (океанические) воды.

Терригенно-карбонатная андезито-базальтовая формация среднего эоцена Аджаро-Триалетской складчатой зоны

Данная формация имеет мощность 600—800 м и сложена в основном агломератовыми и агломерато-криSTALLИЧЕСКИМИ туфами с роговой обманкой, полевыми шпатами и авгит-лабрадором, толстослоистыми туФогенными конгломератами, песчаниками, зеленовато-серыми мергелями и аргиллитами. С подстилающими породами флишоидной вулканогенно-осадочной формации палеоэоцена—раннего эоцена данная формация связана постепенным переходом. Перекрыта формацией вулканогенно-терригенными, местами гипсонасыщенными образованиями верхнего эоцена. Породы формации смыты в коробчатые линейные складки субширотного профиля, осложненные крупными разломами.

Подземные воды формации весьма разнообразны (рис. 38). В зоне гипергенеза распространены в основном грунтовые воды гидрокарбонатного состава с минерализацией до 1 г/кг. В зоне катагенеза в пределах

Возраст	Формация	Мощность, км	Сабуртало - Лиси			Старый Тбилиси			Самгори - Рустави		
			I	II	III	I	II	III	I	II	III
A $P_2^3 - P_3^1$ $P_2^3, P_3^2,$ $P_3 - N_1$	5	А До 1-2 / Б До 2-3	• • • • • • • • • •	M_{Ae20} $\frac{Cl}{Na}$	1500 - 1550	• • • • • • • • • •	M_{3-6} $\frac{Cl}{Na(Ca)}$	100 - 150			
P_2^2		До 2-3,5	0 - 0 0 - 0 0 - 0 0 - 0 0 - 0	$(CO_3 + HCO_3)Cl$ Na CH_4	2200 - 2900		Na Cl CH_4		M_{5-10} $\frac{Cl(SO_4 + HCO_3)}{Na(Ca)}$ CH_4		1200 - 1600
$P_1 - P_2^1$		До 2-2,5					1. M_{2-5} $\frac{Cl}{Na(Ca)}$ CH_4 2. M_{3-6} $\frac{(CO_3 + HCO_3)}{Na}$ CH_4	3. 0 - 1400 4. 0 - 500			
K_2		До 3-4					M_4 $\frac{Cl(HCO_3)}{Na}$ CH_4				

1 2 3 4 5 6 7

Рис. 38. Сводная формационно-гидрогеохимическая колонка восточного погружения Аджаро-Триалетии (район г. Тбилиси). Составили Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова [1978 г.]

А — район Сабуртало — Лиси — Старый Тбилиси; Б — район Самгори — Рустави; I—IV — геологические формации, катагенетически измененные: I — терригенно-морская песчано-глинистая карбонатизированная, 2 — горногреческая морская песчано-глинистая фильтровая, 3 — вулканогенно-осадочная морская, 4 — терригенно-карбонатная мергельно-известняково-песчано-глинистая; I — степень диагенеза и условия залегания пород формации (тип скоплений подземных вод); 5 — сильно дислоцированные породы, смытые в коробчатые, линейные складки, осложненные зонами разломов; воды преимущественно трещинно-пластовые, жильные — в зонах разломов: а — при наличии мощных водонесущих горизонтов, приуроченных к вулканогенным образованиям, б — с локальными изолированными линиями среди водоупорных глинистых пород; 6 — сильно дислоцированные породы с многочисленными зонами крутонахижающих разломов; воды преимущественно жильные; 7 — слабо дислоцированные породы; воды преимущественно порово-трещинно-пластовые; II — химический состав вод; III — установленные глубины проявления вод, м.

рассматриваемого участка развиты хлоридно-гидрокарбонатные (карбонатные), реже гидрокарбонатно-хлоридные азотно-метановые и метановые термальные (40—75° С) воды с минерализацией 0,3—0,6 г/кг. Для этих терм, вскрытых в скважинах Лиси, Сабуртало, Тбилиси I и др., характерны высокая щелочность, присутствие фтора (до 0,002 г/кг) и сероводорода ($\text{HS}^- + \text{H}_2\text{S}$ — до 0,01—0,02 г/кг) [24, т. 10; и др.]. Особенности химического состава данных терм достаточно определенно свидетельствуют о их инфильтрационном генезисе. Изотопный состав кислорода и водорода этих терм характеризуется значениями δO^{18} от —8,1 до —11,2‰ и δD от —49 до 266‰, т. е. они находятся в тех же пределах, что и в поверхностных водах региона [Басков Е. А., Пустовалова Г. И., Ветштейн В. Е. и др., 1981 г.]. Метановый газ в эти термы, по-видимому, поступает из подстилающих пород мел-палеогенового возраста. Это подтверждается изотопным составом углерода в углеводородных газах [Буачидзе Г. И., Мхенидзе Б. С., 1973 г.].

Соленые метановые хлоридные (реже сульфатно-хлоридные) кальциево-натриевые, натриевые термы с минерализацией 2—10 г/кг, вскрытые в скважинах Тбилиси 5, Самгори, Рустави, приурочены к менее промытым частям разреза формации в зоне катагенеза. Эти воды при сравнительно невысокой минерализации характеризуются довольно высокими содержаниями иода (0,008 г/кг) и брома (0,013 г/кг). Судя по значениям коэффициентов Cl/Br и rNa/rCl , соответственно равных 200 и 0,62—0,65, в процессе формирования этого типа терм существенная роль принадлежит седиментогенным морским водам.

Песчано-глинистая андезито-базальтовая формация среднего—позднего эоцена Талышской складчатой зоны (Малый Кавказ)

Эта формация сложена чередованием туфопесчаников, туфов, туффитов, глин, глинистых сланцев, реже мергелей и аргиллитов. В верхней части формации преобладают лавы анальцимовых андезитов, базальтов и их пирокластолиты с редкими пачками туфопесчаников и аргиллитов [Мехтиев Ш. Ф., Байрамов А. С., 1953 г.]. Общая мощность формации достигает 2 км и более. Породы формации собраны в крупные гребневидные складки, осложненные многочисленными разломами.

В пределах зоны гипергенеза в формации распространены в основном подземные воды с минерализацией 0,1—0,5 г/кг гидрокарбонатного кальциевого состава. Подземные воды зоны катагенеза проявляются в многочисленных термальных источниках, приуроченных к крупным зонам разломов (Массалинская, Астаранская и другие группы источников), кроме того, они вскрыты рядом скважин на глубинах до 0,5—1 км. Минерализация вод в источниках изменяется от 1,4 до 20 г/кг, в скважинах она возрастает до 35 г/кг. Воды хлоридные кальциево-натриевые, реже натриевые, количество сульфатов в них невелико (0,01—0,1 г/кг), содержание гидрокарбоната также не превышает 0,1 г/кг. В небольших концентрациях в водах присутствуют, г/кг: иод 0,002—0,005, бор до 0,02, фтор до 0,004 [Крайнов С. Г., Королькова М. Х., 1962 г.], а также бром, содержание которого

в зависимости от минерализации варьирует от 0,002 до 0,067 г/кг. Коэффициент rNa/rCl вод зоны катагенеза изменяется в пределах 0,5—0,75, Cl/Br в сильносоленных водах (10—35 г/кг) колеблется до 300. Газовый состав этих вод весьма различен. Наряду с азотными (100%) известны выходы метаново-азотных и метановых вод, часто в составе газов присутствует сероводород. По всем показателям хлоридные воды зоны катагенеза являются преимущественно седиментогенными морского питания.

§ 5. НАЗЕМНО-МОРСКИЕ И МОРСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ, КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ (МЕСТАМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО) ИЗМЕНЕННЫЕ, В РАЗНОЙ СТЕПЕНИ ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ, С ВЛИЯНИЕМ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Спилит-диабаз-порfirитовая формация байоса южного склона мегантиклиниория Большого Кавказа и прилегающей части Грузинской глыбы

Данная формация представлена в основном разнообразными туфами, туфопесчаниками, реже песчаниками, туфовыми и лавовыми брекчиями и лавовыми покровами общей мощностью до 2—3 км.

Залегают вулканогено-осадочные толщи байоса с размывом на нижне-юрских терригенных морских толщах, иногда на более древних образованиях (палеозойских гранитоидах и др.), а перекрываются в погруженных зонах (Рионской впадине) терригено-галогенимыми (и вулканогенимыми) толщами окрибской свиты верхней юры. В пределах южного склона мегантиклиниория Большого Кавказа, прилегающего к Рионской впадине, и в Окрибско-Сачхерской зоне вулканогено-осадочные толщи байоса обычно выходят на дневную поверхность и перекрыты лишь четвертичными образованиями. В Рионской впадине кровля описываемой формации байоса погружена на глубины до 4—4,5 км.

В приповерхностных частях разреза формации — в зоне гипергенеза — наряду с пресными гидрокарбонатными кальциевыми, магниево-кальциевыми водами на участках сульфидной минерализации развиты кислые сульфатные воды, обогащенные железом. Минерализация вод здесь повышается до 2—3 г/кг. Кроме того, местами здесь встречаются выходы углекислых вод обычно гидрокарбонатных натриево-кальциевых с минерализацией до 2—3 г/кг. Следует отметить также наличие источников соленых и рассольных вод (с минерализацией от 1,5—2 до 50 г/кг) хлоридного натриево-кальциевого (и кальциево-натриевого) состава, вытекающих из спилит-диабаз-порfirитовой формации байоса (источники Скуре, Лугела и др.). Обращают на себя внимание низкие содержания в них иода, магния и обедненность бромом. При значении коэффициента $\text{rNa}/\text{rCl}=0,1 \div 0,6$ отношение Cl/Br в них достигает 700 и более.

В зоне катагенеза в формации вскрыты азотно-метановые и метановые рассолы с минерализацией 50—250 г/кг. Состав рассолов хлоридный

натриево-кальциевый. В рассолах присутствует стронций в количествах до 0,25, иод — до 0,01 г/кг. Содержание брома изменяется в пределах 0,2—0,8 г/кг и увеличивается с ростом минерализации. Коэффициент $r\text{Na}/r\text{Cl}$ колеблется от 0,1 до 0,5, а Cl/Br — от 190 до 280.

Наличие соленых и рассольных хлоридных вод в данной формации связано, вероятнее всего, с позднеюрским солеродным бассейном [57]. Воды этого бассейна, перекрывающие породы спилит-диабаз-порфиритовой формации байоса, были сконцентрированы в рассолы (до стадии садки из них гипса и местами галита), которые и мигрировали (как более тяжелые) в подстилающие осадочно-вулканогенные толщи байоса. В дальнейшем в результате взаимодействия с вулканогенными породами эти рассолы обогащались кальцием. В разной мере рассолы смешивались с седиментационными и инфильтрационными водами, что находит отражение в разнообразном составе источников хлоридных вод описываемой формации.

§ 6. НАЗЕМНО-МОРСКИЕ И МОРСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ, МЕТАГЕНЕТИЧЕСКИ (МЕСТАМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО) ИЗМЕНЕННЫЕ, СИЛЬНО ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ (ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФАЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА)

Пикрит-диабазовая формация протерозоя Кольского полуострова

В районе Печенги данная формация сложена покровами диабазов, диабазовых и пикритовых порфиритов, шаровых лав с подчиненными прослойями туфов, общей мощностью более 3 км.

В пределах зоны гипергенеза в пикрит-диабазовой формации нижнего протерозоя развиты пресные воды гидрокарбонатного состава. На глубинах около 3—5 км в описываемой формации содержатся рассолы (50—150 г/кг и, вероятно, более) хлоридного натриево-кальциевого состава [Кольская сверхглубокая, 1984 г.]. Эти хлоридные рассолы, вскрытые в вулканогенных образованиях нижнего протерозоя, имеют смешанное седиментогенно-метаморфическое происхождение.

Глава 6 ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОХИМИИ И ПАЛЕОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ОСНОВНЫХ ГРУПП ФОРМАЦИЙ ДЛЯ РАЗНЫХ СТАДИЙ ЛИТОГЕНЕЗА В СТРУКТУРАХ РАЗНОГО ТИПА

Вопросы взаимосвязи химического состава подземных вод с составом горных пород (формаций) и условиями их образования, несмотря на огромное число посвященных им разнообразных исследований, до послед-

него времени остаются довольно слабо разработанными и служат предметом многих дискуссий. На протяжении многих веков (примерно до конца XIX в.) в науке по этим вопросам господствовали представления: «Вода такова, каковы породы, по которым она протекает», что соответствовало в целом состоянию изученности (верхние горизонты подземных вод в пределах зоны гипергенеза) подземных вод на этот период. Накопление в течение XX в. огромнейший фактический материал по подземным водам в геологических структурах разного типа до глубин 3—4 км и более выявил чрезвычайное разнообразие подземных вод по химическому составу и весьма сложные условия их формирования, взаимосвязанные с другими геологическими процессами (литогенезом, метаморфизмом, вулканизмом и др.). В соответствии с этими данными А. М. Овчинниковым уже в 40-х годах была предложена новая формулировка, отражающая основные закономерности распространения и формирования подземных вод: «Вода такова, какова геологическая история района, в котором она находится» или «Химический состав подземных вод отражает геологическую историю района». Однако почти одновременно получили широкое распространение взгляды о почти повсеместном проявлении в различных геологических структурах так называемого закона вертикальной гидрохимической зональности, заключающегося в постепенном повышении минерализации подземных вод с глубиной от пресных до рассольных при одновременной смене гидрокарбонатных вод сульфатными и глубже хлоридными. При этом многими исследователями (В. А. Сулин, К. В. Филатов, В. А. Кротова и другие) подчеркивалось, что указанная гидрохимическая зональность проявляется повсеместно независимо от состава горных пород, типа геологических формаций. Кроме того, рядом исследователей (В. Ф. Дергольц, Е. С. Гавриленко, В. А. Кротова и другие) довольно настойчиво защищались взгляды об эндогенном (мантийном и др.) происхождении подземных рассолов в нижних разрезах чехла платформенных структур.

В этой связи в 40—60-е годы, одновременно с интенсивным накоплением нового фактического материала по подземным водам, происходила постоянная дискуссия (и прекратившаяся и поныне) по поводу генезиса соленых и особенно рассольных подземных вод зоны катагенеза артезианских бассейнов. Не останавливаясь подробнее на анализе этой дискуссии, что не входит в задачи настоящей работы и достаточно полно уже рассмотрено ранее, например И. К. Зайцевым [1972 г.], Л. Н. Капченко [1972 г.] и другими, подчеркием лишь, что намеченные на огромном фактическом материале закономерные связи между определенными группами геологических формаций и определенными типами подземных вод в зоне катагенеза (например, галогенных формаций и высококонцентрированных рассолов хлоридного кальциевого и кальциево-натриевого состава [Зайцев И. К., 1956 г.; Ходьков А. Е., 1959 г.; Валяшко М. Г., 1963 г.; и др.]) определению свидетельствовали в пользу седиментационного происхождения основной массы подземных вод и рассолов в зоне катагенеза артезианских бассейнов. Следует отметить большую роль в становлении и развитии седиментогенической теории происхождения подземных вод зоны катагенеза артезианских бассейнов работ А. Д. Архангельского, А. Е. Бабинца, Е. А. Баскова, И. К. Зайцева, М. Г. Валяшко, А. М. Овчинникова, Н. К. Игнатовича, Г. Н. Каменского,

Л. Н. Капченко, А. А. Карцева, Н. М. Кругликова, К. И. Макова, А. Е. Ходькова и других.

Вместе с тем в литературе еще по настоящее время довольно широко распространены взгляды, отрицающие (в разной мере) преимущественное развитие седиментогенных вод в зоне катагенеза артезианских бассейнов (В. Н. Корценштейн, К. В. Филатов, Е. В. Пиннекер, К. Е. Питьева, К. Б. Аширов, Л. П. Швай, В. А. Кротова, Е. С. Гавриленко, В. Ф. Дергольц и другие). В работах перечисленных исследователей по существу во многих случаях развиваются положения, отрицающие формационный контроль в распределении подземных вод разного типа в осадочной оболочке Земли.

Довольно определенная устойчивость этих (на наш взгляд, ошибочных) концепций связана как с большой сложностью и разнообразием гидрогеологических условий в структурах разного типа (при часто еще недостаточной их изученности), так и со слабой разработкой многих вопросов взаимодействия твердых и жидкых минералов в разных формациях на разных стадиях их литогенеза. Кроме того, проблема формирования подземных вод требует учета самых разнообразных геологических факторов, что далеко не всегда соблюдается.

Приятая в настоящей работе методика регионального гидрохимического анализа, заключающаяся в последовательной характеристике гидрохимии основных групп формаций начиная со стадий диагенеза вплоть до зелеосланцевого метаморфизма с учетом данных об условиях их седиментации, современного залегания и дислоцированности, сведений о подстилающих и перекрывающих формациях, о постседиментационных изменениях минералов и пород, дает достаточно четкое представление о важнейших особенностях распределения и формирования подземных вод различных групп формаций (терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных, галогенных, вулканогенных) для разных стадий их литогенеза в структурах разного типа. Ниже будут приведены по существу главнейшие выводы, следующие из приведенного выше (главы 2—5) анализа гидрохимии основных групп формаций. Важно подчеркнуть, что имеющийся фактический материал свидетельствует о большом разнообразии химического состава и степени минерализации подземных вод одних и тех же групп формаций в зависимости от стадий литогенеза, условий залегания (степени дислоцированности и т. п.), соотношения с другими (особенно галогенными) формациями и т. п.

§ 1. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ГРУПП ФОРМАЦИЙ ДЛЯ РАЗНЫХ СТАДИЙ ИХ ЛИТОГЕНЕЗА

Осадочные (и вулканогенные) геологические формации представляют собой сложные многофазные системы, включающие твердые, жидкие и газообразные минералы, которые находятся между собой в постоянном взаимодействии в течение всего времени существования формации (начиная со стадии седиментогенеза). При этом постоянно в разной степени меняется

и состав твердых, жидких и газообразных минералов. В связи с этим очевидно, что вопросы генезиса как подземных вод и газов в земной коре, так и твердых (в частности, рудных) минералов (и их промышленных скоплений) могут быть поняты только с учетом сопутствующих изменений твердых, жидких и газообразных минералов. Несмотря на то что эти положения были выдвинуты В. И. Вернадским [11] около 50 лет тому назад, реализация их по существу только начинается; это в значительной мере объясняется как большой сложностью данной проблемы, требующей комплексного анализа минеральных ассоциаций формаций в историко-геологическом аспекте, так и нередко отсутствием должного фактического материала. Относительно полно разработаны лишь вопросы преобразования органического вещества в различных осадочных формациях в связи с проблемой генезиса месторождений нефти и газа (В. А. Успенский, В. А. Соколов, В. В. Вебер, Н. Б. Вассоевич, С. Г. Неручев, Е. А. Рогозина, А. Э. Конторович, Л. М. Зорькин, В. П. Строганов и другие). Сведения же о перераспределении различных рудных элементов в осадочных формациях для разных стадий их литогенеза почти отсутствуют, что, несомненно, сдерживает разработку научных основ теории рудообразования в осадочных толщах. Вместе с тем нужно отметить, что исследованиями многих геологов как в нашей стране, так и за рубежом (Е. А. Абрамова, Н. А. Архангельская, А. В. Копелинович, А. Г. Коссовская, Н. В. Логвиненко, Г. Н. Перозио, Я. К. Писарчик, Н. М. Страхов и другие) накоплен довольно обширный материал по разнообразным постседиментационным изменениям твердых минералов различных формаций, позволяющий оценить направленность основных процессов формирования подземных вод этих формаций для разных стадий литогенеза. Ниже с учетом имеющихся данных будут освещены главнейшие черты взаимосвязи гидрогоеомических особенностей и постседиментационного (эпигенетического) минералообразования основных групп формаций на стадиях их диагенеза и катагенеза. Используя эти взаимосвязи, по материалам постседиментационных преобразований формаций можно восстанавливать многие стороны протекавших в них гидрогоеомических процессов. Вместе с тем при настоящей изученности этих вопросов анализ их возможен главным образом для тех геологических обстановок, при которых в изучаемые формации не поступали воды других формаций.

В терригенных континентальных угленосных формациях в диагенетическую (торфяно-болотную) стадию литогенеза широко протекают процессы преобразования органического вещества при активном участии микрофлоры. Вместе с тем существенно различные гидрохимические условия торфяников верхового и низинного типов предопределяют и соответствующую специфику в них минеральных новообразований [Лукашев К. И., Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л. и др., 1971 г.].

Болотные свободные воды верховых торфяников, получающие питание за счет атмосферных осадков, имеют весьма низкую (5—40 мг/кг) концентрацию минеральных солей* с постоянно довольно высоким (до 50—

* Отжатые (поровые) воды верховых торфяников, по данным А. Д. Назарова [1983 г.], имеют минерализацию до 740—770 мг/кг и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав.

100 мг/кг) содержанием органического вещества. Они кислые (рН часто до 4—5), часто в составе свободных и растворенных газов преобладает метан (до 70—90%) при подчиненной роли азота и углекислого газа [Назаров А. Д., 1983 г.]. Минеральные новообразования в верховых торфяниках проявлены слабо и представлены только кварцем и глинами, особенно каолинитом [Лукашев К. И., Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л. и др., 1971 г.].

Низинные торфяники, занимающие пониженные части рельефа, характеризуются болотными водами гидрокарбонатного состава с минерализацией до 300, реже до 500 мг/кг и рН до 6—7. В питании их наряду с атмосферными осадками участвуют подземные (преимущественно грутовые), речные (паводковые) и склоновые воды. Воды низинных торфяников отличаются от грунтовых вод коренных пород значительно более низким содержанием сульфат-иона, что связано с процессами сульфатредукции. Сульфидные формы серы для современных торфяников не характерны, что обусловлено, вероятнее всего, по мнению Я. В. Пейве [1961 г.], связыванием восстановленной серы сульфатов в структурах сложных органических веществ (протеинов, сложных эфиров и др.) в форме сульфидридных групп — SH [Лукашев К. И., Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л. и др., 1971 г.]. Аутигенные минералы в низинных торфяниках довольно многочисленны и разнообразны, представлены гидратами окисей железа (гётит, гидрогётит), карбонатами железа (сидерит), реже гидратами закиси железа (феррогидрит), безводными окислами железа (вивиантит и др.); в торфах также присутствуют в виде рассеянных мелких включений новообразования опала, халиедона, кальцита. Следует отметить, что одним из основных компонентов (от 1/3 до 1/2 по массе) в минеральной части низинных торфяников является кальций, находящийся главным образом в ионообменном состоянии, т. е. низинные торфяники — это аккумуляторы кальция [Лукашев К. И., Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л. и др., 1971 г.]. Это, возможно, наряду с другими факторами (разложение органического вещества, обогащение подземных вод углекислотой, разложение кальциево-натриевых плагиоклазов и др.) и предопределяет в дальнейшем в стадию катагенеза интенсивные процессы карбонатизации пород в угленосных формациях.

В зоне катагенеза терригенных континентальных угленосных формаций распространены обычно гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные метановые и азотно-метановые воды с минерализацией до 3—5 г/кг. Характерной особенностью аутигенного минералообразования в этих формациях в зоне катагенеза является довольно интенсивное разложение первичных обломочных минералов (биотита, пироксена, амфиболов, кальциево-натриевых плагиоклазов и др.) и замещение их вторичными минералами, в основном кальцитом и цеолитами [40, 46, 48 и др.]. В этой зоне также распространены новообразования сульфидов (главным образом пирита), гидрослюд, серицита, каолинита, кварца и др. В условиях позднего катагенеза происходит образование мозаично-регенерационных структур, микростилолитов, раскристаллизация глинистых минералов. Все эти процессы сопряжены с разложением органического вещества и протекают при активном участии продуктов его распада (CO_2 , H_2S и др.).

В зоне диагенеза терригенных континентальных молассоидных полимиктовых формаций в субаквальных (озерных) условиях гумидной зоны (например, в современных озерных отложениях Байкальской котловины и др.) происходит преобразование гидрокарбонатных кальциевых кислородно-азотных вод (с минерализацией до 0,1 г/кг) в гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 0,3—0,5 г/кг и более. В верхней части разреза современных осадков Байкала развита окислительная зона (мощностью до 0,2—0,25 м) с широким развитием новообразований гидроокисных соединений железа и марганца (лимонита, гидрогетита, псиломелана и др.); Eh здесь колеблется в пределах от 140 до 650 мВ. В нижележащей восстановительной зоне аутогенные минералы представлены главным образом гидротроилитом, пиритом (и марказитом), вивианитом [Князева Л. М., 1954 г.]; Eh в этой зоне находится в пределах от 50 до 225 мВ. Наблюдаемые изменения в составе иловых вод (накопление гидрокарбонатов натрия и др.) и проявления аутогенного минералообразования в основном связаны с процессами разложения органического вещества, концентрация которого довольно резко уменьшается с глубиной (например, в глинистых илах С_{org} падает от 1,5—3,9 до 0,5—1,7% в интервале глубин 0,1—1 м).

В зоне катагенеза этих формаций эпигенетические изменения в породах проявляются в коррозии и метасоматическом замещении зерен полевых шпатов, биотита, пироксена, кварца кальцитом, цеолитами, гидрослюдами, кварцем и др. Эти процессы приводят к накоплению в водах главным образом гидрокарбонатов натрия. В результате разложения различных хлорсодержащих минералов (слюд, роговых обманок и др.) в водах накапливается хлор-ион (концентрация до 1—2 г/кг, реже более). Продолжающееся разложение органики обуславливает преимущественно метановый состав растворенных газов.

Терригенные континентальные красноцветные формации областей аридного климата в зоне диагенеза (иногда совпадающей с зоной типергенеза) характеризуются преимущественным распространением соленых (и реже рассольных, до 100—200 г/кг) вод хлоридно-сульфатного, сульфатно-хлоридного магниево-натриевого состава. Местами в верхних частях разреза формаций встречаются линзы пресных и слабосолоноватых вод с минерализацией до 1—3 г/кг. Весьма показательны значения Cl/Bг и rNa/rCl для соленых и рассольных вод этих формаций, изменяющиеся соответственно в пределах от 700—900 до 1500—2000 и от 0,7—0,8 до 1,0—1,6. Формирование этих соленых и рассольных вод связано с процессами континентального засоления и сопровождается новообразованиями карбонатов (в основном карбоната кальция), гипсов и других сульфатно-хлоридных растворимых соединений [Сидоренко А. В., 1956 г.; и др.].

В зоне катагенеза в терригенных континентальных красноцветных формациях содержатся соленые и рассольные воды хлоридного натриевого (и кальциево-натриевого) состава, метановые. Отношение Cl/Bг в них обычно довольно высокое — до 1000—1500 (хотя встречаются значения и 400—600) при rNa/rCl от 0,7 до 0,9, т. е. в целом близко к типовым значениям для вод зоны диагенеза данных формаций.

В стадию катагенеза в терригенных континентальных красноцветных формациях, судя по составу содержащихся подземных вод, активно происходят процессы десульфатизации и разложения органического вещества. Минеральные новообразования представлены в основном кальцитом, часто корродирующим зерна кластического материала, гидрослюдами, сульфидами. Отмечается часто перекристаллизация как карбонатного, так и глинистого цемента.

Терригенные морские формации в стадию диагенеза содержат хлоридные натриевые воды морского типа с минерализацией 35—40 г/кг, которые отличаются от морских вод в основном более низким содержанием сульфатиона, а также некоторой обогащенностью кальцием. Аутигенные минералы в них довольно разнообразны: кальцит, кварц, различные сульфиды (главным образом пирит), гидроокислы железа, карбонаты железа и др. Одним из основных процессов преобразования сульфатно-хлоридных магниево-натриевых морских вод в стадию диагенеза является десульфатизация. Восстановление сульфатов происходит за счет органического вещества при участии сульфатвосстанавливающих бактерий. Эти процессы приводят к накоплению в водах сероводорода, гидрокарбонатов кальция, аммония, брома, иода и других компонентов. Сероводород вступает в реакцию с металлами, образуя сульфиды (в основном пирит); при этом из раствора удаляются и карбонаты кальция. Газы, образующиеся в результате разложения органики, имеют в основном метановый состав со значительной примесью углекислоты. Магний водного раствора переходит в кристаллическое вещество в обмен на кальций (из поглощенного комплекса и кальция, входившего в кристаллические решетки минералов) [Лебедев В. И., 1966 г.]. Следует отметить большую мощность (до 300 м и более) зоны диагенеза терригенных морских глубоководных песчано-глинистых и глинистых формаций.

Перечисленные выше процессы продолжаются и в начальные фазы катагенеза при погружении терригенных морских формаций на глубины до 1—2 км; при этом они сопровождаются растворением ряда нестойких минералов, и в первую очередь биотита, пироксена, амфиболов, кальциево-натриевых плагиоклазов и др., которые обычно метасоматически замещаются различными аутигенными минералами: карбонатами, цеолитами и др. [39, 40, 46 и др.]. Продолжается разложение органического вещества с выделением больших количеств метана, углекислоты и других газов [26, 72 и др.]. При этом в подземных водах накапливаются иод, бром и некоторые другие элементы. На глубинах 3—5 км и более происходят процессы дальнейшего уплотнения и литификации пород, и в частности интенсивное растворение и регенерация кварца и полевых шпатов. Основным аутигенным минералом в этой части зоны катагенеза является кварц, который приобретает здесь большую подвижность благодаря высоким температурам. Довольно широко протекают на этих глубинах и явления альбитизации плагиоклазов, приводящие к переводу кальция в водный раствор. По мере погружения морских песчано-глинистых и глинистых формаций происходит значительное уплотнение, сопровождающееся выделением огромных количеств свободных и физически связанных вод. Кроме того, довольно большое количество воды (до 10—15% от первоначального объема погружающихся глинистых толщ) может выделяться вследствие изменения минералогиче-

ского состава и раскристаллизации глинистых минералов (замещение монтмориллонитовых или бейделлитовых глин гидрослюдами и т. п.) [5, 26 и др.]. Эти процессы могут привести к некоторому снижению минерализации седиментогенных вод, что и наблюдается, например, в глинистой формации Р₃—N₁ Восточного Предкавказья и т. п.

В терригенных морских формациях, подвергшихся складчатости и метагенетически (и катагенетически) измененных, ниже региональных базисов эрозии вскрываются подземные воды часто с повышенным (до 2—3 г/кг) и высоким (до 15—20 г/кг и более) содержанием хлор-иона, имеющего по комплексу признаков связь с седиментогенными процессами. В целом же эти воды, имеющие обычно хлоридно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный состав, представляют собой смесь седиментогенных, метаморфогенных и инфильтрогенных вод. Для терригенных морских формаций зелено-сланцевой фации метаморфизма (например, песчано-глинистой формации J₁—J₂ северного склона Большого Кавказа и др.) наряду с разнообразными метасоматическими изменениями пород характерно наличие многочисленных тонких трещин, прожилков, рассекающих все породы на отдельные угловатые блоки. Эти прожилки и трещины выполнены обычно кварцем, реже кальцитом, хлоритовыми, серицитовыми агрегатами и др. (в том числе и рудными).

Терригенно-карбонатные и карбонатные формации в зоне диагенеза содержат седиментогенные воды морского питания с минерализацией 36—44 г/кг хлоридного натриевого состава. При этом в одних случаях (скв. 229 13-го рейса «Гломара Челленджера» в Красном море) наблюдается резкое понижение концентраций сульфат-иона в поровых водах, в других же случаях (скв. 225 13-го рейса «Гломара Челленджера» в Средиземном море; скв. 98 11-го рейса «Гломара Челленджера» в Северной Атлантике) содержания сульфат-иона в поровых водах остаются почти неизменными по сравнению с океаническими (морскими) водами (табл. 11). Вместе с тем во всех случаях в илах встречаются довольно обильные новообразования сульфидов железа, что свидетельствует о довольно активно протекавших явлениях десульфатизации, которые должны были бы привести к понижению концентраций сульфатов в поровых водах. Этот вопрос требует дополнительного исследования. В скв. 229 в южной части Красного моря (рис. 20), где поровые воды характеризуются низкими содержаниями сульфат-иона (0,01—0,1 г/кг), наблюдаются повышенные концентрации гидрокарбонат-иона (до 1,0 г/кг), аммония (до 0,8 г/кг), стронция (до 0,14 г/кг) и ряда металлов (табл. 11). Ильи здесь интенсивно насыщены газами, в составе которых установлена углекислота, сероводород, метан. Все это является отражением взаимосвязанных процессов десульфатизации и разложения органического вещества.

Эти процессы продолжаются и в зоне катагенеза терригенно-карбонатных и карбонатных формаций, сочетаясь с явлениями уплотнения пород, перекристаллизации минералов, коррозии и метасоматических замещений кластических минералов, образования сутуро-стилолитовых швов и т. п. Все эти процессы приводят к формированию хлоридных натриевых метановых вод с минерализацией обычно от 20 до 50 г/кг (например, известняковая

формация К₂ Восточного Предкавказья, известняково-мергельная формация К₂—Р| Равнинного Крыма и др.).

Катагенетически измененные и сильно дислоцированные формации этой группы характеризуются большим разнообразием гидрогохимических условий, и выявление общих закономерностей для них пока что представляет-ся затруднительным. Так, седimentогенные воды терригенно-карбонатных (К_{2t}—d) и карбонатных (J₃—К_{1inc}) формаций Копетдага весьма обогащены иодом, воды флишевой формации J₃—К₁ южного склона Большого Кавказа в зоне катагенеза обогащены углекислотой и бором, воды известняковой формации J₃—К₁ в районе Адлерской впадины имеют своеобразный углекисло-сероводородно-метановый газовый состав, содержание H₂S + HS⁻ в них достигает 0,4—0,68 г/кг и т. п. Гидрогохимические особенности для каждой из этих формаций обусловлены конкретными гидрогоеологическими условиями. Общим является лишь наличие в них в разной степени измененных седimentогенных вод морского питания.

Гидрогохимия галогенных формаций для стадии диагенеза изучена еще крайне слабо, особенно формаций, накапливавшихся в бассейнах, полуизолированных от океана и открытых морей. Материалы глубоководного бурения «Гломара Челленджера» установили наличие в миоценовых галогенных формациях Средиземного и Красного морей рассолов разного состава и генезиса (табл. 14). Наряду с рассолами, близкими по комплексу признаков к рассолам выщелачивания (скв. 225, 228), в скв. 227 вскрыты рассолы седimentогенного облика: содержание магния в них достигает 16,8, кальция — 6,7 г/кг. Широко развитые в этих формациях доломитовые или часто содержат обильные включения аутогенных сульфидов. Возможно, что и доломиты являются вторичными (седimentационно-диагенетическими); это в определенной мере находится в соответствии с высокими содержаниями кальция в рассолах. В зонах катагенеза галогенные формации, формировавшиеся в бассейнах, полуизолированных от океана и открытых морей, содержат, как известно [6, 32, 53 и др.], высококонцентрированные рассолы хлоридного кальциевого и кальциево-натриевого состава с минерализацией до 350—400 г/кг и более, с высокими концентрациями брома, калия, стронция и других компонентов, представляющие собой видоизмененную (метаморфизованную) рапу древних солеродных бассейнов. Эпигенетические изменения в стадию катагенеза проявлены в основном процессами перекристаллизации минералов, стилолитизации. В горизонтах доломитов и доломито-ангидритов, залегающих среди пластов каменной соли, фиксируются процессы кальцитизации (по порам и трещинам), доломитизации — перекристаллизации, метасоматической сульфатизации, засолонения (заполнения галитом пор, каверн и трещин), выщелачивания и др. [2, 54]. Но важно отметить, что все эти катагенетические процессы не в состоянии объяснить наблюдаемый состав подземных рассолов, а также, что весьма существенно, наличие их в громадных количествах в подсоленосных толщах. Вероятнее всего, основные процессы формирования этих рассолов происходили в диагенетическую стадию, длительность которой могла достигать десятков миллионов лет.

Большая роль процессов доломитизации в формировании хлоридных кальциево-натриевых и кальциевых рассолов в стадию диагенеза доказы-

вается, в частности, широким распространением на Сибирской платформе седиментационно-диагенетических и диагенетических доломитов в галогенико-карбонатных отложениях раниекембрийского возраста [Архаигельская Н. А., Григорьев В. Н., Зелеинов К. К., 1960 г.].

Взаимосвязь процессов доломитизации пород в галогенных карбонато-галитовых формациях и накопления в межсолевых (и подсолевых) седиментогенных рассолах хлоридов кальция обсуждалась в работах многих исследователей (А. Е. Ходыков, В. И. Лебедев, В. И. Гуревич, М. Г. Валяшко, Е. В. Порохов, М. С. Гуревич, Л. Н. Капченко и другие). Особое значение при этом имели работы А. Е. Ходыкова [1959 г.] и В. И. Лебедева [1965, 1966 гг.], в которых развивались представления о том, что процессы абсорбционного обмена магния рассола на кальций (и строиций) породы протекают в основном в стадию диагенеза осадочных пород. Работами В. И. Лебедева [1965, 1966 гг.], в частности, было доказано, что поступление магния из раствора в состав кристаллического вещества вместо кальция и строиция (одновременно переходящих в раствор) энергетически выгодно. При этом в ассоциации с доломитами, сформировавшимися при диагенезе, можно ожидать почти полного замещения магния водных растворов кальцием первичных карбонатов. Внутри солевых толщ, особенно вне контакта с другими осадочными образованиями, захороненная рапа должна оставаться с высокими содержаниями магния и натрия. Вместе с тем концентрации калия мало меняются в подземных рассолах при диагенетических процессах. Следует отметить, что все эти выводы В. И. Лебедева, касающиеся направленности абсорбционных процессов при диагенезе карбонато-галогенных толщ, полностью согласуются с имеющимся фактическим материалом по гидрогеологии как Сибирской платформы, так и других регионов интенсивного соленакопления [45].

В галогенных формациях, связанных с континентальным галогенезом, наряду с высококонцентрированными рассолами сульфатно-хлоридного натриево-магниевого состава (как это, например, наблюдается на Карабогаз-Голе) в терригенных континентальных толщах формируются соленые и рассольные воды. Аутогенные минералы в этих формациях типичны для отложений, формирующихся в условиях континентального засолонения [Сидоренко А. В., 1956 г.; и др.]. В зоне катагенеза эти формации обладают большой пестротой минерализации (от 10—20 до 100—200 г/кг и более) подземных вод хлоридного натриевого и кальциево-натриевого состава. Коэффициент Cl/Br в них колеблется от 100 до 1000 и более, rNa/rCl — от 0,7 до 0,9. В составе газов преобладает обычно метан, местами воды обогащены сероводородом.

В вулканогенных и вулканогено-осадочных наземных формациях в районах отсутствия галогенных и морских формаций разного типа (как отмечено в § 1 главы 5) не известны соленые и рассольные хлоридные воды даже в областях современного вулканизма (Исландия). Представляют также особый интерес данные о гидрохимии вулканогенной формации верхней юры и мела о. Монерон (см. § 4 главы 5). Наличие здесь хлоридных кальциево-натриевых и натриево-кальциевых вод с минерализацией до 31 г/кг показывает (наряду с данными по о. Кунашир и др.), что воды подобного типа, вероятно, имеют региональное распространение в гидротермально-

измененных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формациях в субаквальных условиях. Ранее значение этих процессов в накоплении хлоридов кальция в подземных водах вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций отмечалось М. С. Гуревичем [1964 г.], а затем Л. Н. Капченко [1966 г.].

Гидротермальные преобразования вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций в областях современного вулканизма находятся в тесной зависимости от состава (газового и ионно-солевого) термальных вод, характера гидрохимической зональности.

Вертикальная зональность гидротермально измененных пород в очагах разгрузки щелочных хлоридных натревых терм изучена на Камчатке, Курильских островах, в Новой Зеландии, на Японских островах, в Северной Америке и других регионах. Во многих случаях она обладает довольно сходным обликом. Так, на Камчатке, в районе выходов Паужетских щелочных ($\text{pH}=8$) источников хлоридного натривого состава с минерализацией 2–3 г/кг, С. И. Набоко и Б. И. Пийлом [1961 г.] по материалам изучения керна скв. Р-1 до глубины 800 м были выделены три зоны гидротермально измененных пород: каолинизации (0,5 м), цеолитизации и фельдшпатизации (30–240 м), пропилитизации (240–800 м). Термальные воды в зоне каолинизации кислые ($\text{pH}=3,3$) сульфатного натривого состава с минерализацией до 2,7 г/кг. Эти воды образуются в результате конденсации пара при миграции термальных вод к поверхности земли и окислению содержащегося в них сероводорода. Термальные воды в зоне цеолитизации и фельдшпатизации и зоне пропилитизации, вскрываемые скважинами, хлоридные натривые с минерализацией около 3 г/кг. Основными аутигенными минералами в зоне пропилитизации являются кальцит, хлорит, серцит, альбит, сфен, реже кварц, цеолиты и др.

В очагах разгрузки сильнокислых ($\text{pH}<2\frac{1}{3}$) терм сульфатного и хлоридного состава, связанных, по-видимому, с промежуточными магматическими очагами, образуются опаловые, опало-серные, опало-алунитовые, опало-алунито-меланитовые, кварцово-опаловые, кварцово-алунитовые и другие породы (С. И. Набоко, Б. И. Пийл, Г. М. Власов и другие.). Вскрытая мощность этих образований на Курильских островах достигает 100–160, в Японии до 200–500 м. Опаловые, алунитовые и другие сильно измененные породы подстилаются часто пропилитизированными толщами. Однако представления об условиях взаимоотношения этих гидротермально измененных толщ, так же как и приуроченных к ним термальных вод, во многом остаются дискуссионными. Многие исследователи (Г. М. Власов, С. И. Набоко, О. Б. Борисов и другие) полагают, что сильнокислые термы на действующих вулканах сменяются щелочными (и слабокислыми). Однако имеющиеся данные по характеру гидротермальных изменений на вулканах в Центральной Японии [Ивао Ш., 1965 г.] скорее говорят о том, что сильнокислые сульфатные и хлоридные термы, развитые на действующих вулканах, связаны с глубинными кислыми термами, отщепляющимися от промежуточных магматических очагов [8].

Огромное влияние на гидрохимию осадочных и вулканогенных формаций в стадии диагенеза и катагенеза оказывают процессы разложения органического вещества, протекающие с выделением воды, углекислого газа,

ТАБЛИЦА 18

**Расчетные концентрации отдельных компонентов метаморфизма
рассеянного органического вещества в поровых водах, г/л,
по Л. Н. Капченко [1972 г.]**

Компоненты	Стадии метаморфизма				
	ТБ	БД ДЛ	ДГ ДП	ГЖ ТЖ	ЖК TK
Органическое вещество (в остатке), %	1,46	1,31	1,17	1,11	1,05
Летучие (выделившиеся):					
H ₂ O	4,44	2,90 7,34	2,23 9,57	0,28 9,85	1,57 11,42
CO ₂	12,2	13,7 25,9	15,6 41,5	9,50 51,0	9,47 60,47
C _n H _{2n+2}	3,0	1,92 4,92	1,56 6,48	0,29 6,76	1,19 7,95
H ₂ S	1,08	0,97 2,05	1,56 3,61	1,15 4,76	1,57 6,33
NH ₃	0,50	0,58 1,08	0,67 1,75	0,28 2,03	0,38 2,41

П р и м е ч а и н е. ТБ — торфяная—буроугольная; БД — буруугольная—глиниопламенная; ДЛ — торфяная—глиниопламенная; ДГ — глиниопламенная—газовая; ГГ — торфяная—газовая; ГЖ — газовая—жирия, ТЖ — торфяная—жирия; ЖК — жирия—коксовая; ТК — торфяная—коксовая.

сероводорода, углеводородных газов, аммиака, азота, органических кислот, брома, иода и некоторых других соединений [Успенский В. А., 1954 г.; Вассоевич Н. Б., 1967 г.; Неручев С. Г., 1968 г.; Конторович А. Э., Рогозина Е. А., 1967 г.; и др.]. Данные о количестве основных летучих компонентов, выделяющихся в результате преобразования (метаморфизма) рассеянного органического вещества на разных стадиях литогенеза, приведены в табл. 18. Проведенные Г. В. Богомоловым и Ю. В. Мухиным [1975 г.] расчеты показывают, что при содержании в 1 м³ рыхлого осадка 20 кг органического вещества объем образовавшихся газов в несколько раз превышает объем пор. Образовавшиеся газы в соответствии с растворимостью насыщают поровые воды, а избыток их (если он окажется) эмигрирует в виде свободной газовой фазы. По данным Г. В. Богомолова и Ю. В. Мухина, количество образующегося углекислого газа, несмотря на большие масштабы генерации, оказывается все же недостаточным для насыщения поровых вод углекислотой и поровые воды на всех стадиях преобразования органического вещества остаются недонасыщенными ею. Поровые воды также оказываются недонасыщенными в ходе этих процессов и азотом. Вместе с тем генерация метана на торфяной и буруугольной стадиях оказывается столь интенсивной, что поровые воды на этих стадиях предельно насыщены метаном, а значительная часть его, кроме того, выделяется в виде свободного газа.

При уплотнении осадка часть поровой жидкости будет выжиматься из порового пространства глинистых пород в прилегающие пласти-коллекторы. Подземные воды этих пластов-коллекторов (преимущественно песчан-

ных) также недонасыщены обычно углекислым газом, азотом и метаном. Если минерализация пластовых вод высокая (более 100—200 г/кг), будет действовать эффект высаливания, понижающий растворимость газов. Углекислота в пластовых водах в значительной степени расходуется при реакциях растворения и метасоматического замещения различных минералов. Количество сероводорода, образующегося в результате преобразования органического вещества, относительно невелико (табл. 18), и он быстро расходуется — активно участвует в образовании сульфидов. Азот как инертный газ хорошо сохраняется и накапливается в подземных водах.

Гипергенные преобразования осадочных и вулканогенных формаций проявляются в условиях преобладания восходящих тектонических движений, когда происходит осушение водных бассейнов, возникают участки суши, подвергающиеся денудации, выветриванию. Особенно активны эти процессы в верхних частях геологического разреза — до глубин региональных базисов эрозии. Большое влияние на характер эпигенетических процессов в зоне гипергенеза оказывают климатические условия [Перельман А. И., 1968; и др.].

Так, в областях гумидного климата в верхних частях песчано-глинистых морских и континентальных формаций происходит разложение слюд и полевых шпатов с образованием каолинита. В результате окисления сульфидов возникают гидроокислы железа, наблюдаются некоторая регенерация кварца и другие новообразования. Приуроченные к этим отложениям подземные воды в основном гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные с минерализацией до 0,5—1 г/кг. В карбонатных и галогенно-карбонатных толщах широко протекают процессы карстообразования, десульфатизации, раздоломничивания, доломитизации, кальцитизации и др. Наряду с пресными гидрокарбонатными водами в этих толщах формируются соленые и рассольные воды сульфатного и хлоридного состава. Гипергенные изменения галогенно-карбонатных пород обстоятельно изучены Я. К. Писарчик [1963 г.]. По ее данным, гипергенные процессы на территории Иркутского амфитеатра привели к образованию в кембрийских галогенно-карбонатных толщах сплошного покрова — шлялы десульфатизированных и кальцитизированных пород мощностью до нескольких сотен метров (в зависимости от положения современных и древних базисов эрозии). В этих толщах наблюдается также доломитизация и раздоломничивание пород, окремнение и окварцевание, пиритизация, а в верхних частях разреза — выщелачивание и карстообразование. Частое присутствие новообразований пирита в десульфатизированных (и одновременно кальцитизированных) породах указывает на восстановительные условия этих эпигенетических, в основном метасоматических, процессов (карбонаты образуют псевдоморфозы по ангидриту).

В аридных областях в верхних частях геологического разреза наряду с выщелачиванием пород различных формаций активно происходит и накопление химических элементов. Здесь широко развиты новообразования карбонатов, гипсов и других сульфатно-хлоридных водорастворимых соединений [Сидоренко А. В., 1956 г.; и др.].

Выше были кратко рассмотрены вопросы взаимосвязи гидрохимических особенностей и постседиментационного минералообразования основных групп формаций на разных стадиях их литогенеза для геологических

обстановок, когда морские терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные и вулканогенные формации не имеют связи с галогенными формациями (а континентальные гумидные и наземные вулканогенные также и с морскими формациями). В тех же случаях, когда эта связь проявляется (или проявлялась ранее), гидрогеохимия соответствующих формаций резко меняется, что подробно рассмотрено выше (главы 2—5). Соответственно меняется и облик постседиментационного (эпигенетического) минералообразования. Взаимосвязь подземных вод смежных формаций проявляется на разных стадиях литогенеза. Важно отметить, что эти процессы широко проявлены и на стадии диагенеза, продолжительность которой может достигать многих миллионов лет в глубоководных седиментогенных бассейнах. Эта большая длительность, растянутость во времени нахождения формаций на диагенетической и раннекатагенетической стадиях литогенеза ранее не учитывалась. Между тем именно в эти стадии осуществляется весьма активная взаимосвязь вод различных формаций, с чем могут быть сопряжены (при определенных условиях) и процессы формирования рудных месторождений.

§ 2. ПАЛЕОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ОСНОВНЫХ ГРУПП ФОРМАЦИЙ ДЛЯ РАЗНЫХ СТАДИЙ ИХ ЛИТОГЕНЕЗА В СТРУКТУРАХ РАЗНОГО ТИПА

Образование многих типов месторождений полезных ископаемых в осадочных и вулканогенных формациях происходит на разных стадиях их литогенеза при активном участии подземных вод различного происхождения (седиментогенных, инфильтрографических, метаморфогенных и др.). В связи с этим восстановление гидрогеохимических условий рудообразования (реконструкция химического состава подземных вод и т. п.) представляет большой интерес при прогнозировании месторождений, выявлении условий их формирования и размещения в осадочных и вулканогенных формациях [5, 23, 79].

Эти положения геологи-рудники отмечали в своих работах неоднократно. Так, Г. А. Крутов [42] указывал, что те или иные предположения о характере и составе растворов, переносящих рудное вещество, в значительной степени предопределяют решение остальных тесно взаимосвязанных между собой вопросов, образующих логическую цепь взглядов о весьма важных представлениях теории рудообразования (источник, время отделения, механизм переноса, кислотность—щелочность растворов, взаимодействие с боковыми породами, условия отложения и т. д.). Почти все выявляемые палеогидрогеохимические характеристики формаций являются критериями условий формирования и локализации месторождений полезных ископаемых, связанных с деятельностью подземных вод [5].

При проведении палеогидрогеохимических реконструкций в целях оценки рудоносности осадочных и вулканогенных формаций в первую очередь должны быть восстановлены региональные гидрогеохимические условия (гидрогеохимическая зональность, преобладающая минерализация подземных вод в разных зонах, преобладающие компоненты ионно-солевого

и газового состава подземных вод и т. п.) для определенных эпох рудообразования. Применяемые для этих региональных исследований палеогидрогеохимические показатели основаны на существовании закономерных связей между химическим составом подземных вод и типом водовмещающих формаций. Уже первые обобщения в данном направлении [25, 26, 32, 33, 74] создали предпосылки для проведения научно обоснованных палеогидрогеохимических реконструкций и позволили осуществить палеогидрологический анализ условий формирования и локализации некоторых типов рудных месторождений [5].

В частности, было установлено, что для многих осадочных формаций в областях гумидного климата минерализация и ионно-солевой состав подземных вод определяются в пределах верхнего гидрогеодинамического этажа (зоне гипертенеза) наличием водорастворимых соединений в геологических формациях и что воды здесь имеют инфильтрационное происхождение; в пределах нижнего гидрогеодинамического этажа (зоне катагенеза) минерализация и ионно-солевой состав подземных вод являются в значительной мере унаследованными от вод древних бассейнов седиментации, в которых происходило накопление данных водосодержащих формаций (или смежных с ними), и воды нижнего этажа имеют в основном сedиментационное происхождение [27, 32]. В целом эти общие положения верны, но далеко не исчерпывают всего разнообразия гидрогеохимии геологических формаций, обусловленного большой сложностью истории развития геологических структур разного типа. Они не учитывают, в частности, в должной мере особенностей взаимодействия подземных вод геологических формаций на разных стадиях их лингенеза в структурах разного типа, существенно изменяющих (как это показано в главах 2–5) гидрогеохимию формаций. Однако специальных работ по изучению гидрогеохимии формаций для разных стадий лингенеза ранее не проводилось как в нашей стране, так и за рубежом, что, естественно, и сдерживало дальнейшее внедрение методов палеогидрологического (и в частности, палеогидрогеохимического) анализа в практику металлогенических исследований. Этот пробел восполнен в некоторой мере в настоящей работе.

По материалам выполненных исследований (главы 2–5) для изученных групп формаций выявлены наиболее распространенные геологические обстановки, в которых однотипные формации существенно различаются гидрогеохимическими условиями. С учетом этих данных определены палеогидрогеохимические показатели для основных групп осадочных и вулканогенных формаций для зон катагенеза и гипертенеза в структурах разного типа. Характеристика этих палеогидрогеохимических показателей дана в табл. 19–22.

Проведенная типизация геологических обстановок для рассмотренных групп формаций по гидрогеохимическим признакам, очевидно, не является исчерпывающей. Но вместе с тем данная типизация учитывает наиболее характерные, часто встречающиеся случаи, поэтому установленные палеогидрогеохимические показатели являются в достаточной мере представительными и могут быть использованы для восстановления главных черт гидрогеохимии в палеоструктурах разного типа.

ТАБЛИЦА 19

Палеогидрохимические показатели терригенных формаций

Тип геологической обстановки для основных групп формаций	Зона катагенеза			Зона гипергенеза		
	Минерализация воды, г/кг	Преобладающие компоненты вод	Преобладающие газы	Минерализация воды, г/кг	Преобладающие компоненты вод	Преобладающие газы
I. Формации, дна- и катагенетически измененные и слабо дислокированные						
Континентальные терригенные (песчаные, песчано-глинистые угленосные и т. п.) области гумидного климата, залегающие в верхних частях разреза	От 0,6—1,5 до 3—4	HCO ₃ —Na, HCO ₃ (Cl)—Na, реже Cl(HCO ₃)—Na	N ₂ (CH ₄), CH ₄ (N ₂)	От 0,2—0,5 до 0,6—3	HCO ₃ —Ca, реже SO ₄ (HCO ₃)—Ca(Na)	N ₂ (O ₂)
Континентальные терригенные (полимиктовые, песчано-алевролитовые красноцветные и т. п.) области аридного климата, залегающие в верхних частях разреза	От 0,6—3 до 100—150	SO ₄ (HCO ₃)—Na, SO ₄ (Cl)—Na(Mg), Cl(SO ₄)—Na(Mg)	N ₂	От 0,2—0,5 до 3—10	HCO ₃ —Ca, SO ₄ (Cl)—Na	N ₂ (O ₂)
Континентальные и прибрежно-морские территиенные (песчаные, песчано-глинистые и т. п.), залегающие в верхних частях разреза	От 3—10 до 20—30	Cl(NCO ₃)—Na, Cl—Na	N ₂ (CH ₄), CH ₄ (N ₂)	От 0,2—0,5 до 0,6—1	HCO ₃ —Ca	N ₂ (O ₂)
Континентальные терригенные, перекрытые морскими (терригенными, карбонатными и др.)	От 10—20 до 30—40	Cl—Na(Ca)	CH ₄	—	—	—
Континентальные терригенные, перекрытые галогенными	От 70—140 до 300—350	Cl—Na(Ca), Cl—Ca(N ₂)	CH ₄	—	—	—
Морские терригенные (песчано-глинистые, глинистые и т. п.), залегающие в верхних частях разреза	От 20—30 до 30—40	Cl—Na, Cl—Na(Ca)	CH ₄	От 0,2—0,5 до 0,6—1	HCO ₃	N ₂ (O ₂)

Продолжение табл. 19

Тип геологической обстановки для основных групп формаций	Зона катагенеза			Зона гипергенеза		
	Минерализация воды, г/кг	Преобладающие компоненты вод	Преобладающие газы	Минерализация воды, г/кг	Преобладающие компоненты вод	Преобладающие газы
Морские и прибрежно-морские (засолоненных лагун) терригенные (песчаные, песчано-глинистые), залегающие в верхних частях разреза	От 20—30 до 100—140	Cl—Na, Cl—Na(Ca)	CH ₄	От 0,2—0,5 до 1—3	HCO ₃ —Ca, SO ₄ (HCO ₃)—Ca	N ₂ (O ₂)
Морские терригенные, перекрывающие галогенные	От 20—30 до 100—200	Cl—Na, Cl—Na(Ca)	CH ₄	От 0,2—0,5 до 0,6—1	HCO ₃ —Ca	N ₂ (O ₂)
Морские терригенные, перекрытые галогенными	От 70—140 до 300—350	Cl—Na(Ca), Cl—Ca	CH ₄	—	—	—
II. Формации, катагенетически измененные и сильно дислоцированные						
Морские терригенные	От 5—10 до 20—30	Cl—Na, HCO ₃ (Cl)—Na	N ₂ , (CH ₄)N ₂ , CO ₂	От 0,2—0,5 до 0,6—1	HCO ₃ —Ca, HCO ₃ —Na	N ₂ (O ₂)
Морские терригенные, перекрытые галогенными	От 70—140 до 300—350	Cl—Na, Cl—Na(Ca)	N ₂ , CH ₄ , CO ₂	—	—	—
III. Формации, метагенетически измененные и сильно дислоцированные (зеленосланцевой фации метаморфизма)						
Морские терригенные	От 3—10 до 20—30	HCO ₃ (Cl)—Na, Cl(HCO ₃)—Na	N ₂ , CH ₄ , CO ₂	0,2—0,5	HCO ₃ —Ca	N ₂ (O ₂)

ТАБЛИЦА 20

Палеогидрогохимические показатели терригенно-карбонатных и карбонатных формаций

Тип геологической обстановки для основных групп формаций	Зона катагенеза			Зона гипергенеза (в области супидного климата)		
	Минерализация воды, г/кг	Преобладающие компоненты вод	Преобладающие газы	Минерализация воды, г/кг	Преобладающие компоненты вод	Преобладающие газы

I. Формации, дна- и катагенетически измененные и слабо дислоцированные

Терригенно-карбонатные и карбонатные, залегающие в верхних частях разреза	От 20—25 до 30—40	Cl—Na, Cl—Na(Ca)	CH ₄	От 0,2—0,5 до 0,6—1	HCO ₃ —Ca	N ₂ (O ₂)
Терригенно-карбонатные и карбонатные, перекрывающие галогенные	От 20—40 до 70—250	Cl—Na, Cl—Na(Ca)	CH ₄	От 0,2—0,5 до 0,6—1	HCO ₃ —Ca	N ₂ (O ₂)
Терригенно-карбонатные и карбонатные, перекрытые галогенным	От 70—140 до 200—300	Cl—Na(Ca), Cl—Ca(Na)	CH ₄ , CH ₄ (H ₂ S)	—	—	—

II. Формации, катагенетически измененные и сильно дислоцированные

Терригенно-карбонатные и карбонатные, залегающие в верхних частях разреза	От 5—10 до 20—30	Cl—Na, Cl(HCO ₃)—Na, HCO ₃ (Cl)—Na	N ₂ , N ₂ (CH ₄), CO ₂	0,2—0,5	HCO ₃ —Ca	N ₂ (O ₂)
Терригенно-карбонатные и карбонатные, перекрытые галогенным	От 50—70 до 140—250	Cl—Na, Cl—Na(Ca)	N ₂ , CH ₄	—	—	—

ТАБЛИЦА 21

Палеогидрохимические показатели галогенных формаций, дна- и катагенетически измененных, в разной степени дислоцированных

Тип геохимической обстановки для основных групп формаций	Зона катагенеза			Зона гипергенеза		
	Минерализация воды, г/кг	Преобладающие компоненты вод	Преобладающие газы	Минерализация воды, г/кг	Преобладающие компоненты вод	Преобладающие газы
Ангидрито-гипсовые	70—200	Cl—Na, Cl—Na(Ca)	N ₂ , CH ₄ (N ₂), H ₂ S	0,2—0,5 0,6—4 2—10	HCO ₃ —Ca, SO ₄ —Ca, SO ₄ (Cl)— Na(Ca)	N ₂ (O ₂)
Галититовые	От 140—200 до 300—405	Cl—Na, Cl—Na(Ca), Cl—Ca, Cl—Ca(Mg)	CH ₄ , N ₂ (CH ₄), H ₂ S	0,2—0,6 0,6—4 2—10 1—270	HCO ₃ —Ca, SO ₄ —Ca, SO ₄ (Cl)— Na(Ca)	N ₂ (O ₂)

ТАБЛИЦА 22

Палеогидрохимические показатели вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций

Тип геологической обстановки для основных групп формаций	Зона катагенеза			Зона гипергенеза (с учетом проявления вулканизма)		
	Минерализация воды, г/кг	Преобладающие компоненты вод	Преобладающие газы	Минерализация воды, г/кг	Преобладающие компоненты вод	Преобладающие газы
I. Формации, катагенетически (и местами гидротермально) измененные, в разной степени дислоцированные						
Наземные вулканогенно-осадочные и вулканогенные в районах с отсутствием морских и лагунных (галогенных) формаций	1—3	HCO ₃ —Na	N ₂ , CH ₄ (N ₂)	0,5—1,5	HCO ₃ —Ca, Cl(HCO ₃)	N ₂ (O ₂), H ₂ , CO ₂ *
Наземные вулканогенно-осадочные и вулканогенные, перекрывающие морские	От 1—3 до 10—20 (в зонах разломов)	HCO ₃ (Cl)—Na, Cl—Na*	N ₂ , CO ₂ *	0,2—0,5 От 1—5 до 10—20	HCO ₃ —Ca, SO ₄ —Fe, Al, Ca и т. п.*, Cl(SO ₄)— Fe, Al, Ca*	N ₂ (O ₂), CO ₂ (H ₂ S)*
Наземные (и морские) вулканогенно-осадочные и вулканогенные, перекрывающие галогенные	От 1—3 до 70—300 (в зонах разломов)	HCO ₃ —Na, Cl—Na*, Cl—Ca(Na)*, SO ₄ (Cl)*	N ₂ , N ₂ (CH ₄)*, CO ₂ (N ₂)*	0,2—0,5 От 1—5 до 10—100	HCO ₃ —Ca, SO ₄ —Fe, Al, Ca и т. п.*, Cl(SO ₄)— Fe, Al, Ca*	N ₂ (O ₂), CO ₂ (H ₂ S)*
Морские вулканогенно-осадочные и вулканогенные	От 15—20 до 30—40	Cl—Na, Cl—Na(Ca)*	N ₂ , N ₂ (CO ₂)*, CO ₂ *	0,2—0,5 От 1—5 до 10—20	HCO ₃ —Ca, SO ₄ —Fe, Al, Ca и т. п., Cl(SO ₄)— Fe, Al, Ca и т. п.*	N ₂ (O ₂), CO ₂ (H ₂ S)*
Морские (и наземные) вулканогенно-осадочные и вулканогенные, перекрыты галогенными	От 70—140 до 250—300	Cl—Na(Ca), Cl—Ca(Na)	CH ₄	—	—	—
II. Формации, метагенетически (и гидротермально) измененные, сильно дислоцированные (зеленосланцевой фации метаморфизма)						
Морские вулканогенно-осадочные и вулканогенные	От 10—20 до 20—40	Cl—Na(Ca)	N ₂ (CO ₂)	0,2—0,5	HCO ₃ —Ca	N ₂ (O ₂)

* Воды в областях активного вулканизма.

ТАБЛИЦА 23

Средние концентрации, г/кг, основных компонентов химического состава подземных

Группы формаций	M	K ⁺ + Na ⁺	Mg ²⁺
Катагенетически			
Терригенные континентальные гумидные, залегающие в верхних частях разреза	От 0,6—1,5 до 3—4	От 0,02—0,1 до 0,01—0,06 до 0,5—0,9	
Терригенные континентальные аридные, залегающие в верхних частях разреза	От 0,6—3 до 100—150	От 0,2—1 до 30—40 до 1—3	0,2—0,5
Терригенные континентальные гумидные, перекрытые морскими	10—30	2—10	0,01—0,5
Терригенные континентальные гумидные, перекрытые галогенными	От 70—140 до 300—350	15—90	0,5—10
Терригенные морские, залегающие в верхних частях разреза	20—40	4—10	0,02—0,2
Терригенные морские, перекрытые галогенными	От 70—140 до 300—350	15—90	0,5—10
Терригенно-карбонатные и карбонатные, залегающие в верхних частях разреза	20—40	5—20	0,2—0,5
Терригенно-карбонатные и карбонатные, перекрытые галогенными	От 70—140 до 200—300	25—60	1—3
Галогенные галититовые	До 250—350	10—60	4—30
Метагенетически измененные			
Морские терригенные	От 3—10 до 20—30	От 0,1—1 до 5—10	0,01—0,3

Кроме того, для региональных палеогидрогеохимических реконструкций могут быть использованы приведенные в главах 2—5 описания гидрогеохимии конкретных геологических формаций, а также дополняющие текст формационно-гидрогеохимические профили. Последние характеризуют гидрогеохимические условия регионов с весьма различным геологическим строением, с разными ассоциациями формаций, находящихся на разных стадиях литогенеза. В том случае, если палеоформационные профили оказываются достаточно сходными по строению с формационно-гидрогеохимическими профилями, построенными для современной эпохи, они обладают весьма сходными гидрогеохимическими условиями. Таким образом, приводимые в работе формационно-гидрогеохимические профили могут применяться как эталоны при палеогидрогеохимических реконструкциях.

Выполненные исследования по гидрогеохимии осадочных и вулканогенных формаций для разных стадий их литогенеза в структурах разного типа (главы 2—5) позволяют подойти к количественной оценке средних концентраций химических элементов в подземных водах различных формаций при палеогидрогеохимических реконструкциях. Сведения о средних концентрациях основных химических компонентов в подземных водах ряда хорошо изученных геологических формаций для современных различных гидрогеохимических обстановок приведены в табл. 23. При использовании этих данных для сходных палеогидрологических условий можно ориентировочно оценить средние концентрации химических компонентов в подземных водах различных изучаемых формаций палеоструктур.

вод геологических формаций

Ca^{2+}	Cl^-	Br^-	Γ^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
измененные					
До 0,01—0,2	От 0,002 до 1—1,5	До 0,003	До 0,0002	От 0,005 до 0,15	От 0,05 до 0,5
От 0,05 до 3—4	От 0,2 до 60—80	До 0,1	До 0,005	От 0,02 до 10—20	От 0,01 до 0,1
0,01—1	3—15	0,005—0,1	До 0,01	0,002—0,1	0,2—2
1—70	40—190	0,05—5	До 0,05	0,2—1,5	0,01—1
0,2—1	5—20	0,02—0,1	0,005—0,02	0,005—0,2	0,05—1,5
1—70	40—190	0,05—5	До 0,05	0,2—1,5	0,01—1
0,2—2	10—30	До 0,1	До 0,005	До 0,1	0,5—1
2—50	50—150	0,4—4	До 0,05	До 0,1	До 0,1
35—120	150—200	1—5	До 0,02	До 0,2	До 0,2
и сильно дислоцированные					
От 0,01—0,1 до 0,5—1	От 0,05—1 до 5—15	До 0,004	До 0,002	До 0,03	От 0,03—2 до 5—15

О направлении и стадийности гидрогеохимических процессов в осадочных и вулканических формациях можно судить по изучению в них различных минеральных новообразований (см. § 1 главы 6). Примеры региональных палеогидрогеохимических реконструкций по этим признакам для основных групп осадочных формаций для зоны катагенеза приведены в табл. 24, для зоны гипергенеза — в табл. 25, для осадочно-вулканических гидротермально измененных формаций — в табл. 26.

Большое значение для региональных палеогидрогеохимических реконструкций в зоне древнего гипергенеза имеют данные о строении и составе ископаемых почв, которые многими исследователями (Б. Б. Полянов, Г. И. Бушинский, Н. П. Петров, В. И. Чалышев и другие) рассматриваются как верхние части разреза кор выветривания. Ископаемые почвы довольно четко выделяются в разрезе древних континентальных формаций, а минеральный состав их позволяет воссоздать условия образования этих почв [Чалышев В. И., 1976 г.; и др.]. Так, для ископаемых почв аридного климата характерно наличие большого количества известковистых конкреций, которые присутствуют и в самых верхних горизонтах почв. Грунтовые воды, формирующиеся в современную эпоху на разных типах почв, хорошо изучены. На основе этих материалов может быть осуществлена достаточно обоснованная палеогидрогеохимическая интерпретация данных по ископаемым почвам (табл. 27).

Обширную палеогидрогеохимическую информацию содержат сведения о парагенетических ассоциациях минералов и последовательности их выделения, устанавливаемые при изучении различных рудных месторождений.

ТАБЛИЦА 24

Палеогидрохимическая реконструкция состава подземных вод в зоне катагенеза на основе изучения эпигенетических (дна- и катагенетических) минеральных преобразований формаций

Группы формаций	Минерализация, г/кг, и химический состав поверхностных вод бассейнов осадконакопления	Наблюдаемые эпигенетические изменения в породах, основные аутогенные минералы	Основные гидрохимические процессы, сопутствующие эпигенетическим изменениям пород	Состав подземных вод в зоне катагенеза	
				Минерализация, г/кг, и главные компоненты ионно-солевого состава	Главные компоненты газового состава
Континентальные аллювиальные и озерно-аллювиальные терригенные (и угленосные)	0,3—0,5 $\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca}}$	Диагенез и ранний катагенез			
		Коррозия и метасоматические замещения зерен полевых шпатов, биотита, пироксена, кварца	Растворение полевых шпатов и других первичных обломочных минералов. Разложение органического вещества с образованием CH_4 , CO_2 , H_2S и других соединений.	1—3 $\frac{\text{HCO}_3(\text{Cl})}{\text{Na}}$	$\text{N}_2(\text{CH}_4)$
		Новообразования: кальцит, сидерит, сульфиды, хальценон, гидрослюды и др.	Насыщение подземных вод карбонатами кальция. Накопление в водах гидрокарбонатов и хлоридов натрия	3—10 $\frac{\text{Cl}(\text{HCO}_3)}{\text{Na}}$	$\text{CH}_4(\text{N}_2)$
		Поздний катагенез	Обогащение подземных вод кремнеземом, алюминием, карбонатами кальция, различными металлами и др.		
		Образование мозаично-регенерационных структур и микростилолитов, раскристаллизация глинистых минералов			

Группы формаций	Минерализация, г/кг, и химический состав поверхностных вод бассейнов осадконакопления	Наблюдаемые эпигенетические изменения в породах, основные вытесненные минералы
Морские терригенные песчано-глинистые	20—35 $\frac{\text{Cl}(\text{SO}_4)}{\text{Na}(\text{Mg})}$	<p>Новообразования: цеолиты, кварц, кальцит, хлорит, серицит и др.</p> <p>Диагенез и ранний катагенез</p> <p>Коррозия и метасоматические замещения зерен первичных обломочных минералов (полевых шпатов, кварцитов и др.)</p> <p>Новообразования: кальцит, анкерит, сидерит, сульфиды, гидроокислы железа, кварц, цеолиты и др.</p>
Морские карбонатные	30—35 $\frac{\text{Cl}(\text{SO}_4)}{\text{Na}(\text{Mg})}$	<p>Поздний катагенез</p> <p>Образование мозаично-регенерационных структур и микростилолитов</p> <p>Диагенез и ранний катагенез</p> <p>Коррозия зерен карбонатов, доломитизация</p> <p>Новообразования: доломит, сульфиды, кальцит, карбонатные конкреции</p>

Основные гидрогохимические процессы, сопутствующие эпигенетическим изменениям пород	Состав подземных вод в зоне катагенеза	
	Минерализация, г/кг, и главные компоненты ионно-солевого состава	Главные компоненты газового состава

Десульфатизация подземных вод, накопление в них сероводорода, карбонатов и хлоридов кальция, растворение полевых шпатов, биотита, пироксенов, кварца. Разложение органического вещества с образованием CO_2 , CH_4 и др. Накопление в водах иода, брома

Обогащение подземных вод кремнеземом, различными металлами и др.

Десульфатизация подземных вод, накопление в них сероводорода, карбонатов и хлоридов кальция

20 - 40 $\frac{\text{Cl}}{\text{Na}(\text{Ca})}$ $\text{CH}_4(\text{N}_2)$

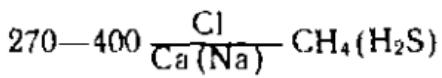
30 - 40 $\frac{\text{Cl}}{\text{Na}(\text{Ca})}$ $\text{CH}_4(\text{N}_2)$

Продолжение табл. 24

Группы формаций	Минерализация, г/кг, и химический состав поверхностных вод бассейнов осадконакопления	Наблюдаемые эпигенетические изменения в породах, основные вулканогенные минералы
		Поздний катагенез
		Перекристаллизация карбонатных пород, образование сутуро-стилолитовых швов
Галогенно-карбонатные и галогенные	270—350 $\frac{\text{Cl}(\text{SO}_4)}{\text{Na}, \text{Mg}}$	Диагенез и ранний катагенез
		Перекристаллизация соляных минералов, доломитизация известняков
		Новообразования: доломит, сульфиды
		Поздний катагенез
		Перекристаллизация солей

Основные гидрогеохимические процессы, сопутствующие эпигенетическим изменениям пород	Состав подземных вод в зоне катагенеза	
	Минерализация, г/кг, и главные компоненты ионно-солевого состава	Главные компоненты газового состава

Десульфатизация подземных рассолов, накопление в рассолах хлоридов кальция, строиция



Дополнительное накопление брома и калия в подземных рассолах

ТАБЛИЦА 25

Гидрохимические реконструкции на основе изучения эпигенетических изменений в породах зоны гипергенеза, по А. И. Перельману [1968 г.], Я. К. Писарчик [1963 г.] и другим

Наблюдаемые изменения в породах, эпигенетические минералы	Гидрохимические реконструкции	
	Химический состав газа	Химический состав воды
Образование «железных шляп», выбеливание. Накопление сульфатов Fe^{3+} и Al^{3+} (кварцы, ярозит и др.), сульфатов цинка, меди, свинца и других металлов, местами фосфатов, арсенатов, карбонатов и силикатов этих металлов	N_2, O_2	Сильнокислые с pH менее 3, свободная серная кислота, преобладание среди анионов SO_4^{2-} при малом содержании Cl^- . Местами высокое содержание меди, цинка, алюминия и других металлов, $\text{H}^+, \text{SO}_4^{2-}$
Образование глинистых минералов (глиослюд, каолинита, галлуазита, нонtronита и др.). Опал, халцедон. Накопление гидроокислов железа и местами алюминия	N_2, O_2	Слабоминерализованные (обычно менее 0,5 г/л) гидрокарбонатные; pH слабокислый (более 4, но менее 7), $\text{H}^+, \text{HCO}_3^-$, органические кислоты
Карстовые пустоты. Жилы заличивания с вторичным кальцитом, кальцитовый цемент песчаников. Образование красных глин на известняках Соляной карст, зоны огравивания и засоления в породах. Гипс, галит, мирабилит и другие растворимые минералы. Раздоломничивание	N_2, O_2	Жесткие гидрокарбонатные кальциевые со слабощелочным или нейтральным pH, HCO_3^-
Окремнение пород. Корродированность зерен кварца и силикатов. Синтетические алюмосиликаты типа палыгорскита и хризоколлы. Альбитизация пород. Миграция и концентрация урана, ванадия, молибдена, меди и других металлов. Псевдоморфозы кальцита по гипсу	N_2, O_2	Сильноминерализованные хлоридные, сульфатно-хлоридные (иногда рассолы), $\text{SO}_4^{2-}, \text{Cl}^-$
Оглеение пород и почв; сизая, белая, охристо-сизая окраска. Следы миграции железа. Вторичные минералы: вивиантит, сидерит, ферросиликаты. Ожелезнение более грубых пород (песчаников, конгломератов). Чередование в геологическом разрезе сизых песчаников, гравелитов и красных глин, алевролитов. Пестран (красная, сизая) окраска глин и алевролитов на контакте с песчаниками и гравелитами	N_2, O_2	Шелочные содовые, $\text{HCO}_3^-, \text{OH}^-, \text{SiO}_2$
Оглеение пород и почв; сизая, белая, зеленая и охристо-сизая окраска. Чередование в геологическом разрезе сизых песчаников, гравелитов и красных глин, алевролитов. Карбонатность пород. Черные гидроокислы марганца	$\text{N}_2, (\text{CO}_2, \text{CH}_4)$	Слабоминерализованные слабокислые бескислородные гидрокарбонатного состава; характерно повышенное содержание Fe^{2+} и Mn^{2+} , HCO_3^-
Накопление гипса и легкорастворимых солей, образование эпигенетических сульфидов (гидротроилит и др.), черные пятна в породах	$\text{N}_2, (\text{CO}_2, \text{CH}_4)$	Слабоминерализованные жесткие бескислородные гидрокарбонатные кальциевые с повышенным содержанием Fe^{2+} и Mn^{2+} , $\text{HCO}_3^-, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}$
	$\text{N}_2, \text{CH}_4, \text{H}_2\text{S}, \text{CO}_2$	Минерализованные бескислородные хлоридные, сульфатные (иногда рассолы) с сероводородом, $\text{SO}_4^{2-}, \text{Cl}^-$

Продолжение табл. 25

Наблюдаемые изменения в породах, эпигенетические минералы	Гидрогоехимические реконструкции	
	Химический состав газа	Химический состав воды
Выбеливание за счет окисления органических веществ. Пирит. Окремнение	N ₂ , CH ₄ , H ₂ S, CO ₂	Щелочные содовые с сероводородом, HCO ₃ ⁻ , OH ⁻ , SiO ₂
Десульфатизация, карбонатизация (в основном кальцитизация), пиритизация	N ₂ , H ₂ S, CH ₄	Соленые и рассольные хлоридно-сульфатные и сульфатные
Десульфатизация, кальцитизация, отложение серы. Новообразование цефестина, барита, флюорита	CH ₄ , H ₂ S, O ₂ (?)	Соленые и рассольные сульфатно-хлоридные

ТАБЛИЦА 26

Гидрогоехимические реконструкции на основе изучения эпигенетических гидротермальных изменений в породах, по Г. Т. Волостных, Ю. В. Казицкому, С. И. Набоко, Н. И. Наковинку, Д. И. Павлову, Е. В. Плющеву и другим

Наблюдаемые изменения в породах, эпигенетические минералы	Гидрогоехимические реконструкции	
	Химический состав газа	Химический состав воды
Образование вторичных кварцитов, монокварцитов, алюнито-кварцитов, серных кварцитов, алюнитов и других пород. Кварц, алюнит, серицит	CO ₂ , H ₂ S	Сильнокислые с pH обычно менее 2—3, сульфатные, реже хлоридные
Региональные проявления пропилитизации — зеленокаменистого преобразования пород в вулканогенных толщах. Альбит, адуляр, гидрослюды, хлорит, кварц, цеолиты, кальцит, эпидот	CO ₂ (H ₂ S)	Кислые и слабокислые с pH до 5—6, хлоридные натриевые, местами в приверхностных частях гидрокарбонатные натриевые
Образование скаполитовых метасоматитов. Скаполит, биотит, амфибол	CO ₂	Кислые и слабокислые с pH до 5—6, хлоридные натриевые
Интенсивное развитие альбититовых метасоматитов. Альбит, актинолит, эпидот, апатит, сфеи, магнетит	CO ₂	Кислые и слабокислые с pH до 6—7, хлоридные натриевые
Аргиллитизация пород вблизи зон развития вторичных кварцитов	CO ₂ , H ₂ S	Кислые и слабокислые с pH до 5—6, сульфатные
Аргиллитизация пород по зонам разломов среди метаморфических и изверженных пород	CO ₂	Слабокислые с pH до 6—7, гидрокарбонатные
Аргиллитизация пород по зонам разломов среди пропилитизированных вулканогенно-осадочных толщ	CO ₂	Кислые и слабокислые с pH до 5—6, хлоридные
Грейзенизация. Кварц, слюда (мусковит, биотит и др.), топаз, флюорит, турмалин, касситерит, вольфрамит, пирит и др.	CO ₂ , H ₂ (?)	Кислые хлоридные, фторидные, бороносные

ТАБЛИЦА 27

Некоторые данные о составе грунтовых вод на разных типах почв

Тип почвы	Химический состав грунтовых вод
Горно-тундровые и гольцовые	$M_{0,05-0,1}$ $\frac{\text{HCO}_3, \text{SiO}_2}{\text{Ca}, \text{Na}}$
Подзолистые и подзолы	$M_{0,1-0,5}$ $\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca}(\text{Mg})}$
Черноземы	$M_{0,2-0,8}$ $\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca}(\text{Mg})}$
	$M_{0,6-3}$ $\frac{\text{SO}_4, \text{Cl}, \text{HCO}_3}{\text{Ca}(\text{Mg})}$
Пустынные такыровидные	$M_{0,5-15}$ $\frac{\text{SO}_4, \text{Cl}}{\text{Ca}, \text{Mg}}$
Солонцы, солончаки	M_{5-50} $\frac{\text{SO}_4, \text{Cl}}{\text{Na}, \text{Mg}}$
Мерзлотно-таежные полевые осоледелые	$M_{0,1-0,6}$ $\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca}(\text{Mg})}$
	M_{1-10} $\frac{\text{HCO}_3}{\text{Mg}(\text{Ca})}$

Вопросам стадийности минералообразования в связи с формированием рудных месторождений посвящено огромное количество тщательно выполненных исследований. Однако эти данные рассматриваются обычно как результат дифференциации ювелирных (магматических и др.) рудообразующих растворов без учета конкретных палеогидрогеологических условий, существовавших во время формирования месторождения. Весьма справедливыми, по нашему мнению, являются положения Д. В. Рундквиста [1963 г.] о том, что стадии минералообразования, разделенные тектоническими подвижками, отражают не какие-то крупные периоды, соответствующие поступлению новых порций растворов из магматического очага, а определяются узкокестными, локальными причинами трещиннообразования в пределах месторождения. Минералогическая зональность в строении рудных тел (и околоврудных метасоматитов), выделяемые (по последовательности образования минералов) этажи и стадии минерализации отражают изменение гидрогоеологических условий в процессе формирования месторождения и непосредственно обусловлены изменением во времени химического состава, температуры и давления гидротермальных растворов. Гидрогоеохимическая интерпретация данных о последовательности минералообразования в рудах (и околоврудных породах) должна осуществляться с учетом региональных палеогидрохимических реконструкций. При этом необходимо иметь в виду, что состав минералов в рудах (и околоврудных породах) отражает, как правило, не состав преобладающих компонентов гидротермальных растворов, а лишь состав наименее устойчивых в них (для определенных физико-химических условий) водных соединений. Это подтверждается, например, многочисленными данными по гидротермальным процессам областей современного вулканизма, где из термальных вод в основном хлоридного состава происходит образование жил часто кварцевого, карбонатного

состава и разнообразной рудной минерализации [Набоко С. И., 1963 г. и др.; Уайт Д. Э., 1959, 1970 гг.; и др.].

Вместе с тем химический состав минералов отражает и многие особенности химического состава гидротермальных растворов. Так, кварц-карбонатный состав рудных жил свидетельствует об их образовании из слабошелочных растворов (в противном случае CaCO_3 растворился бы в минеральных кислотах), а наличие в гидротермальных месторождениях наряду с сульфидами железа таких минералов, как магнетит, гематит, сидерит, указывает на недостаток сульфидных ионов в водных рудообразующих растворах [Щербина В. В., 1973 г.; и др.].

Целый ряд индикаторных минеральных ассоциаций, отражающих особенности химического состава рудообразующих растворов (в сочетании с данными о их температуре и давлении) для разных типов рудных месторождений, приводят И. Н. Говоров [1977 г.]. Проведенный И. Н. Говоровым [1977 г.] термодинамический анализ минеральных равновесий показал, что массовое отложение рудных минералов происходит в условиях снижения температуры до $400-250^\circ\text{C}$ и нейтрализации исходных кислых растворов (грейзеновые месторождения и некоторые типы руд кассiterит-силикатных месторождений) и близнейтральных и щелочных растворов (кассiterит-силикатно-сульфидные, свинцово-цинковые месторождения и др.). Образование флюоритовых руд с низким содержанием карбонатов связано с умереннощелочными или близнейтральными гидротермами, имеющими повышенную концентрацию фтора и низкие концентрации кальция и угольной кислоты. Образования оловоносных кварцевых жил связано с гидротермами щелочного и близнейтрального характера. Кристаллизация турмалина в полостях указывает на повышение минерализации растворов и их пересыщение в связи с понижением давления и вскипанием гидротерм. При этом создается обстановка, благоприятная для отложения кассiterита. Пропилиты актинолит-эпидотовой, биотит-эпидотовой, биотит-хлорит-эпидотовой фазий, по мнению И. Н. Говорова [1977 г.], указывают на высокотемпературный близнейтрально-щелочной характер растворов и наличие в них соединений кальция и железа, что является показателем сопряженности этой пропилитизации с идущим на глубине скарнированием карбонатных пород.

Изучение газово-жидких включений в минералах (и породах) имеет весьма большое значение при палеогидрогеохимических исследованиях гидротермальных процессов. К сожалению, в основном из-за микроскопических размеров подавляющего количества газово-жидких включений получение достаточно представительных проб воды и газа для химического анализа весьма затруднено. Обычно применяемый метод водных вытяжек из тонкораздробленного материала в лучшем случае характеризует валовый состав первичных и вторичных включений, что уже само по себе значительно затрудняет интерпретацию состава гидротермальных растворов. Многие опубликованные химические анализы газово-жидких включений показывают содержание отдельных компонентов только по отношению к массе исследованной породы.

В последние 10–15 лет резко возросло число публикаций по газово-жидким включениям в минералах. В 1973, 1976, 1977 и 1978 гг. проведены

всесоюзные совещания по вопросам использования газово-жидких включений в минералах для решения различных геологических задач, и в частности для определения основных параметров природных процессов эндогенного рудообразования. Однако методы получения информации по существу остались прежними, в связи с чем еще значительная часть накапливающегося материала по химическому составу газово-жидких включений остается недостаточно качественной.

Ю. В. Қазицым и А. А. Москалюк [1973 г.] для исследования термальных растворов, производящих метасоматические изменения пород, был применен метод изучения газово-жидких включений не в отдельных минералах, а в валовых пробах метасоматических пород. В этом Ю. В. Қазицым [1979 г.] видел определенную аналогию с изучением поровых растворов современных гидротермальных систем (Набоко С. И., 1968 г.; и др.). Однако это вопрос дискуссионный, и применение валовых проб горных пород для изучения гидротермальных растворов нуждается еще в дополнительном обосновании.

Рядом исследователей (Ф. А. Летников и другие) извлечение газов из образцов проводилось при высоких температурах (до 800—1000° С). Однако при этом неизбежно происходило новообразование газов (H_2 , CO и др.). Поэтому использование результатов данных анализов для оценки флюидного режима различных геологических процессов не может быть оправданным. В. Г. Моисеенко, В. В. Малахов [1979 г.] отмечают, что при 800° С в составе газовой фазы, извлекаемой из кварца, существенно возрастает доля H_2 и CO . Данными исследователями извлечение газов проводилось при температуре до 600° С. При этом не применялись минералы, содержащие связанную воду, и карбонаты.

Следует отметить, что исследования состава включений в искусственных минералах показали, что газовый состав включений соответствует газовому составу сред, в которых выращивались кристаллы [Хетчиков Л. Н., Шутурова Н. А., 1968 г.]. Например, при выращивании кристаллов в воздушной среде состав газов в индивидуальных включениях O_2 — N_2 (воздушный), в углекислой среде — CO_2 и т. п.

Несмотря на все имеющиеся недостатки в методике изучения химического состава газово-жидких включений, что довольно обстоятельно освещено, например, И. Л. Ходаковским [1965 г.], использование этих данных при палеогидрохимических (особенно крупномасштабных) исследованиях крайне полезно, но оно должно осуществляться с обязательным учетом всех других имеющихся геологических материалов по району (или месторождению). Вместе с тем в последние годы получили довольно широкое распространение палеогидрохимические реконструкции, основанные на материалах изучения только газово-жидких включений [Гончаров В. И., Сидоров А. А., 1980 г.; Моисеенко В. Г., Малахов В. В., 1979 г.; Қазицым Ю. В., 1979 г.; и др.]. Эти реконструкции, не учитывающие материалы региональных палеогидрохимических исследований и комплекс палеогидрохимических показателей, связанных с деятельностью подземных вод, не могут считаться достаточно обоснованными.

ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ПАЛЕОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В СТРУКТУРАХ РАЗНОГО ТИПА

Методы палеогидрогеохимических исследований, так же как исходные материалы, используемые для восстановления минерализации и химического состава подземных вод в геологических формациях палеоструктур, весьма разнообразны. При региональных палеогидрогеохимических исследованиях наиболее важными являются материалы формационного и палеогеографического анализов, а также данные о диа- и катагенетических преобразованиях в структурах разного типа. Палеогидрогеохимические исследования, осуществляемые в пределах отдельных месторождений, выполняются с обязательным учетом результатов региональных палеогидрогеохимических исследований, но они основываются главным образом на разнообразных материалах эпигенетических изменений минералов, горных пород и формаций, связанных с деятельностью подземных вод в геологическом прошлом.

Региональные палеогидрогеохимические исследования проводятся в такой последовательности.

1. По материалам палеотектонических, палеоформационных и палеогеографических исследований в изучаемом регионе для определенного геологического времени выявляются закономерности распространения и характер постседиментационных преобразований изучаемых геологических формаций: условия залегания, степень литификации, особенности дислокированности, условия взаимоотношения с другими формациями, положение относительно базисов эрозии. Для этой цели обязательно строятся палеогеологические карты и профили, на которых выделяются геологические формации.

2. В результате анализа материалов палеогеологических карт (и профилей) для каждой конкретной изучаемой формации устанавливается приуроченность ее к определенным типам геологических обстановок, выделенных в табл. 19—22 по гидрохимическим признакам.

3. В соответствии с типом геологической обстановки (по материалам табл. 19—22) определяются для данной формации важнейшие палеогидрохимические показатели: минерализация подземных вод, преобладающие компоненты их ионно-солевого и газового состава для зон катагенеза и гипергенеза.

4. Средние значения концентраций отдельных компонентов ионно-солевого состава подземных вод формаций для зоны катагенеза определяются из табл. 23.

5. Основные гидрохимические процессы, протекавшие в формациях на разных стадиях их литогенеза и запечатленные в региональных диа- и катагенетических преобразованиях, реконструируются с учетом данных § 1 главы 6 и табл. 24.

6. Первичный состав седиментогенных вод в формациях восстанавливается на основе палеогеографических данных о степени и характере солености

ТАБЛИЦА 28

**Состав океанической воды, г/кг, в различной степени сгущения,
по М. Г. Валяшко и другим**

Степень сгущения	M, г/кг	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Br ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻
Нормальная океаническая вода	35,62	0,4	10,82	1,35	0,9	0,07	19,3	2,7	0,8
Океаническая вода, сконцентрированная до начала садки:									
гипса	131,4	1,26	38,86	5,7	1,67	0,2	71,4	5,97	0,2
галита	275,3	2,7	83,73	13,1	0,35	0,46	157,9	167,1	0,32
эпсомита	325,8	12,0	20,3	58,3	0,9	2,1	159,6	71,2	1,3
кариаллита	345,5	16,6	11,23	68,7	1,26	3,03	177,0	51,4	1,75
Эвтоника	371,5	1,0	5,43	86,8	1,92	4,66	237,7	31,9	26,5

вод древних бассейнов осадконакопления. Как известно, о солености вод древних бассейнов можно судить на основе анализа фаций, по составу хемогенных отложений, составу глинистых минералов, составу поглощенно-го комплекса глинистых пород, характеру органических остатков и другим литолого-фацальным признакам [Наливкин Д. В., 1956 г.; Рухин Л. Б., 1962 г.; и др.]. Так, угленосные озерно-аллювиальные толщи, очевидно, накапливались в пресноводных бассейнах, угленосные прибрежно-морские отложения — в пресноводных и солоноватоводных, известняки с фауной кораллов, головоногих и иглокожих — в морских с нормальной соленостью. Доломиты накапливаются в бассейнах как с пониженной, так и с повышенной соленостью. Для доломитов, отлагавшихся в горько-соленых бассейнах, характерными примесями являются гипс (ангидрит), целестин, барит и флюорит. Бассейны с высокой соленостью вод устанавливаются по наличию в разрезе пластов калийно-магнезиальных солей, галита, а также гипса и ангидрита.

Изучение химического состава древних соленосных толщ и погребенных маточных рассолов показывает, что характер соотношений между основными компонентами океанической воды (Cl/Na, Na/K, Cl/K, Cl/SO₄, Cl/Br и др.) не претерпевал существенных изменений в течение геологического времени начиная с кембрийского периода [Валяшко М. Г., 1971 г.]. Таким образом, для характеристики минерализации и химического состава поверхностных вод древних (начиная с кембрийского периода) седиментационных бассейнов с повышенной и высокой соленостью могут быть использованы имеющиеся данные о процессах испарения современной морской (океанической) воды, о составе образующихся при этом маточных рассолов и кристаллизующихся из них минеральных солей. Работами многих исследователей установлено, в частности, что садка гипса происходит при сгущении морской воды обычно до 130—140 г/кг, садка галита — начиная с 270—275 г/кг, садка калийных солей — начиная с 327—330 г/кг (табл. 28). Выпадение в осадок хемогенных доломитов в осолоненных палеозойских бассейнах происходило, по-видимому, при достижении в них минерализации вод 70—80 г/кг. По мере концентрирования морской воды, как это видно из табл. 28, существенно меняется и ее состав. Маточные рассолы все более

обогащаются хлоридами магния и бромом, в высоких концентрациях (до 40—80 г/кг) в них накапливаются сульфаты магния.

Захороняющиеся иловые воды седиментационных бассейнов в значительной мере определяют минерализацию и химический состав подземных вод формаций нижнего гидродинамического этажа артезианских бассейнов. Это доказывается наличием тесной взаимосвязи между степенью и характером минерализации подземных вод и литолого-фаунистическими особенностями водоносных толщ [5, 33].

7. При реконструкции химического состава и минерализации подземных вод формаций в зоне катагенеза помимо формационных критериев (табл. 19—21) учитываются фаунистические условия образования формаций и последующие преобразования их на стадиях диагенеза и катагенеза. Кроме того, необходимо учитывать и гипергенные изменения пород (древний карст и др.), с которыми во время континентальных перерывов связаны процессы замещения седиментационных вод инфильтрационными. Большое значение имеет также взаимное расположение разных типов формаций в разрезе, наличие в разрезе мощных водоупорных толщ, изолирующих смежные водоносные комплексы формаций, или, наоборот, наличие крупных долгоживущих тектонических нарушений, обусловливающих взаимосвязь подземных вод разных формаций.

8. В областях древней суши химический состав и минерализация вод формаций, залегающих выше региональных базисов эрозии — в зоне гипергенеза, определяются исходя из особенностей состава пород (и особенно наличия водорастворимых соединений) с учетом климатических факторов. Так, несомненно, что в областях с гумидным климатом в разнообразных терригенных и карбонатных породах подземные воды в зоне гипергенеза обладают гидрокарбонатным составом, а минерализация их не превышает 0,5—1 г/кг. В терригенных и карбонатных породах, содержащих пласти гипса и ангидрита, в этих условиях формируются воды сульфатного состава с минерализацией до 2—3 г/кг, а в толщах, содержащих каменную соль,— хлоридные воды с минерализацией до 200—250 г/кг. Вместе с тем в областях с аридным климатом в результате процессов континентального засолонения в пониженных участках рельефа в разных типах пород (карбонатных, терригенных, изверженных и т. п.) содержатся солевые и рассольные воды сульфатного и хлоридного состава (табл. 4, 19).

9. Восстановление газового состава подземных вод в ранее существовавших структурах проводится прежде всего с использованием выявленных закономерностей газоносности подземных вод в современных артезианских бассейнах (и других структурах) разного типа. В пределах зоны гипергенеза, как известно, преобладают газы кислородно-азотного и азотного состава, на больших глубинах в артезианских бассейнах господствуют газы углеводородного состава. Нет оснований полагать, что эта общая закономерность не должна иметь место и в ранее существовавших артезианских структурах.

При реконструкции газового состава подземных вод в ранее существовавших артезианских бассейнах необходимо учитывать степень обогащенности осадочных толщ органическим веществом, его состав и процессы преобразования органического вещества, приводящие к выделению летучих

продуктов. Данные о количестве и составе летучих продуктов, возникающих на разных стадиях метаморфизма органического вещества, приведены в табл. 18.

Ю. А. Слеваком [1972 г.] установлены для артезианских бассейнов корреляционные зависимости газонасыщенности пластовых вод от температуры. Эти данные позволяют прогнозировать газонасыщенность пластовых вод (используя сведения о геотермическом градиенте, степени уплотнения пород и т. п.) для ранее существовавших артезианских структур.

Важное значение для реконструкций газового состава вод, участвовавших в разнообразных гидротермальных процессах, имеют сведения о составе газово-жидких включений. Частое наличие углекислоты в жидкых включениях непосредственно свидетельствует о ее наличии в составе палеогидротерм областей древнего вулканизма. Кроме того, о газовом составе палеогидротерм во многих случаях можно судить по характеру гидротермально измененных пород, что частично отражено в табл. 26.

10. Площадная палеогидрохимическая зональность реконструируется по-разному для различных геохимических зон. В зоне катагенеза эта зональность может быть восстановлена на основе региональных литолого-фациальных и формационных исследований. Различным литолого-фациальным группам отложений (формаций) свойственны вполне определенные типы подземных вод, представляющие собой в зоне катагенеза часто видоизмененные в разной степени воды древних седиментационных бассейнов (табл. 19–22). Для ныне существующих артезианских структур выявлена тесная взаимосвязь между площадной литолого-фациальной зональностью и площадной гидрохимической зональностью [25, 32, 36].

В верхних водоносных горизонтах артезианских бассейнов (и других структур) в областях суши площадная гидрохимическая зональность находится в тесной зависимости от вещественного состава водоносных пород, наличия в них тех или иных водорастворимых соединений, а также от физико-географических (климатических и др.) факторов. Эти принципиальные положения могут быть положены в основу при выявлении площадной палеогидрохимической зональности. Так, в районах древнего континентального засолонения, очевидно, верхние горизонты подземных вод почти повсеместно обладали повышенной (до 5–10 г/кг и более) минерализацией и часто хлоридным и сульфатным составом. Или, например, в районах с гумидным климатом в верхних водоносных горизонтах, сложенных карбонатными или терригенными толщами, несомненно, содержались пресные воды гидрокарбонатного состава, как это установлено в настоящее время.

Таким образом, как следует из вышеизложенного, в основу региональных палеогидрохимических исследований положены прежде всего выявленные закономерные связи между геологическими формациями и характером их водоносности для различных геологических и физико-географических обстановок.

Некоторые примеры палеогидрохимических реконструкций с учетом изложенных выше положений приведены на рис. 39. На построенных колонках для некоторых структурно-палеогидрохеологических этапов показаны мощность отложений, их состав, намечено расположение гидродинамических зон, даны сведения о составе вод в бассейнах осадконакопления и показан

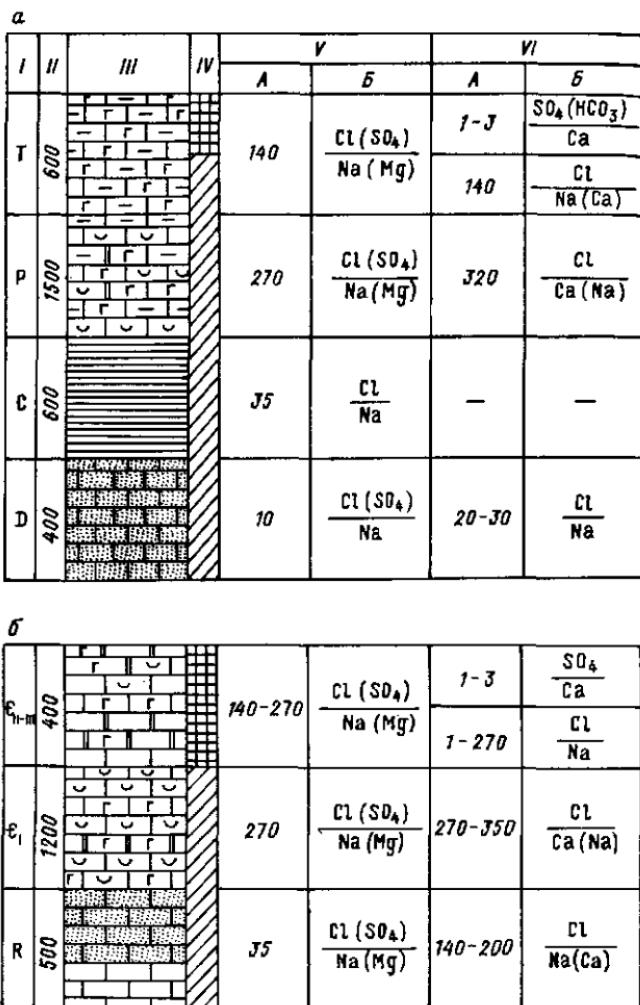


Рис. 39. Принципиальные схемы гидрогоехимических реконструкций.

а — отделена от нижележащих терригенных отложений мощной выдержанной водонепроницаемой толщей глии (рассольные воды соленосной толщи изолированы от нижележащих водоносных горизонтов); *б* — соленосная толща подстилается карбонатными и терригенными отложениями (рассолы из соленосной толщи мигрируют в нижележащие водоносные горизонты); *в* — размывы и карст в верхних горизонтах карбонатных отложений; *г* — перекрываются алювиально-пролювиальными песчано-галечниковыми образованиями в верхних горизонтах закартированных карбонатных пород (содержатся пресные и слабосоленые

вероятный состав подземных вод в разных типах отложений (водоносных комплексов) для данного этапа.

На рис. 39, *а* рассмотрен случай, когда галогенная ангидрито-гипсовая формация залегает в верхней части разреза и подстилается терригенной морской глинистой формацией, а ниже по разрезу залегает терригенная континентальная угленосная формация. В этом случае рассолы из галогенной формации не проникают в нижележащие горизонты, где сохраняются

I	II	III	IV	V		VI	
				A	B	A	B
K	600			35	$\frac{Cl(SO_4)}{Na(Mg)}$	0,5-1	$\frac{HCO_3}{Ca}$
						10-15	$\frac{Cl(HCO_3)}{Na}$
				0,5-1	$\frac{HCO_3}{Ca}$	1-3	$\frac{HCO_3}{Na}$
J	1200						
				35	$\frac{Cl(SO_4)}{Na(Mg)}$	1-10	$\frac{HCO_3(Cl)}{Na}$
E	2000					35	$\frac{Cl}{Na}$

J	300		0,5-1	$\frac{HCO_3}{Ca}$	8-10	$\frac{Cl(SO_4)}{Na(Mg)}$
T	500		35	$\frac{Cl(SO_4)}{Na(Mg)}$	35	$\frac{Cl}{Na(Ca)}$
C	1000		35	$\frac{Cl(SO_4)}{Na(Mg)}$	10-15	$\frac{Cl(SO_4)}{Na(Mg)}$
					35	$\frac{Cl}{Na(Ca)}$



воды); *e* — перекрываются морскими песчано-глинистыми отложениями (в верхних горизонтах карбонатных пород содержатся соленые воды).

I — возраст отложений; *II* — мощность, м; *III* — геологическая колонка (сводный разрез); *IV* — гидродинамические этажи; *V* — гидрохимические реконструкции вод бассейнов осадконакопления; *VI* — гидрохимические реконструкции подземных вод; *A* — минерализация воды, г/кг; *B* — преобладающие компоненты ионно-солевого состава; *1* — известняки; *2* — глинистые известняки; *3* — закарстованные известняки; *4* — доломиты; *5* — аргиллиты и антидирито-доломиты; *6* — каменная соль; *7* — глины и аргиллиты; *8* — песчаники и алевролиты; *9* — конгломераты; *10* и *11* — верхний и нижний гидродинамические этажи; *12* — поверхности размыва.

соленые воды. В зоне гипергенеза в результате выщелачивания гипсоносных толщ формируются слабосоленые воды сульфатного кальциевого состава. На рис. 39, б показан пример, когда галититовая формация подстилается хорошо проницаемыми песчаниками морской терригенной формации. Рассолы из галогенной формации мигрируют в нижележащие горизонты, где смешиваются в разных соотношениях с седиментогенными солеными водами. В зоне гипергенеза за счет выщелачивания соленосных

отложений атмосферными водами формируются соленые и рассольные воды сульфатного и хлоридного состава. На рис. 39, в видно наличие древнего размыва и карста в карбонатных морских отложениях, перекрытых впоследствии терригенными аллювиальными и пролювиальными отложениями, накапливавшимися в пресноводных бассейнах. В верхних горизонтах этих закарстованных карбонатных толщ, по-видимому, следует предполагать наличие (в рассматриваемый этап) слабосоленных вод гидрокарбонатного, хлоридно-гидрокарбонатного состава, тогда как в нижних горизонтах этих карбонатных толщ, несомненно, развиты соленые (до 35—40 г/кг) воды хлоридного состава. В зоне свободного водообмена в терригенных и карбонатных толщах в условиях гумидного климата формируются пресные воды гидрокарбонатного состава. На рис. 39, г также показано наличие древнего размыва и карста в карбонатных морских толщах, но перекрыты эти отложения морскими терригенными толщами. Поэтому в верхних горизонтах закарстованных карбонатных пород в данном случае следует предполагать наличие соленых вод хлоридного состава. В зоне свободного водообмена (в условиях аридного климата для данного примера) в песчано-глинистых аллювиальных и пролювиальных отложениях содержатся соленые воды хлоридного и сульфатного состава. Это обусловлено процессами континентального засалонения, что устанавливается по наличию в породах обильного карбонатного цемента и другим признакам этих процессов.

Приведенные примеры, конечно, не исчерпывают всего разнообразия случаев интерпретации химического состава и минерализации подземных вод при региональных палеогидрогохимических реконструкциях. Их цель — показать в основном последовательность этих операций и необходимые сведения для уверенных реконструкций.

Палеогидрогохимические исследования, осуществляемые в пределах отдельных месторождений, выполняются с учетом результатов регионального палеогидрогохимического анализа и основываются на разнообразных материалах элигентических изменений горных пород (и формаций), связанных с деятельностью подземных вод в геологическом прошлом.

Часть II

ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПАЛЕОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ОЦЕНКЕ РУДНОСНОСТИ ФОРМАЦИЙ

В настоящем разделе в соответствии с задачами палеогидрохимического анализа (рис. 2) приведены примеры региональных палеогидрохимических исследований, а также рассмотрены палеогидрохимические условия формирования некоторых типов рудных месторождений.

Региональные палеогидрохимические исследования проводятся с целью выявления основных черт гидрохимии формаций в пределах изучаемых металлогенических регионов (провинций, поясов, систем, областей, зон и т. п.) [61] для определенных эпох рудообразования. Очевидно, что в ходе геологического развития этих регионов существенно менялись гидрогеологические, и в том числе гидрохимические, условия: возникали новые формации с подземными водами определенного состава; происходило взаимодействие подземных вод вновь образованных формаций с более древними формациями; изменялся химический состав подземных вод в результате преобразования формаций при их погружении, в результате наложения магматических процессов и т. п. Палеогидрохимические условия изучаемого региона для какого-либо характеризуемого рудного этапа могут быть достаточно обоснованно раскрыты лишь с учетом палеореконструкций для более ранних этапов. Вместе с тем весьма важно является проведение палеореконструкций и для последующих этапов развития региона в целях выявления условий сохранения возникших рудных месторождений. С соблюдением этих принципов ранее были рассмотрены палеогидрохимические условия формирования рудной минерализации (железа, меди, свинца, исландского шпата) для платформенных областей на примере Сибирской платформы [Басков Е. А., 1966, 1968 гг.; 5, 6, 37].

Особое значение палеогидрохимические, в том числе и палеогидрохимические, реконструкции имеют при изучении различных вопросов формирования рудных полезных ископаемых горно-складчатых областей, характеризующихся сложным геологическим развитием и большим разнообразием рудных месторождений. В связи с этим в части II обстоятельно рассмотрены палеогидрохимические условия для северо-западной части Большого Кавказа, где известны многочисленные месторождения и рудопроявления медноколчеданной, полиметаллической, редкометальной минерализации [63], в формировании которой большую роль играли экзогенные подземные воды (седиментогенные, инфильтротропные, метаморфогенные). Глава 8 имеет самостоятельное методическое значение как первый опыт подобного анализа для горно-складчатых областей.

Глава 8

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

§ 1. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПАЛЕОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Рассматриваемая территория включает в себя северо-западную часть мегантиклиниория Большого Кавказа (Абино-Гунайскую синклинальную зону, Гойтхский антиклиниорий, Новороссийский синклиниорий, горст-антиклиниорий Главного хребта), прилегающую часть Предкавказской плиты (южные части Западно-Кубанского и Восточно-Кубанского прогибов, Северо-Кавказский краевой массив) и Адлерскую депрессию, входящую в состав Закавказского срединного массива [21, т. 9].

В соответствии с полнотой геологической летописи реконструкция гидрогеологических условий в регионе возможна начиная с позднесилурского времени. Имеющийся обширный материал по геологическому строению рассматриваемой территории [Герасимов А. П., 1935, 1937 гг.; Кизевальтер Д. С., 1948 г.; Милановский Е. Е., Ханин В. Е., 1963 г.; Геология СССР, т. 9, 1968 г.; Ажгирей Г. Д. и др., 1976 г.; Шолпо В. Н., 1978 г.; Борсук А. М., 1979 г.; и др.], а также сведения о закономерностях распространения подземных вод в современную эпоху [Григорьев Н. А., 1948, 1970 гг.; Овчинников А. М., 1960 г.; Пантелеев И. Я., 1960, 1965 гг.; Врублевский М. И., 1962 г.; Гидрогеология СССР, т. 9; и др.] позволяют наметить в геологической истории региона девять структурно-палеогидрогеологических этапов: поздний силур—поздний девон; ранний карбон; средний карбон—поздний триас; ранняя юра—аален; байос—бат; поздняя юра; ранний мел—эоцен; олигоцен—миоцен; плиоцен—антропоген.

Первый этап (S₂—D₃). В течение этого этапа на рассматриваемой территории Большого Кавказа существовал устойчивый морской режим [3]. Наиболее интенсивное прогибание испытывала центральная часть региона, где накапливались многокилометровые толщи осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций (рис. 40). В среднедевонскую эпоху она представляла собой вытянутую в субширотном направлении активную вулканическую область, по-видимому напоминавшую современные вулканические дуги в ранние стадии их развития. В гидрогеологическом отношении это был сложно построенный субаквальный бассейн (Бельско-Чегемский) с порово-пластовыми, порово-трещинно-пластовыми и трещинно-жильными скоплениями соленых седиментогенных вод морского цитания. В верхних частях разреза вулканогенно-осадочных толщ (в зоне диагенеза и раннего катагенеза) происходило преобразование сульфатно-хлоридных магниево-натриевых морских вод, захоронявшихся с осадками, в хлоридные натриевые (кальциево-натриевые). В результате процессов восстановления сульфатов и разложения органического вещества в водах накапливались сероводород, углекислота, азот и другие газы. При погружении вулканогенно-осадочных толщ на значительные глубины (3—5 км) вследствие возрастания давления и температуры (особенно в условиях активной вулканической

деятельности) усиливались процессы преобразования пород. В результате этих сложных процессов формировались хлоридные кальциево-натриевые термальные воды, обогащенные кремнико-кислотой и, вероятно, рудными элементами (Си, Fe, Pb и др.).

Структурно-гидрогеологическое районирование для этого этапа осуществить достаточно сложно. В настоящее время лишь весьма условно можно наметить границы гидрогеологических структур (рис. 40). Наиболее мощные (более 6—8 км) вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения с огромными запасами соленых хлоридных вод формировались в Марух-Худесском бассейне (площадь более 4000 км²). В песчано-глинистой формации бахмуткинской свиты (S_2-D_2) на площади 1 км² содержалось более 600 млн. м³ соленых вод (при средней мощности порядка 3 км и средней пористости 20%). Выше по разрезу в вулканогенной формации кызыл-кольской свиты (D_2) на площади 1 км² содержалось не менее 40 млн. м³ соленых вод (при средней мощности 2 км и средней пористости 2%). В вышележащей туфогенno-осадочной формации картджюртской свиты (D_2-D_3) на площади 1 км² содержалось в конце франского века не менее 300 млн. м³ соленых хлоридных вод (при средней мощности 2 км и средней пористости 15%).

Севернее и южнее Марух-Худесского бассейна были расположены субаквальные артезианские бассейны: Урупский, Кенделярский, Джентинский и Бамбакский. Процессы вулканической деятельности обусловили интенсивную миграцию соленых седиментогенных термальных вод, обогащенных различными металлами (Си, Fe и др.) в основном за счет выщелачивания их горячими хлоридными водами из вулканогенных толщ. Эти воды вблизи вулканических аппаратов сильно нагревались и смешивались с продуктами поствулканической деятельности, в результате чего формировались рудоносные гидротермальные растворы. По мере продвижения этих растворов в верхние горизонты геологического разреза вследствие изменения физико-химической обстановки (падение температуры, увеличение концентрации H₂S и т. п.) происходило осаждение из растворов рудных элементов. В результате этих процессов могли образовываться залежи медноколчеданных руд (месторождения: Большелабинское, Худеское и др.).

Второй этап (С₁). В течение первой половины раннекаменноугольной эпохи сохранялись морские условия в пределах всей рассматриваемой территории. Структурно-гидрогеологический план в целом не изменился. В субаквальных бассейнах формировались карбонатно-терригенные формации мощностью 1—2 км с пластовыми скоплениями хлоридных натриевых вод морского питания. Минерализация вод достигала 30—35 г/кг. Местами (Кенделярский бассейн) на гидрогеологические условия значительное влияние оказывали процессы магматической деятельности.

Вторая половина этапа в целом характеризовалась интенсивной складчатостью, гранитизацией и региональным метаморфизмом [21, т. 9; и др.]. Наиболее интенсивно процессы гранитизации и метаморфизма проявились в северной и южной частях рассматриваемой территории, где возникли крупные гидрогеологические массивы (Северо-Кавказский, Софийский, Тебердинский) с трещинно-грунтовыми и трещинно-жильными водами в гранитоидах и кристаллических сланцах. Процессы метаморфизма и гранитоидного

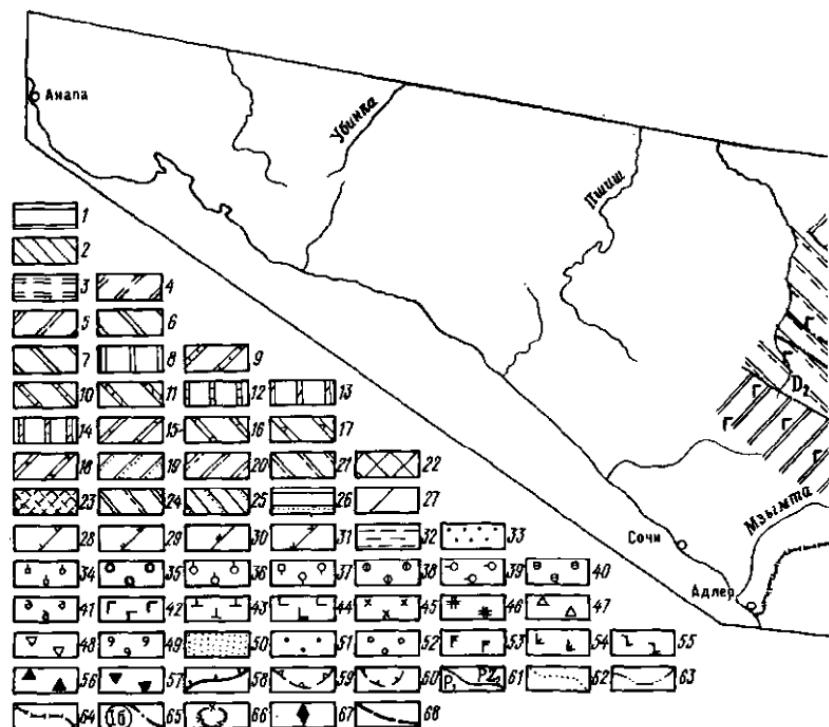


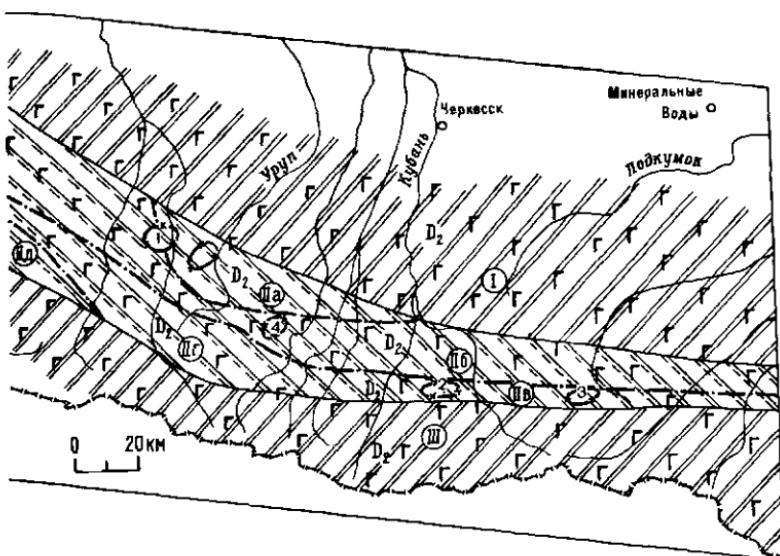
Рис. 40. Палеогидрогеохимическая карта северо-западной части Большого Кавказа на конец среднего девона. Составил С. А. Вересов [1980 г.].

Условные обозначения даны для рис. 40—47.

Геологические формации: 1—8 — терригенные; 1 — глинисто-песчаная и песчано-глинистая красноцветная, 2 — песчано-глинистая угленосная (лимногенная), 3 — песчано-глинистая угленосная (лимнонаралиническая), 4 — глинисто-песчаная (паралическая), 5 — глинисто-песчаная (морская), 6 — песчано-глинистая (морская), 7 — преимущественно глинистая (морская), 8 — песчано-глинистая фильтровая; 9—14 — терригенно-карбонатные (9 — известняково-глинисто-песчаная, 10 — песчано-глинисто-известниковая, 11 — глинисто-известняково-мергельная, 12 — песчано-глинисто-известняковая фильтровая, 13 — мергельно-глинисто-известняковая фильтровая, 14 — известняково-песчано-мергельная фильтровая); 15—16 — карбонатные (15 — известняковая, 16 — доломито-известняковая); 17—18 — галогенные (17 — терригенно-ангибито-гипсовая, 18 — галититовая); 19—21 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные (19 — паралическая, 20 — морская (силик-кератофировая), 21 — морская (вулканогенно-осадочная)); 22 — метаморфические; 23 — магматические. Группы формаций: 24 — песчано-глинистая и вулканогенно-сланцевая (морские); 25 — песчано-глинистая угленосная и вулканогенная (континентальные); 26 — песчано-глинистая красноцветная и вулканогенная (континентальные). Характер вторичных преобразований геологических формаций: 1—10 — гидрогенетически измененные, 11—14 — слабо катагенетически измененные, 15—26 — сильно катагенетиче-

магматизма сопровождались крупными разломами, по которым происходила разгрузка метаморфогенных вод, по-видимому, часто существенно хлоридного состава. Эти воды, вероятно, принимали участие в формировании гидротермальных рудоносных растворов, в очагах разгрузки которых образовывалось редкометальное оруденение (рис. 41, а) (месторождения и рудопроявления: молибдена — Заканское, Дамхурцкое, Макерское, Уллукамское; вольфрама — Чатское; олова — Илипсарское и др.).

В центральной части рассматриваемой территории в результате процессов складчатости и метаморфизма образовалась Бельско-Чегемская система адбассейнов, адмассивов и гидрогеологических массивов с пластово-



ски измененные и слабо дислоцированные, 29 — то же, сильно дислоцированные, 30 — метагенетически измененные слабо дислоцированные, 31 — то же, сильно дислоцированные; 32 — поверхностные воды морских бассейнов.

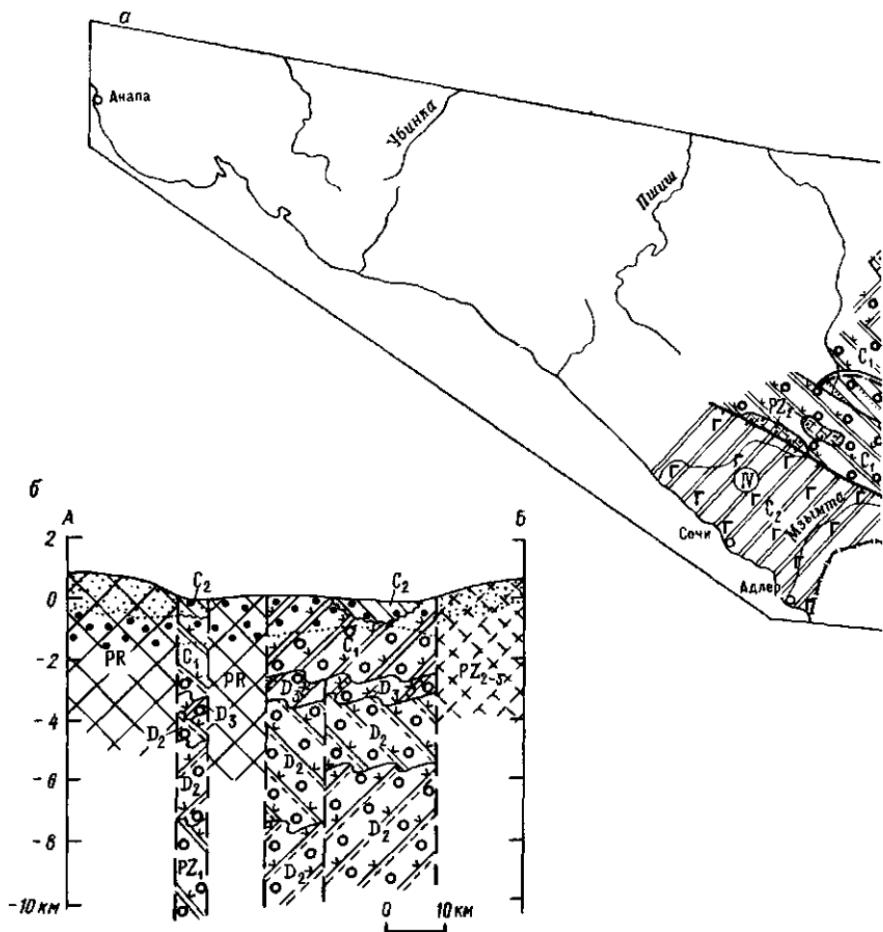
Гидрогеохимические пояса: в области суши — 33 — А, 34 — АБ₁₋₁₀, 35 — АБ₁₋₃₅В₃₅₋₇₀, 37 — АБ₁₋₁₀В₃₅₋₁₄₀, 38 — АБ₁₋₃₅В₃₅₋₂₇₀, 39 — АБ₁₋₃₅В₃₅₋₁₄₀(В₂₀₋₃₅), 40 — АБ₁₋₃₅В₃₅₋₂₇₀(В₂₀₋₃₅), 41 — Д_{0.5-70}; в области моря — 42 — Б₂₀₋₃₅, 43 — Б₂₀₋₃₅В₃₅₋₇₀, 44 — Б₂₀₋₃₅В₃₅₋₂₇₀В₁₅₋₁₄₀, 45 — В₇₀₋₁₄₀В₃₅₋₇₀, 46 — В₁₄₀₋₂₇₀В₃₅₋₁₄₀, 47 — В₇₀₋₁₄₀В₃₅₋₇₀В₂₀₋₃₅, 48 — В₁₄₀₋₂₇₀В₃₅₋₁₄₀Б₂₀₋₃₅, 49 — Д_{0.5-70}Б₁₋₁₅. Гидрогеохимические зоны: 50 — А, 51 — Б₁₋₁₀, 52 — Б₁₀₋₃₅, 53 — Б₂₀₋₃₅, 54 — В₃₅₋₇₀, 55 — В₇₀₋₁₄₀, 56 — В₁₄₀₋₂₇₀.

Границы: 58 — моря и суши; 59 — распространение кристаллических пород фундамента; 60 — распространение верхнепалеозойских пород под более молодыми отложениями; 61 — геологических формаций (их возраст); 62 — гидрохимических поясов и зон; 63 — зоны диагенеза и раннего катагенеза (показана на профилях вне масштаба); 64 — исследуемой территории; 65 — гидрологические структуры и их номер; 66 — очаги разгрузки седиментогенных вод с образованием рудной минерализации; 67 — то же, метаморфогенных вод; 68 — тектонические нарушения (показаны только на профилях). Артезианские бассейны: I — Северо-Кавказский; II — Бельско-Чегемский; IIIa — Урюпинский, IIIb — Марух-Худесский. На — Кенделярский, IIg — Джентинский, IId — Бамбакский; III — Центральнокавказский. Месторождения и рудопроявления меди: I — Бодьшебапинские, 2 — Тебердинно-Кубанские, 3 — Худесское, 4 — Малокаяфарское.

трещинными, трещинно-пластовыми, карстово-трещинными и трещинно-жильными скоплениями подземных вод.

Третий этап (С₂—Т₃). В течение всего этого этапа в юго-западной части региона существовал субаквальный артезианский бассейн (Южно-Кавказский), в котором накапливались многокилометровые песчано-глинистые (С₂—Р₂) и песчано-глинисто-известняковые (Т₁₋₃) формации [21, т. 9; 3] с пластовыми скоплениями седиментогенных хлоридных вод морского питания с минерализацией около 30—35 г/кг (рис. 41, 42).

В пределах остальной территории гидрогеологические условия в третий этап существенно изменились. В первой половине среднекаменоугольной



эпохи эта территория представляла собой невысокую (слаборасчлененную) сушу [3 и др.]. Климат района был гумидным. Широкое развитие получили процессы химического выветривания пород. В верхних частях разреза осадочных формаций происходило замещение соленых седиментационных вод пресными инфильтрационными водами атмосферного питания.

В северной части территории существовал обширный гидрогеологический массив (Северо-Кавказский), сложенный метаморфическими породами докембрия (местами нижнего палеозоя) и гранитами среднего палеозоя. В южной части территории располагались два крупных гидрогеологических массива (Софийский и Тебердинский), сложенные в основном древними (PR?) кристаллическими сланцами и в меньшей степени среднепалеозойскими гранитами (рис. 41, а). В пределах гидрогеологических массивов были широко распространены пресные (до 1 г/кг) трещинные воды в зоне выветривания. Питание этих вод осуществлялось за счет атмосферных осадков. Газовый состав вод, по-видимому, был кислородно-азотный.

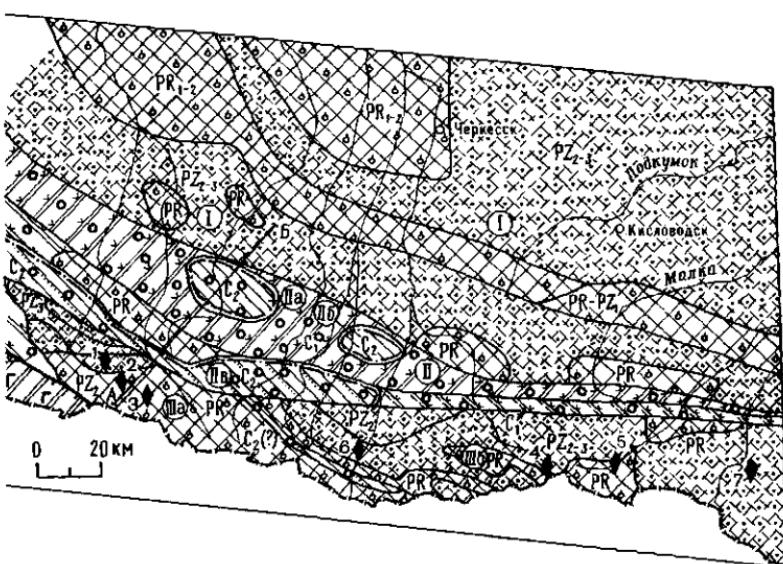
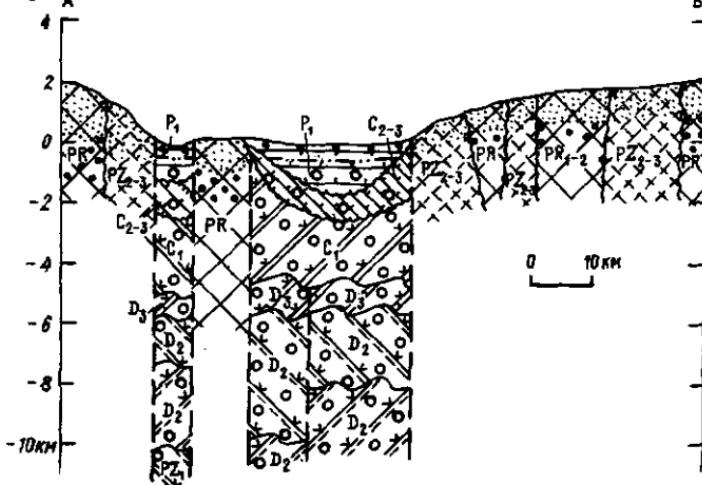


Рис. 41. Палеогидрохимическая карта (а) и профиль (б) северо-западной части Большого Кавказа на начало среднего карбона. Составил С. А. Вересов [1980 г.].
 I — Северо-Кавказский гидрогеологический массив; II — Бельско-Чегемская система артезианских бассейнов, адбассейнов, адмассивов: IIa — Урупский бассейн, IIb — Зеленчукско-Аисаутский бассейн, IIв — Бельско-Тебердинский бассейн; III — Центрально-кавказская система адбассейнов, адмассивов и массивов: IIIa — Софийский массив, IIIb — Тебердинский массив; IV — Южно-Кавказский аргезинский бассейн. Гидрохимическая зональность в бассейнах показана до фундамента (РZ₁₋₂). Месторождения и рудопроявления: 1—4 — молибдена (1 — Заканское, 2 — Дамхурское, 3 — Макерские, 4 — Уллу-Камское); 5 — вольфрама (Чатское); 6 — мышьяка (Уллу-Муруджинское); 7 — олова (Илипсарское). Условные обозначения на рис. 40.

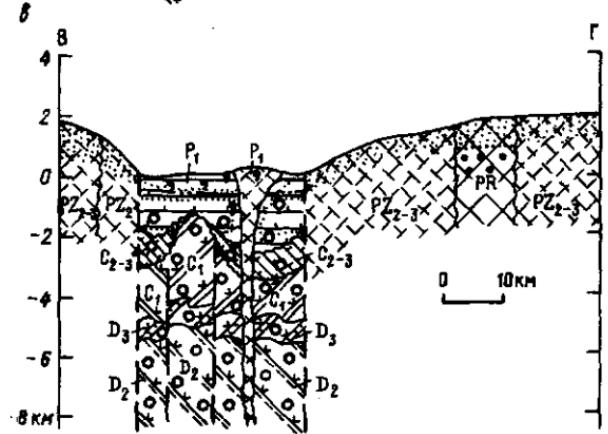
Между этими массивами в центральной части рассматриваемой территории располагалась сложно построенная система (Бельско-Чегемская) артезианских бассейнов, адбассейнов, адмассивов и небольших гидрогеологических массивов (рис. 41, а). В адбассейнах и адмассивах, сложенных морскими терригенными, терригенно-карбонатными и вулканогенно-осадочными сильно дислоцированными и метагенетически измененными формациями среднего палеозоя, в зоне гипергенеза формировались пресные с минерализацией до 1 г/кг гидрокарбонатные кальциевые кислородно-азотные воды атмосферного питания. В глубоких частях разреза (ниже базиса дренирования) были распространены пластово-трещинные и трещинно-пластовые скопления хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных кальциево-натревых вод, представлявших собой измененные морские седиментогенные воды, местами смешанные с метаморфогенными. Минерализация этих вод, вероятно, находилась в пределах 10—35 г/кг, а газовый состав был преимущественно метаново-азотный и азотно-метановый.



б



Б



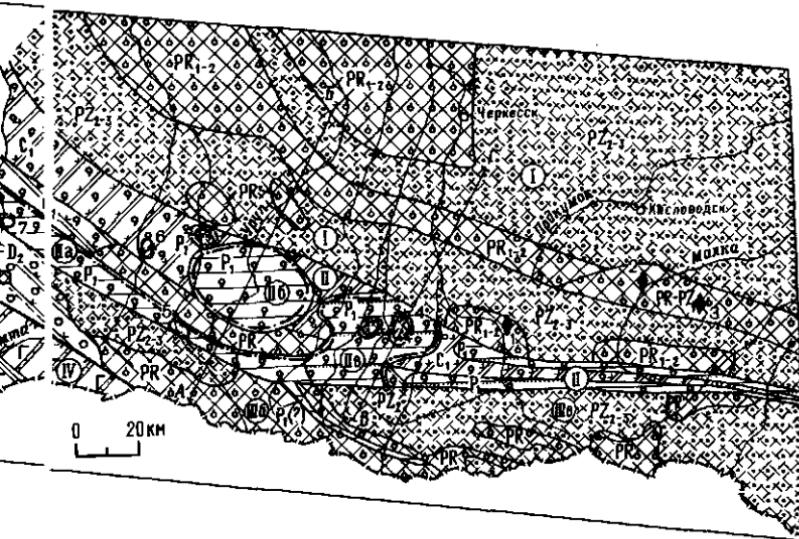


Рис. 42. Палеогидрохимическая карта (а) и профили (б, в) северо-западной части Большого Кавказа на конец ранней перми. Составил С. А. Вересов [1980 г.].
 I — Северо-Кавказский гидрологический массив; II — Бельско-Чегемская система артезианских бассейнов, массивов, массивов; IIIa — Бельско-Лабинский бассейн, IIIb — Урупский бассейн, IIIc — Зеленчукско-Аксакутский бассейн; IV — Центрально-кавказская система адбассейнов, массивов и массивов; IIIa — Чугуевско-Псебахинский массив, IIIb — Софиевский массив, IIIc — Тебердинский массив; JV — Южно-Кавказский артезианский бассейн. Месторождения ирудопроявления: 1—3 — полиметаллов (1 — Эльбрусские, 2 — Муштинское, 3 — Тымыльское); 4—8 — ртути (4 — Кинкинское, 5 — Заканско, 6 — Котёл, 7 — Хамышки, 8 — Мамрюк). Условные обозначения на рис. 40.

Важно отметить здесь проявления магматической деятельности в первой половине среднего карбона, с которыми было сопряжено образование сульфидно-битумной и другой рудной минерализации.

В артезианских бассейнах Бельско-Чегемской системы (Урупском, Зеленчукско-Аксакутском, Бельско-Тебердинском), приуроченных к межгорным впадинам, в течение среднего и позднего карбона накапливались песчано-глинистые угленосные, а также местами вулканогенные формации с порово-пластовыми скоплениями пресных и солоноватых седиментационных вод. К концу позднего карбона мощность отложений в этих артезианских бассейнах достигала 2—2,5 км [20; 21, т. 9; и др.]. В верхних частях разреза здесь были распространены преимущественно пресные гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые кислородно-азотные воды. В условиях весьма слабой расчлененности рельефа [3, 51] и небольшой глубины вреза речной сети мощность верхней гидрохимической зоны, по-видимому, не превышала нескольких десятков метров. Ниже эрозионного вреза, вероятно, были распространены хлоридно-гидрокарбонатные (гидрокарбонатно-

хлоридные) натриевые воды с минерализацией до 10 г/кг. На изменение химического состава и минерализации подземных вод значительное влияние оказывали процессы, протекавшие в стадии диагенеза и катагенеза осадков. На глубинах 1 км и более, по-видимому, протекали процессы, характерные для стадии раннего катагенеза: разложение первичных обломочных минералов (биотита, пироксена, полевых шпатов и др.) и замещение их вторичными минералами [5]. Важную роль в формировании химического состава подземных вод играли процессы разложения органического вещества с выделением углекислоты, углеводородных газов, сероводорода, аммиака и других соединений. На эти довольно сложные гидрогеохимические процессы накладывали определенный отпечаток явления наземного вулканизма. Вулканические аппараты и связанные с ними разрывные нарушения могли играть роль каналов, по которым соленые хлоридные натриевые седиментогенные морские и метаморфогенные воды, распространенные в породах среднего палеозоя, могли поступать в верхнепалеозойские отложения.

В конце позднего карбона—начале ранней перми гидрогеологический план территории в основном сохранился. Морские условия формирования подземных вод существовали лишь на юго-западе, в пределах Южно-Кавказского субаквального артезианского бассейна. Существенные изменения претерпели климатические условия региона: влажный гумидный климат сменился засушливым аридным [51].

В межгорных артезианских бассейнах Бельско-Чегемской системы в раннепермскую эпоху накапливались преимущественно терригенные и вулканогенно-осадочные красноцветные формации. На формирование химического состава подземных вод большое влияние оказывали процессы континентального засолонения. В пределах зоны гипергенеза артезианских бассейнов были широко распространены пестрые по химическому составу и степени минерализации подземные воды. Химический состав вод, вероятно, был сульфатно-гидрокарбонатным, сульфатно-хлоридным магниево-натриевым. Отсутствие среди красноцветных отложений гипса и каменной соли позволяет предположить, что минерализация этих вод обычно не превышала 70 г/кг. Подземные воды зоны гипергенеза характеризовались ярко выраженными окислительными условиями среды (на что указывает красноватый цвет отложений). При этом создавались благоприятные условия для накопления в водах различных металлов (меди, цинка и др.). На участках распространения русловых (пойменных, старичных) и озерно-болотных фаций развивались восстановительные (глеевые) процессы. Существование таких резко контрастных геохимических обстановок способствовало накоплению на их границе (в зоне фациально-геохимических переходов красноцветов в сероцветы) различных металлов (меди и др.). Мощная зона пресных гидрокарбонатных кальциевых вод была распространена в пределах развития отложений предгорных конусов выноса.

К концу раннепермской эпохи мощность красноцветных отложений в пределах этих артезианских бассейнов достигала 2—4 км. Ниже зоны гипергенеза, где испарительные процессы не оказывали существенного влияния на подземные воды, постепенно исчезала пестрота их химического состава и минерализации. Здесь, вероятно, преобладали сульфатно-хлоридные (хлоридные) натриевые седиментогенные воды с минерализацией

10–35 г/кг. Красноцветные формации нижней перми, содержащие соленые воды, оказывали существенное влияние на гидрохимию нижележащих терригенных угленосных формаций среднего—верхнего карбона. Взаимосвязь подземных вод этих формаций происходила достаточно легко из-за отсутствия выдержаных водоупорных горизонтов. В результате этих процессов в артезианских бассейнах, сложенных красноцветными и сероцветными угленосными формациями Р₁–С₂₋₃, был распространен гидрохимический пояс Д_{0,5–70}Б_{1–35} (рис. 42). На глубинах 1–1,5 км и более катагенетические изменения вмещающих пород сопровождались растворением неустойчивых минералов, коррозией кварца, полевых шпатов и т. п. Существенное влияние на состав седиментогенных вод оказывали значительные количества углекислоты, сероводорода, углеводородных газов, выделявшихся при разложении органического вещества, которым были наиболее обогащены каменноугольные отложения. Эти процессы приводили к формированию хлоридных (гидрокарбонатно-хлоридных) кальциево-натриевых кремнистых термальных вод, обогащенных рудными элементами. В Зеленчукско-Аксаутском артезианском бассейне запасы таких вод составляли не менее 150 млн. м³ (при средней мощности терригенных отложений С₂–Р₁, находившихся в зоне катагенеза, равной 1,5 км, и средней пористости 10%).

Большое влияние на гидрохимическую обстановку в артезианских бассейнах Бельско-Чегемской системы оказывали процессы магматической деятельности, протекавшие в конце ранней перми [20; 21, т. 9; и др.]. В северной части Зеленчукско-Аксаутского артезианского бассейна в результате вулканической деятельности и внедрения субвулканических тел фельзитов и плагиогранитов возник крупный очаг разгрузки соленых хлоридных седиментогенных вод. При смешении этих вод с поствулканическими эманациями формировались рудоносные гидротермальные растворы, образовавшие ртутную минерализацию (Кишкнское месторождение). В результате подобных сложных гидрогеодинамических и гидрохимических процессов образовалисьrudопроявления ртути и мышьяка; Заканско-, Котёл-, Хамышки-, Мамрюк.

Во второй половине позднего палеозоя Северо-Кавказский гидрохимический массив испытал поднятие и внедрение крупных plutонов гранитов [21, т. 9]. Процессы гранитизации сопровождались образованием разрывных нарушений и разгрузкой метаморфогенных вод, распространенных в глубоких частях разреза протерозойских—нижнепалеозойских метаморфических формаций. Эти воды, вероятно, принимали участие в формировании рудоносных растворов и образовании полиметаллических месторождений (Эльбруссское, Муштинское, Тызыльское) (рис. 42, а). Подобные тектономагматические процессы происходили и в пределах Софийского и Тебердинского гидрохимических массивов. Однако в отличие от Северо-Кавказского гидрохимического массива в них не образовалось значительных проявлений гидротермальной минерализации. Вероятно, одной из причин этого могла быть большая степень метаморфизма слагающих их пород. В результате процессов регионального метаморфизма в конце среднего девона почти все экзогенные воды (свободные, физически связанные

и др.) здесь, вероятно, были удалены из пород. Поэтому позднепалеозойские интрузии внедрялись практически в «сухие» породы.

В течение триасового периода в западной части территории существовал мелководный морской бассейн [3], где накапливались преимущественно карбонатные отложения с порово-пластовыми, трещинно-пластовыми скоплениями хлоридных вод с минерализацией порядка 30—35 г/кг (Нижнелабинский, Бельско-Тебердинский бассейны). Восточнее этих районов континентальный режим сохранялся до начала плинсбахского века раннеюрской эпохи. Вторая половина триасового периода характеризовалась уменьшением аридности климата, который все более приобретал черты умеренно теплого и влажного. В результате постепенно прекращались процессы континентального засолонения.

Четвертый этап (J_1-J_2a). В течение ранней юры—аалена в регионе в целом преобладали морские условия осадконакопления. Но местами они неоднократно прерывались вследствие поднятия территории [3, 51].

Весьма неустойчивым режимом осадконакопления характеризовались северные районы. До плинсбахского века здесь существовали континентальные условия и располагался Северо-Кавказский гидрогеологический массив с трещинно-грунтовыми водами в коре выветривания гранитоидов и метаморфических пород. С плинсбахского века здесь начал формироваться Верхнекубанский артезианский бассейн, фундаментом которого были метаморфические породы протерозоя—нижнего палеозоя и гранитоиды верхнего палеозоя.

В западной части этого бассейна в условиях мелкого моря накапливались глинисто- песчаные и песчано-глинистые формации мощностью до 800 м и более с солеными седиментогенными водами. Захоронявшиеся вместе с осадками седиментогенные воды по составу были хлоридные натриевые с минерализацией, по-видимому, не более 20—30 г/кг. В зоне диагенеза в песчано-глинистых осадках, обогащенных органикой, интенсивно протекали процессы разложения органического вещества с выделением значительного количества углекислоты и сероводорода. В результате этих процессов образовывались карбонаты и сульфиды железа (сидерит, пирит).

В восточной части Верхнекубанского бассейна в прибрежно-морских и аллювиально-озерных (болотных) песчано-глинистых угленосных отложениях формировались слабосоленые и соленые седиментогенные воды с минерализацией до 10—20 г/кг в основном сульфатно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого состава. На гидрогеологические условия восточной части Лабино-Малкинского бассейна в течение раннеюрской эпохи большое влияние оказывали процессы подводного и наземного вулканизма (ранний плинсбах) и интрузивной деятельности (поздний плинсбах—аален) [Борсук А. М., 1979 г. и др.].

В конце первой половины плинсбахского века—начале тоарского века территория испытала поднятие и стала сушей. Мелководно-морские условия сохранились лишь в западной части Лабино-Малкинского бассейна. В областях суши происходило вытеснение солоноватых и соленых морских седиментогенных вод пресными водами атмосферного питания. В условиях влажного гумидного климата интенсивно протекали процессы химического выветривания. В восточной части рассматриваемого района юрские отло-

жения были денудированы. Здесь подвергались химическому выветриванию палеозойские ультраосновные магматические породы. В середине тоарского века вновь началась трансгрессия моря [3, 51]. В восточной части Лабино-Малкинского бассейна накапливались песчано-глинистые формации с солеными седimentогенными водами морского питания.

Южнее, в пределах Бельско-Чегемского бассейна, морские терригенные формации нижней юры залегли на средне- и верхнепалеозойских породах, что определило своеобразие гидрогеохимической обстановки этого района. Здесь, вероятно, протекали процессы инфильтрации (инфлюзии) морских сульфатно-хлоридных магниево-натриевых вод юрского моря в породы палеозоя—триаса. При этом первичный химический состав морских вод не претерпевал существенных изменений. Эти воды смешивались с седimentогенными хлоридными натриевыми водами верхнепалеозойских отложений.

В течение ранней юры—аалена в северо-восточной части рассматриваемой территории существовал невысокий слаборасчлененный гидрогеологический массив — Минераловодский, сложенный гранитами среднего—верхнего палеозоя (рис. 43, а). В условиях влажного субтропического климата активно протекали процессы химического выветривания. В коре выветривания гранитоидов были развиты трещинно-грунтовые гидрокарбонатные кальциевые кислородно-азотные воды атмосферного питания. Минерализация этих вод не превышала 1 г/кг.

В южных и западных районах рассматриваемой территории осадконакопление происходило в глубоководных морских условиях [3, 51], где формировались существенно глинистые и вулканогенные породы большой мощности (рис. 43, а, б). В Центральнокавказском субаквальном бассейне мощность песчано-глинистых отложений достигала 2—3 км [21, т. 9]. В центральной части Западно-Кавказского артезианского бассейна мощность осадочно-вулканогенных отложений достигала 6—7 км [21, т. 9; 47].

Большие глубины морского бассейна обусловливали значительную мощность зоны диагенеза, где интенсивно протекали процессы преобразования морских осадков и захороняющихся вместе с ними морских вод. Здесь сульфатно-хлоридные магниево-натриевые воды преобразовывались в хлоридные кальциевые-натриевые. В результате разложения органического вещества, содержавшегося в глинистых осадках, происходила десульфатизация захороненных вод с выделением углекислого газа и сероводорода.

При погружении песчано-глинистых толщ на глубины 3—5 км происходили процессы дальнейшего уплотнения и литификации пород, интенсивное растворение и регенерация кварца и полевых шпатов, раскристаллизация глинистого вещества с образованием аутогенных зерен кварца [5]. В результате этих процессов формировались хлоридные кальциевые-натриевые термальные воды, обогащенные кремнекислотой и некоторыми металлами (Си, Рb, Fe и др.). Рассматриваемые субаквальные бассейны характеризовались огромными запасами термальных вод. Так, в пределах Гойтхско-Ачишинского бассейна в песчано-глинистых и вулканогенных отложениях нижней юры—аалена на площади 1 км² содержалось не менее 400 млн. м³ хлоридных термальных вод (при средней мощности зоны катагенеза 4 км

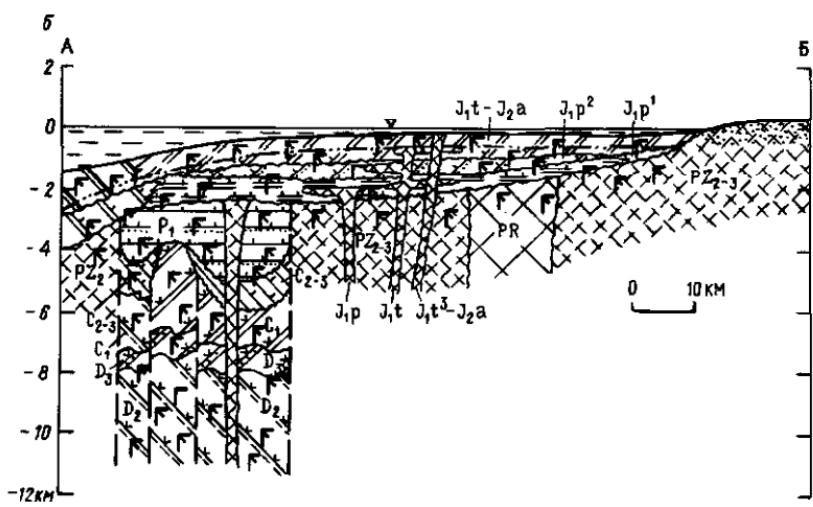
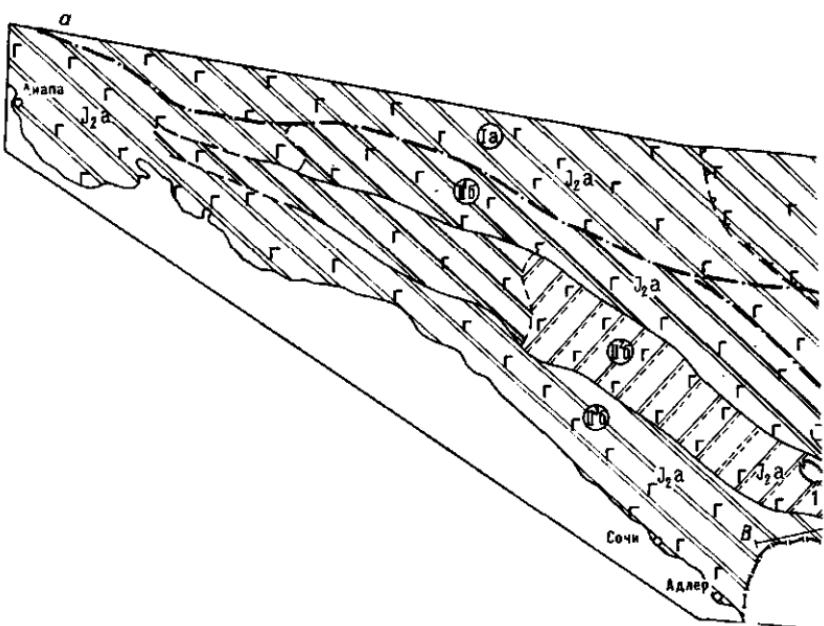
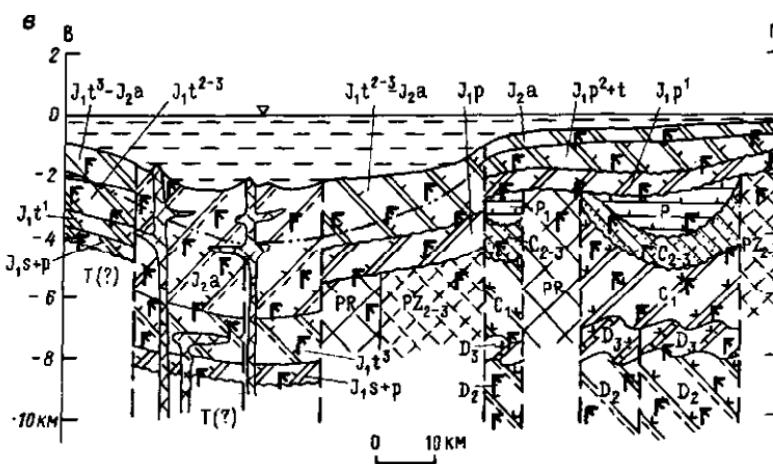
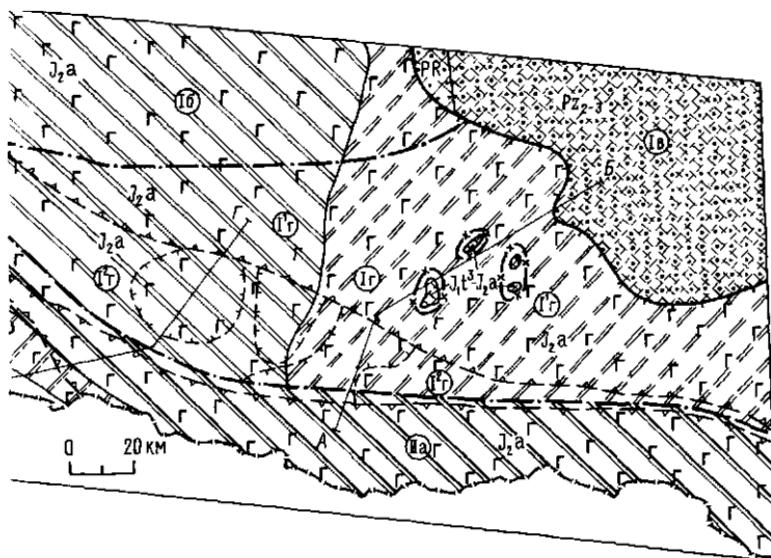


Рис. 43. Палеогидрогеохимическая карта (а) и профили (б, в) северо-западной части Большого Кавказа на конец ааленского века средней юры. Составил С. А. Вересов [1980 г.].

Северо-Кавказская система артезианских бассейнов: /а — Западно-Кубанский; /б — Восточно-Кубанский;



I^1 Верхнекубанский (I^1 Лабино-Макинский; I^2 Бельско-Чегемский); Ia — Минераловодский гидрогеологический массив; Большекавказская система артезианских бассейнов; IIa — Центрально-кавказский; IIb — Западно-Кавказский (IIb^1 — Абино-Гумайской; IIb^2 — Гойтакско-Ачинхинский; IIb^3 — Новороссийский). Месторождения и рудопроявления: меди (I — Лаурское). Условные обозначения на рис. 40.

и средней пористости 10%). Подводная вулканическая деятельность, про текавшая в ааленский век [47 и др.], приводила к повышению температуры подземных вод бассейна. Разрывные нарушения, связанные с вулканическими аппаратами, представляли собой крупные субаквальные очаги разгрузки термальных хлоридных вод. В результате формировались гидротермальные рудоносные растворы, образовавшие рудопроявления меди и полиметаллов (Лаурское месторождение и др.).

Пятый этап (J_{2b}—bt). В течение этого этапа произошли существенные изменения в структурно-гидрогеологическом плане рассматриваемой территории. Южные районы испытали значительное поднятие, в результате которого Центральнокавказский артезианский бассейн был полностью денудирован и здесь возникли два крупных гидрогеологических массива — Софийский и Тебердинский. В этих структурах в зоне трещиноватости кристаллических пород формировались пресные инфильтратогенные гидрокарбонатные кальциевые воды атмосферного питания.

Значительному (а местами полному) размыву подверглись нижнеюрские и ааленские отложения в пределах Бельско-Чегемской системы. Здесь в палеозойских (местами нижнеюрских) формациях протекали процессы вытеснения соленых хлоридных (сульфатно-хлоридных) натревых вод пресными водами атмосферного питания. Северные и западные участки этого гидрогеологического района временами перекрывались морем, и здесь формировались маломощные песчано-глинистые отложения средней юры с хлоридными натриевыми водами морского питания.

В Лабино-Малкинском субаквальном бассейне накапливались преимущественно морские глинисто-песчаные (в центральной части бассейна существенно глинистые) осадки байоса—бата мощностью 300—600 м с солеными (до 35 г/кг) водами. К северу от Лабино-Малкинского бассейна был расположен Восточно-Кубанский субаквальный артезианский бассейн, в котором накапливались песчано-глинистые морские отложения с хлоридными натриевыми водами с минерализацией порядка 35 г/кг.

В северо-восточной части региона по-прежнему существовал Минераловодский гидрогеологический массив. Здесь в коре выветривания палеозойских гранитов были распространены кислородно-азотные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией не более 1 г/кг.

Резкие изменения гидрогеологических условий произошли в конце батского века. Почти вся территория северо-западной части Большого Кавказа испытала поднятие, сопровождавшееся полной регрессией моря. Кроме того, в западных районах отложения нижней и средней юры испытали складчатость и слабый региональный метаморфизм [21, т. 9]. В результате этих процессов Гойтхско-Ачишинский и Абино-Гунайский артезианские бассейны были превращены в системы мелких адбассейнов и адмассивов с трещинно-пластовыми и пластово-трещинными скоплениями соленых хлоридных натриевых (седиментогенных, метаморфогенных) вод с минерализацией около 20—35 г/кг. Морские условия сохранились только в Новороссийском артезианском бассейне, где накапливались вулканогенно-осадочные отложения мощностью до 2—2,6 км [47] преимущественно с пластовыми скоплениями седиментогенных хлоридных натриевых вод с минерализацией до 35 г/кг. На остальной части рассматриваемой тер-

рритории происходили процессы вытеснения соленых седиментогенных морских вод пресными инфильтрогенными водами атмосферного питания.

Шестой этап (J_3). В начале этого этапа влажный умеренно теплый гумидный климат в регионе постепенно сменился субтропическим (келловейский век), а затем жарким тропическим (оксфордский—титонский век) [Ясаманов Н. А., 1978 г.]. Годовая сумма атмосферных осадков не превышала 500—800 м [Синицын В. М., 1966 г.].

В позднеюрскую эпоху на большей части рассматриваемой территории существовали мелководные морские и лагунные бассейны с нормальной и повышенной соленостью [3; 21, т. 9]. В титонский век в пределах Лабино-Малкинского и Восточно-Кубанского субаквальных бассейнов накапливались лагуно-морские терригено-ангидрито-гипсовые, карбонатно-ангидрито-гипсовые (местами галититовые) формации (рис. 44, а, б) мощностью до 700 м и более. В терригено-карбонатных и карбонатных ангидрито-гипсовых отложениях формировались пластовые скопления рассольных вод хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 140 г/кг и реже более. В центральных частях Лабино-Малкинского и, вероятно, Восточно-Кубанского бассейнов накопление верхнеюрских соленосных толщ сопровождалось захоронением маточной солеродной рапы, минерализация которой была не менее 270 г/кг. По химическому составу подземные седиментогенные рассолы были хлоридные натриевые, кальциево-натриевые с высокими содержаниями брома, калия и других элементов. В результате того, что гипсонасные и соленосные отложения накапливались на песчано-глинистых формациях средней юры, возникла обратная гидрогохимическая зональность, которая наиболее отчетливо была проявлена там, где верхнеюрские отложения подстилались выдержаными существенно глинистыми формациями средней юры (рис. 44, б).

В Западно-Кубанском артезианском бассейне накапливались песчано-глинисто-известняковые формации мощностью первые сотни метров. Пластовые скопления соленых вод в них по химическому составу были хлоридные натриевые. Минерализация их, вероятно, была не более 70 г/кг.

В западных районах (в Абино-Гунайском и Новороссийском бассейнах) накапливались глинисто-известняково-мергельные и песчано-глинисто-известняковые флишевые формации мощностью 2—3 км [21, т. 9; 47]. В этих отложениях формировались большие запасы хлоридных натриевых вод морского питания с минерализацией порядка 35—40 г/кг (рис. 44, в). В Сочи-Адлерском бассейне отлагались доломито-известняковые битуминозные осадки мощностью до 800 м [47]. Захороняющиеся морские воды сульфатно-хлоридного магниево-натриевого состава с минерализацией, вероятно достигавшей 70 г/кг, в зоне диагенеза преобразовывались в хлоридные натриевые воды, при этом значительное количество сульфатов восстанавливались до сероводорода.

В поздней юре в юго-восточных районах рассматриваемой территории (Софийский, Тебердинский гидрогоологические массивы, южная часть Бельско-Чегемской системы) существовали субаэральные условия. Однако весьма слабая расчлененность территории и малое количество атмосферных осадков в условиях аридного климата не способствовали интенсивному промыву водоносных комплексов пресными инфильтрогенными водами.

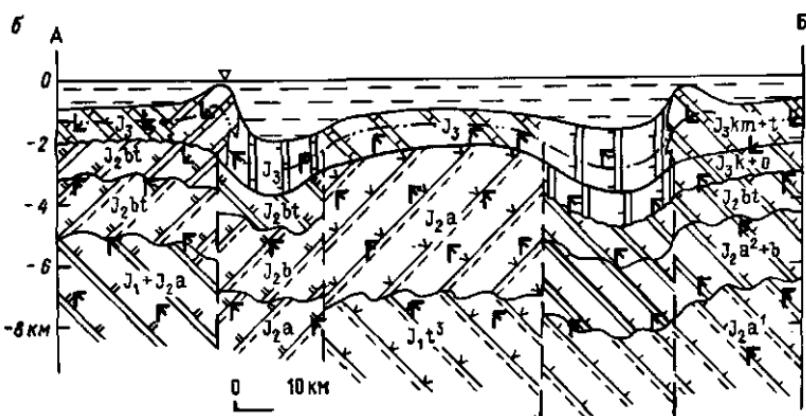
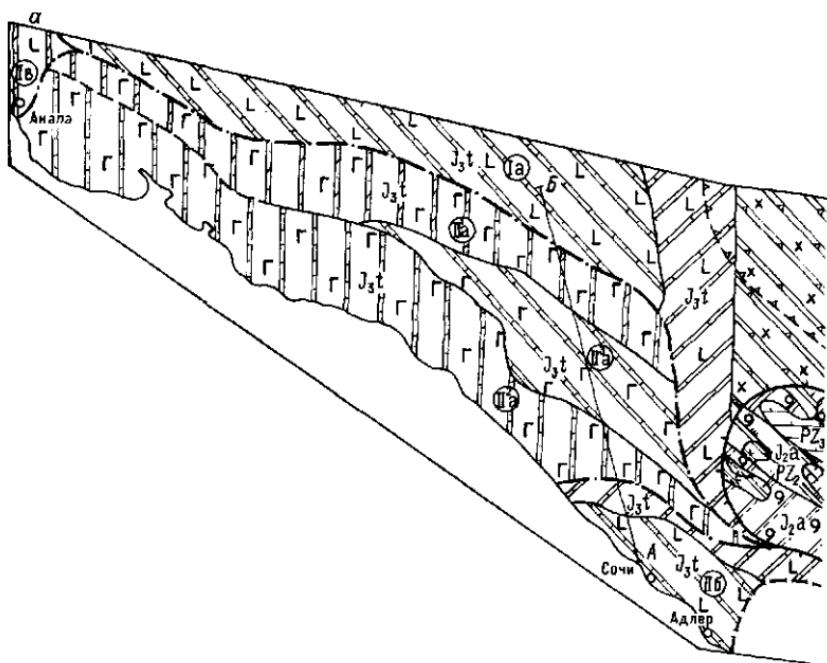
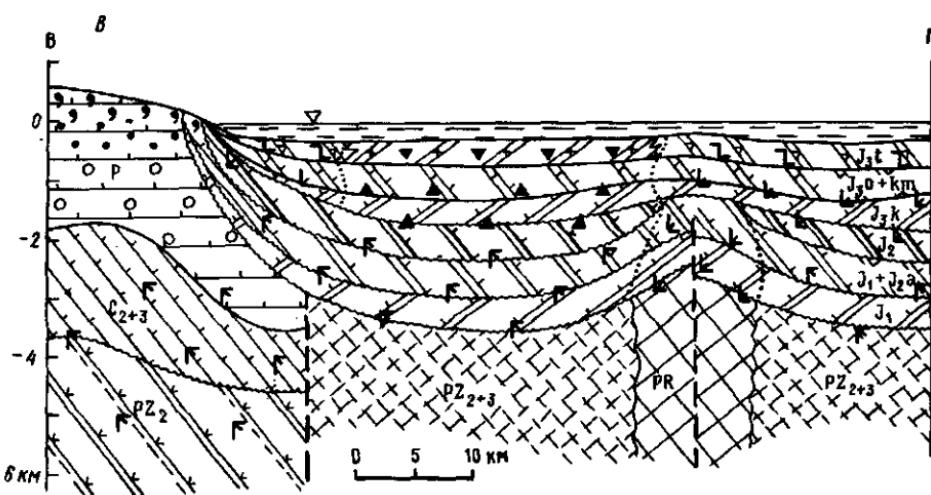
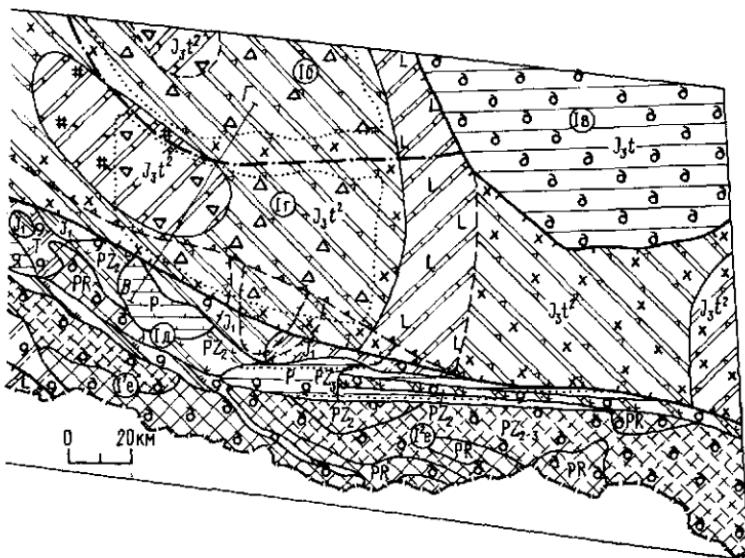


Рис. 44. Палеогидрогеохимическая карта (а) и профили (б, в) северо-западной части Большого Кавказа на конец поздней юры. Составил С. А. Вересов [1980 г.]. Северо-Кавказская система артезианских бассейнов: Іа -- Западно-Кубанский, Іб -- Восточно-Кубанский.



Ie — Лабино-Малкинский; гидрогеологические массивы: *Ia* — Минераловодский, *Ie¹* — Софийский, *Ie²* — Тебердинский; *Id* — Бельско-Чегемская система альбасейнов, адмассивов и массивов; Западно-Кавказская система аргизианских бассейнов; *Na¹* — Абино-Гуайинский, *Na²* — Новороссийский, *Na³* — Гойтхеко-Ачиншинский, *IIb* — Адлерский, *Na* — Таманский. Условные обозначения см. на рис. 40.

В верхних горизонтах разреза рассматриваемых районов, по-видимому, были распространены пестрые по ионному составу и степени минерализации подземные воды.

К концу рассматриваемого этапа Минераловодский гидрогеологический массив прекратил свое существование. Здесь в результате широкого накопления в пониженных участках рельефа продуктов разрушения (дресва, песок, глина) палеозойских гранитов мощностью до 100 м [Муратов М. В., 1948 г.] начал формироваться осадочный чехол артезианского бассейна. В этих грубообломочных красноцветных отложениях, по-видимому, были распространены пестрые по химическому составу и минерализации воды атмосферного питания (рис. 44, а).

Седьмой этап (K_1-P_2). В течение мелового периода и палеоцен-эоценовой эпох в регионе преобладал тропический (субтропический) влажный климат [Ясаманов Н. А., 1978 г.]. На протяжении всего мелового периода господствовали морские условия осадконакопления. Песчано-глинистые и глинисто-известняково-мергельные отложения формировались в морских бассейнах с нормальной (до 35—40 г/кг) или местами повышенной (до 50—70 г/кг) соленостью. В Западно-Кубанском, Восточно-Кубанском и Лабино-Малкинском субаквальных артезианских бассейнах мощности отложений мелового возраста колебались от нескольких десятков метров до 1,5 км и более [21, т. 9]. Гидрохимическая обстановка этих районов характеризовалась большим разнообразием (рис. 45, а). Галогенные формации верхней юры и содержащиеся в них седиментогенные рассолы оказывали существенное влияние на гидрохимию ниже- и вышележащих геологических формаций.

В Западно-Кубанском субаквальном бассейне в терригенных и терригено-карбонатных формациях мелового возраста были распространены пластовые скопления хлоридных натриевых вод с минерализацией до 35 г/кг. Ниже, в отложениях юрского возраста, существовали соленые и слаборассольные хлоридные седиментогенные воды с минерализацией до 70 г/кг (рис. 45, б).

В течение мелового периода Абино-Гунайском и Новороссийском субаквальных бассейнах в глубоководных условиях накапливались песчано-глинистые, мергельно-глинисто-известняковые и известняково-песчано-мергельные отложения с пластовыми скоплениями соленых седиментогенных хлоридных натриевых вод с минерализацией около 35 г/кг. Мощность этих отложений изменялась от 2—2,5 (на востоке) до 6 км (на западе) [21, т. 9].

В конце мела—начале палеогена рассматриваемая территория испытала поднятие. Морские условия осадконакопления сохранились только в Новороссийском районе. В остальных районах северо-западной части Большого Кавказа в верхних водоносных горизонтах происходило формирование пресных инфильтраторных вод атмосферного питания. По химическому составу воды были кислородно-азотные гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 1 г/кг (рис. 45, а).

В течение палеоценовой и эоценовой эпох существенных изменений в структурно-гидрогеологическом плане территории не произошло. В Западно-Кубанском и Новороссийском субаквальных артезианских бассейнах накапливались терригенные и терригенно-карбонатные флишевые формации

мощностью 2—4 км [Шолпо В. Н., 1978 г., и др.] с солеными хлоридными натриевыми водами с минерализацией порядка 35 г/кг. В Лабино-Малкинском и Восточно-Кубанском бассейнах в субаквальных условиях также формировались соленые хлоридные воды с минерализацией до 35 г/кг. В пределах этих структур гидрогеохимическая зональность в целом не изменилась.

В Гойтхеко-Ачишхинской системе адбассейнов, адмассивов и мелких гидрогеологических массивов, Софийском и Тебердинском гидрогеологических массивах и в южных районах Бельско-Чегемской системы адбассейнов и адмассивов существовали субаквальные условия питания подземных вод. Здесь происходило вытеснение соленых седиментогенных (инфилтратогенных) морских вод пресными водами атмосферного питания.

Восьмой этап (P_3-N_1). В конце эоцена—начале олигоцена рассматриваемая территория испытала поднятие, которое в западных районах сопровождалось интенсивной складчатостью [20; 21, т. 9; и др.]. Морские условия осадконакопления в этот этап сохранились в северных и юго-западных районах. В результате процессов складчатости, сопровождавшихся разрывными нарушениями (местами надвигами), в Абино-Гунайском и Новороссийском районах пластовые скопления подземных вод были превращены в трещинно-пластовые и пластово-трещинные. Абино-Гунайский артезианский бассейн был превращен в систему мелких бассейнов и адбассейнов подземных вод. Новороссийский район, испытавший наиболее интенсивную складчатость (особенно в юго-восточной части), представлял собой сложную систему узких адбассейнов и адмассивов преимущественно с пластово-трещинными и трещинно-пластовыми скоплениями подземных вод. По мнению Ч. Б. Борукаева [1964 г.], в результате интенсивной складчатости произошло значительное уменьшение площади рассматриваемой территории. Это обстоятельство, вероятно, обусловило отжим большого количества седиментогенных (метаморфогенных) хлоридных натриевых вод из терригенных и терригенно-карбонатных отложений.

В пределах Адлерского артезианского бассейна складкообразование проявилось слабо. В основном здесь преобладали горизонтальные перемещения пород с образованием тектонических покровов [Борукаев Ч. Б., 1964 г.; и др.]. Образование покровных структур, вероятно, способствовала разгрузка по пологим разрывным нарушениям значительных масс седиментогенных вод.

В Западно-Кубанском артезианском бассейне отложения юры, мела и палеогена подверглись слабым деформациям только вдоль южной границы бассейна. Гидрогеологические структуры восточных районов (Лабино-Малкинский, Восточно-Кубанский бассейны и др.) не испытали складчатости, но подверглись интенсивным вертикальным движениям, амплитуда которых увеличивалась с севера на юг [20; 21, т. 9; и др.].

В южной части рассматриваемой территории располагались два крупных гидрогеологических массива — Софийский и Тебердинский, в пределах которых были развиты трещинно-грунтовые и трещинно-жильные скопления пресных (местами солоноватых) преимущественно инфильтратогенных подземных вод атмосферного питания. Севернее, в Бельско-Чегемской системе,

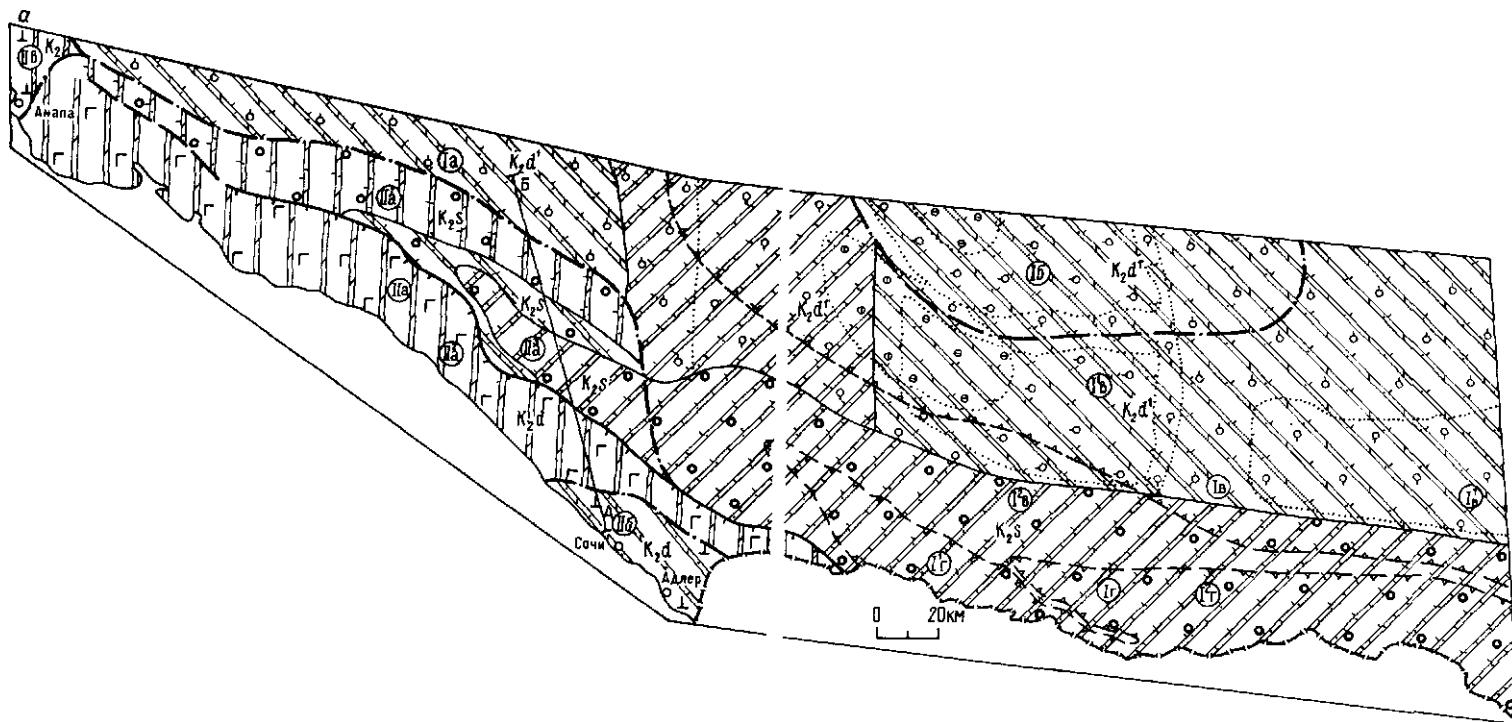
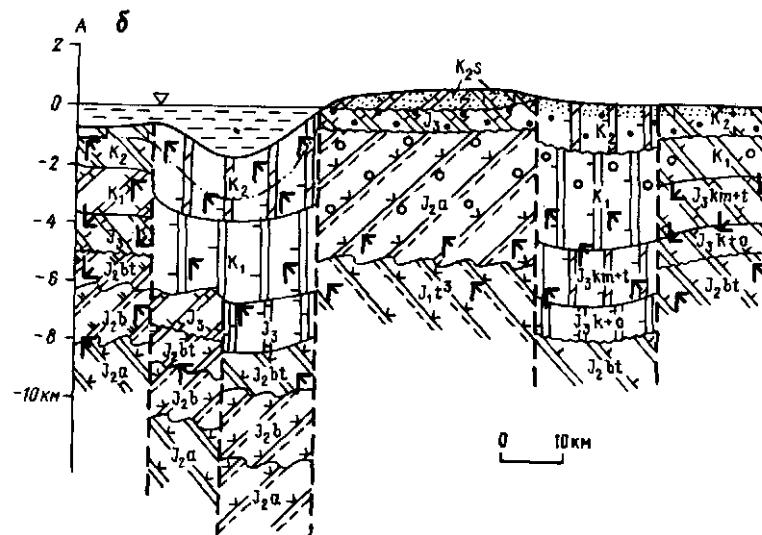


Рис. 45. Палеогидрохимическая карта (а) и профиль (б) северо-западной части Большого Кавказа на конец датского века позднего мела. Составил С. А. Вересов [1980 г.].

Северо-Кавказская система артезианских бассейнов: I^a — Западно-Кубанский, I^b — Восточно-Кубанский, I^c — Верхнекубанский, I^d¹ — Лабино-Малкинский, I^d² — Белокочемский, I^e — Центральнооколокласский, I^f — Софийский, I^g — Тебердинский; Западно-Кавказская система артезианских бассейнов: II^a — Абинско-Шешенский, II^b¹ — Абино-Гунайский, II^b² — Новороссийский, II^c¹ — Гойтхеко-Ачишхинский, II^c² — Адлерский, II^d — Таманский. Условные обозначения на рис. 40.



происходило вытеснение соленых седиментогенных (и древнеинфилтратогенных) вод пресными водами атмосферного питания.

В поднятие были вовлечены и южные районы Лабино-Малкинского бассейна, где активизировались процессы выгеснения соленых седиментогенных вод пресными инфильтратогенными водами атмосферного питания.

В течение олигоцена и раннего миоцена в Западно-Кубанском, Восточно-Кубанском, Новороссийском, Лабино-Малкинском бассейнах накапливались морские преимущественно песчано-глинистые, а также глинисто-известняково-мергельные отложения (майкопская серия) мощностью от 800 до 3000 м. В этих отложениях формировались седиментогенные хлоридные натриевые воды с минерализацией 20—35 г/кг. Большое количество органического вещества, содержащегося в породах [21, т. 9; и др.], погружаясь вместе с осадками на значительные глубины, подвергалось интенсивному разложению с выделением углекислоты, сероводорода, метана, а также углеводородов.

В конце миоценовой эпохи рассматриваемая территория испытала восходящие движения. Мелководные морские условия сохранялись только в Западно-Кубанском и Восточно-Кубанском субаквальных артезианских бассейнах. Связь этого водоема с нормальными морскими бассейнами периодически нарушалась, что неоднократно вызывало резкие изменения гидрологического режима [Милановский Е. Е., Хайн В. Е., 1963 г.]. Временами теплый умеренно влажный климат сменялся засушливым [51]. Эти обстоятельства приводили к резким колебаниям солености мелководного морского бассейна и формированию в миоценовых отложениях седиментогенных хлоридных натриевых вод, минерализация которых, вероятно, изменялась от 10 до 70 г/кг.

В конце миоцена в связи с большой тектонической активностью рассматриваемой территории образовывались многочисленные разрывные нарушения как субширотного, так и близмеридионального направления. В крайней северо-восточной части территории (Минераловодский артезианский бассейн) произошло внедрение лакколитов гранит-порфиров [21, т. 9; и др.]. Возникли крупные очаги разгрузки соленых (и рассольных) седиментогенных вод. По мере продвижения к зонам разгрузки хлоридные натриевые воды нагревались, обогащались углекислотой и другими летучими компонентами. В результате взаимодействия этих двух гидродинамических систем формировались рудоносные гидротермальные растворы, образовавшие рудную минерализацию.

Девятый этап (N₂—Q). Этот этап ознаменовался резким увеличением темпов поднятий. Большая часть территории представляла собой сильно-расчлененную горно-складчатую область.

Зона Главного хребта была представлена крупными гидрогеологическими массивами (Софийский, Тебердинский), сложенными кристаллическими сланцами и гранитоидами протерозойско-палеозойского возраста. В верхней трещиноватой зоне кристаллических массивов формировались пресные кислородно-азотные (часто углекислые) инфильтротические воды атмосферного питания. Весьма значительную роль в питании трещинно-грунтовых вод гидрогеологических массивов, а также верхних водоносных комплексов соседних структур играло горное оледенение, образовавшееся в четвертичный период [51].

Из-за резкого отставания темпов денудации от темпов воздымания гидрогеологические структуры (адбассейны и адмассивы) Бельско-Чегемской системы (зона Передового хребта), не успевая полностью разрушиться, были подняты на большие абсолютные отметки. Амплитуда поднятия Главного и Передового хребтов за плиоцен—антропоген достигала 4—5 км [Милановский Е. Е., Хайн В. Е., 1963 г.]. Гидрогеологические структуры зоны Передового хребта характеризовались значительными мощностями зоны пресных инфильтротических вод, достигавшими нескольких сотен метров. В более глубоких частях разреза (ниже местного базиса дренирования) были распространены солоноватые и соленые хлоридные, сульфатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией до 35 г/кг. Газовый состав этих вод был азотный, метаново-азотный, углекисло-азотный.

В плиоцен-антропогеновое время в юго-восточных районах территории происходили процессы активной магматической деятельности — вулканизм

Эльбрусской и Чегемской областей, гранитные интрузии Тырныауза. Эти процессы играли значительную роль как в формировании региональной гидрогеохимической зональности, так и в образовании гидротермальной рудной минерализации (Тырныаузское месторождение). В течение рассматриваемого этапа по существу полностью сформировались современный структурно-гидрологический план и гидрогеохимическая зональность северо-западной части Большого Кавказа.

§ 2. КИШКИТСКОЕ РТУТНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Кишкитское месторождение расположено в северной части Передового хребта, в среднем течении р. Кишкит, на периферии позднепалеозойского вулканического центра, вблизи крупных разломов северо-восточного и северо-западного простирания [Черницын В. Б., 1977 г.]. Преимущественным распространением в районе пользуются средне-верхнекаменноугольные терригенные угленосные отложения и нижнепермские красноцветные песчаники, алевролиты и эфузивы. Изварженные породы представлены покровами, некками и дайками альбитофириров, плагиопорфириров, порфиритов позднепалеозойского возраста.

В пределах Кишкитского рудного поля ртутная минерализация отмечена в шести обособленных участках и локализована как в осадочных, так и в интрузивных породах. Ртутная минерализация размещена в верхних горизонтах позднегерцинского структурного этажа и не распространяется за его пределы [58].

Главным рудным минералом Кишкитского месторождения является киноварь, второстепенные рудные минералы представлены пиритом, блеклыми рудами, гематитом, метацинабаритом, арсенопиритом, реальгаром, аурицигментом, сфалеритом, галенитом, марказитом и др. Из жильных минералов преобладает кварц, реже встречаются карбонаты, каолинит, халцедон, барит [Черницын В. Б., 1977 г.]. Руды слагаются двумя минеральными ассоциациями: 1) кварц-киноварной; 2) кварц-карбонат-киноварной.

В отношении возраста ртутных месторождений Кавказа не существует единой точки зрения. Кишкитское месторождение ртути, вероятнее всего, образовалось в позднепалеозойское время [Смирнов В. И., 1960 г.; Федорчук В. П., 1964 г.; Черницын В. Б., 1977 г.; и др.].

Приведенный выше (§ 1 главы 8) региональный палеогидрогеохимический анализ территории, в пределах которой расположено Кишкитское месторождение, показывает, что в позднепалеозойское время рассматриваемая территория представляла собой систему межгорных артезианских бассейнов, адбассейнов преимущественно с пластовыми скоплениями подземных вод в терригенных континентальных угленосных формациях среднего—верхнего карбона и терригенных красноцветных формациях нижней перми. В раннепермское время в условиях аридного климата в верхних частях разреза формировались пестрые по химическому составу и степени минерализации подземные воды. В нижних частях разреза верхнепалеозойских формаций были распространены соленые хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные воды с минерализацией не более 20—30 г/кг.

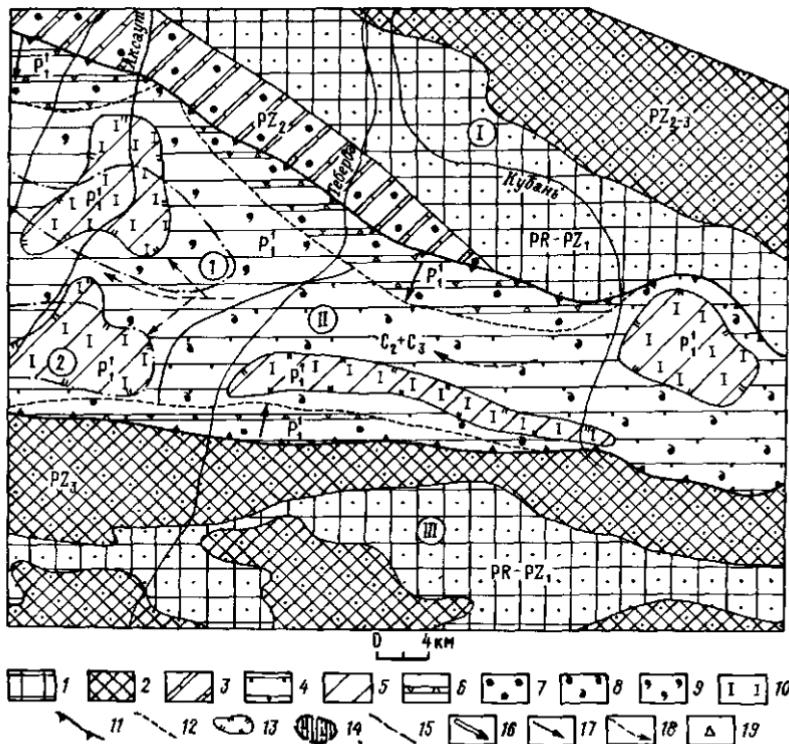


Рис. 46. Палеогидрохимическая карта восточной части зоны Передовогор'я на конец первой половины ранней перми (до начала магматической деятельности). Составил С. А. Вересов [1980 г.]

Условные обозначения даны для рис. 46, 47.

Геологические формации: 1 — метаморфическая (кристаллические и метаморфические сланцы); 2 — магматическая интрузивная (гранитоиды); терригенные вулканогенно-осадочные: 3 — песчано-глинистая и вулканогенно-осадочная (морские) ката- и метагенетически измененные, в разной степени дислоцированные, 4 — песчано-глинистая угленосная (континентальная) катагенетически измененная, слабо дислоцированная, 5 — песчано-глинистая сероцветная (континентальная) диа- и слабо катагенетически измененная, недислоцированная, 6 — песчано-гравийная (рудробломонтизированная конусов выноса); гидрохимические поиски: 7 — АБ₁₋₃₅; 8 — Дол-юб₁₋₁₅; 9 — Дол-юб₁₋₁₀; 10 — Б-15; гравиметрии: 11 — межгорного пропиба; 12 — распространения конусов выноса; 13 — континентальных бассейнов (озер); 14 — очаги разгрузки гермальных рудоносных растворов с образованием рутичной минерализации; 15 — трещинно-жильные скопления подземных вод; направление движения подземных вод; 16 — нижнего гидролинамического этажа (элизионный режим); 17 — верхнего гидролинамического этажа; 18 — направление движения поверхностных водотоков; 19 — скважины, где в настоющее время обнаружены солевые хлоридные и сульфатно-хлоридные воды; I — Северо-Кавказский гидрогеологический массив; II — Белько-Чегемская система (центральная часть) артезианских бассейнов и албассейнов (цифры в кружке: 1 — Тебердинский бассейн, 2 — Киркычадский бассейн); III — Тебердинский гидрогеологический массив. Остальные условные обозначения на рис. 40.

Ниже верхи палеозойских континентальных формаций были распространены средние и нижне палеозойские терригенные и осадочно-вулканогенные морские формации ката- и метагенетически измененные, в различной степени дислоцированные. В них были распространены седиментогенные хлоридные воды с минерализацией до 35 г/кг (рис. 42, а).

Имеющиеся материалы по геологическому строению территории позволили построить крупномасштабную палеогидрохимическую карту рай-

она Кишкитского месторождения до начала формирования рудной минерализации (рис. 46).

Ряд исследователей [48], не исключая возможности участия экзогенных подземных вод в формировании ртутноносных гидротермальных растворов, предполагают, что источником высокотемпературных подземных вод является палеоартезианский бассейн Кубанского передового прогиба. Это положение представляется маловероятным, так как рассматриваемая территория гидродинамически не была связана с Кубанским прогибом и отделялась от него Северо-Кавказским гидрогеологическим массивом. В то же время палеогидрохимический анализ рассматриваемого района (рис. 46) показывает, что к концу первой половины ранней перми, до начала магматической деятельности, исследуемый район являлся частью Бельско-Чегемской системы артезианских бассейнов и адбассейнов. Здесь располагались Тебердинский и Кинирчадский артезианские бассейны, входившие в состав более крупного Зеленчукско-Аксаутского артезианского бассейна (§ 1 главы 8). С севера и юга бассейны были ограничены соответственно Северо-Кавказским и Тебердинским гидрогеологическими массивами. Артезианские бассейны были сложены континентальными песчано-глинистыми красноцветными (P_1 ak) и угленосными (C_{2-3}) формациями мощностью 1–2 км. Ниже по разрезу залегали морские терригенные и вулканогенно-осадочные ката- и метагенетически измененные, в разной степени дислоцированные формации среднего и нижнего палеозоя.

В центральной части межгорной впадины, в самых верхних частях разреза в условиях аридного климата [51], были распространены пестрые по химическому составу и минерализации подземные воды. В основном это были гидрокарбонатно- и хлоридно-сульфатные натриевые кислородно-азотные воды, минерализация которых колебалась, по-видимому, в достаточно большом интервале — от 0,5 до 70 г/кг. В краевых частях межгорной впадины в пределах развития грубообломочных отложений предгорных конусов выноса была распространена мощная зона пресных гидрокарбонатных кальциевых подземных вод, которая по мере удаления от горных сооружений постепенно сменялась зоной пестрых ($D_{0,5-70}$) вод (рис. 46). Ниже этих вод залегали гидрокарбонатно-хлоридные, а еще ниже — хлоридные натриевые изотные и азотно-метановые воды. Минерализация этих вод увеличивалась с глубиной и, по-видимому, колебалась от 1 до 35 г/кг. На глубинах более 1 км в условиях весьма затрудненного водообмена в результате преобразования органического вещества, которое в значительных количествах содержалось в каменноугольных отложениях, подземные воды обогащались CO_2 , H_2S , CH_4 . Вследствие возрастания давления и температуры происходили процессы уплотнения и литификации пород с интенсивным разложением обломочных минералов (кварца, плагиоклазов, амфиболов и др.). В результате этих процессов в зоне катагенеза межгорных бассейнов формировались кремнистые гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридные натриевые термальные воды, вероятно обогащенные различными рудными элементами (Fe, Si и др.). Запасы таких подземных растворов на площади 1 км² составляли более 150 млн. м³ (при средней мощности зоны катагенеза 1,5 км и средней пористости 10%).

В нижележащих морских терригенных и вулканогенно-осадочных формациях среднего и нижнего палеозоя были распространены, по-видимому, смешанные седиментогенные и метаморфогенные воды хлоридного состава с минерализацией не более 35 г/кг. Глубины залегания этих формаций (4—5 км и более) предопределили повышенную температуру подземных вод, вероятно, около 150—200° С. В результате процессов преобразования рассеянного органического вещества в песчано-глинистых формациях нижнего палеозоя в них могли накапливаться различные углеводороды как в газообразном, так, вероятно, и в жидком виде.

Таким образом, палеогидрохимический анализ района показывает, что до начала магматической деятельности здесь располагался артезианский бассейн со значительными запасами подземных (в том числе термальных) вод, которые, несомненно, являлись основным источником растворов палеогидротерм.

Во второй половине ранниспермской эпохи гидрогеологические условия рассматриваемого района резко изменились (рис. 47, а) в связи с активными проявлениями магматической деятельности и вулканизма. В это время возникали многочисленные зоны разломов, по которым поднимались магматические расплавы. После завершения вулканической деятельности, в условиях нарушения гидродинамического и термодинамического режимов, подземные воды мигрировали от периферии Тебердинского бассейна к зонам разгрузки, где происходило смешивание экзогенных вод с поступающими из эманациями и формирование гидротермальных растворов. При этом химический состав и минерализация палеогидротерм в значительной степени определялись составом и степенью минерализации экзогенных подземных вод осадочных и осадочно-вулканогенных формаций палеозоя. Этот вывод подтверждается также данными анализа жидких включений в минералах ртутных месторождений Аксакут-Белореченского района [48, 71].

В первые дорудные (по отношению к ртутной минерализации) стадии формирования месторождения в зоне разгрузки хлоридных (гидрокарбонатно-хлоридных) кремнистых гидротермальных растворов протекали процессы метасоматического изменения вмещающих пород (перекристаллизация карбонатного и кварцевого материала песчаников, алевролитов и аргиллитов, разрушение полевых шпатов с образованием гидрослюд и минералов каолинитовой группы), выраженные окварцеванием и каолинизацией. По всей видимости, гидротермальные растворы этой стадии характеризовались низкими значениями pH, а температура их, вероятно, была более 200° С. Процессы метасоматического преобразования пород приводили к уменьшению их эффективной трещиноватости и пористости, что могло обуславливать повышение давления растворов, которое, судя по данным изучения газово-жидких включений [48, 71] достигало $(2,7 \div 2,9) \cdot 10^7$ Па.

Во вторую дорудную стадию гидротермальные растворы также характеризовались кислой реакцией. Вместе с тем температура их не превышала 180—200° С [48], они были обогащены железом, цинком, свинцом, медью и другими металлами, поступление в раствор которых могло происходить за счет выщелачивания из вулканогенно-осадочных формаций палеозоя. Кроме того, часть компонентов гидротерм, особенно таких, как CO_2 , H_2 , SO_2 , SO_3 и др., по всей видимости, поступала из оставающегося магматического

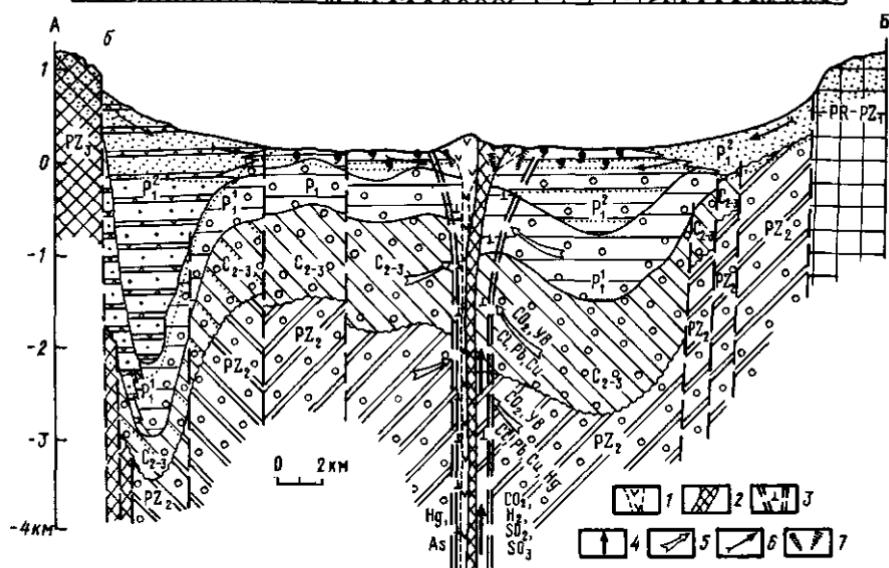
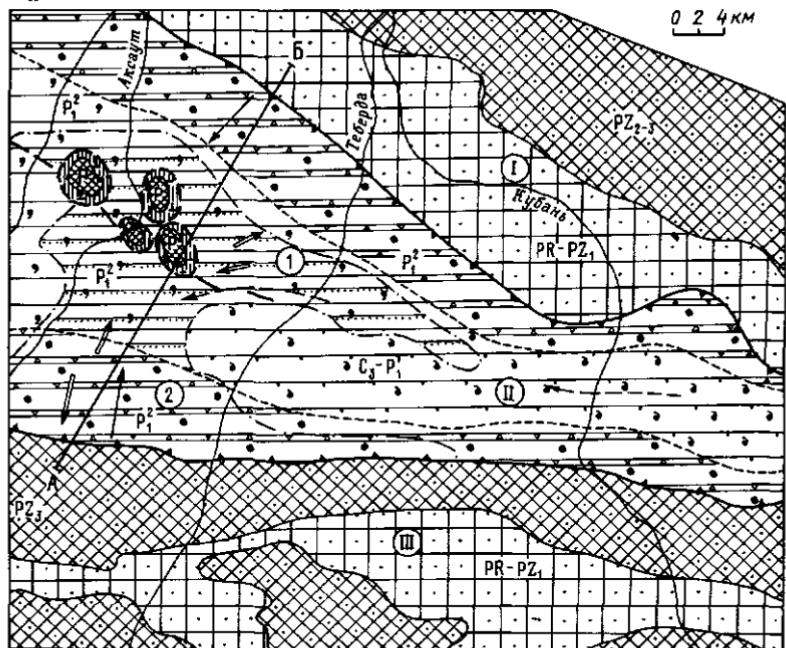


Рис. 47. Палеогидрохимическая карта (а) и профиль (б) восточной части зоны Передового хребта на конец ранней перми (постмагматический этап). Составил С. А. Вересов [1980 г.].

1 — жерловая зона поздне vulканических; 2 — субвулканические тела; 3 — очаг разгрузки рудоносных гидротермальных растворов; 4 — миграция магматических эманаций; 5 — направление движения седиментогенных вод; 6 — направление движения пресмыкающихся вод; 7 — проявленияя грунтовой минерализации; УВ — углеводороды. Остальные условные обозначения на рис. 40, 46.

очага. При движении растворов к поверхности вследствие изменения физико-химических условий среды (падение температуры, изменение рН, образование H_2S за счет H_2 и SO_2) выпадали из раствора сульфиды металлов: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит. Сравнительно высокие температуры и повышенная кислотность термальных растворов этой стадии ограничивали миграцию в них ртути.

Анализ газово-жидких включений в кристаллах киновари показывает, что в рудную стадию формирования ртутного месторождения температура растворов изменялась в очень широких пределах — от 180 до 50° С, но была ниже, чем на предыдущих стадиях. Реакция ртутоносных растворов, по-видимому, была близка к слабощелочной [48]. Эти обстоятельства обусловили активную миграцию в растворах ртути, которая могла мигрировать в форме комплексных соединений с серой $[HgS_2]^{2-}$ и хлором [Сауков А. А., 1946, 1950 гг.]. Кроме ртути термальные растворы были обогащены сурьмой, мышьяком и некоторыми другими металлами. При этом, по всей видимости, в миграции металлов, и в том числе ртути, в форме сложных органических комплексов большую роль играли углеводородные соединения, поступавшие из нижнепалеозойских морских формаций. Остывающий магматический очаг являлся, по-видимому, источником не только CO_2 , H_2 , SO_2 (H_2S), но и большей части сурьмы, мышьяка и других элементов. В отношении источника ртути в настоящее время нельзя дать однозначного ответа, так как нет достаточно обоснованных данных о том, поступает ли ртуть из мантийных зон или мобилизована гидротермальными растворами из осадочных и вулканогенно-осадочных пород земной коры. Вместе с тем обращает на себя внимание повышенное содержание ртути в глинистых породах, в 2 раза превышающее кларковое содержание [Сауков А. А., 1950 г.]. На Северо-Западном Кавказе установлены повышенные относительно кларковых содержания ртути в морских песчано-глинистых формациях мезозоя, при этом вокруг ртутных месторождений наблюдаются отрицательные геохимические аномалии [48]. Эти данные позволяют сделать предположение о возможном обогащении термальных растворов Кишкитского месторождения ртутью за счет выноса ее из морских песчано-глинистых и вулканогенно-осадочных формаций нижнего—среднего палеозоя мощностью более 4—5 км.

В приповерхностных частях разреза осадочного чехла происходило смешивание термальных рудоносных щелочных растворов хлоридного (гидрокарбонатно-хлоридного) состава, обогащенных ртутью и другими металлами, а также CO_2 , HS^- , с инфильтраторными кислородно-азотными гидрокарбонатно-сульфатными и гидрокарбонатными подземными водами. При этом происходили разбавление и нейтрализация щелочных термальных растворов, что способствовало осаждению сульфида ртути в виде минералов метатиннабарита и киновари. Этот вывод подтверждается и анализом состава жидкых включений в кристаллах киновари [Федорчук В. П., 1963 г.], где полученные значения рН раствора изменяются от 7,4 до 6. Окисление в приповерхностных условиях углеводородных компонентов раствора привело к образованию твердых битумов.

Таким образом, проведенный палеогидрогеологический (в том числе палеогидрохимический) анализ условий формирования Кишкитского

месторождения показал, что в период образования рудной минерализации в пределах рассматриваемого района существовали три взаимосвязанные гидродинамические системы: первая — глубоких горизонтов Тебердинского бассейна с хлоридными седиментогенными и метаморфогенными водами; вторая — сероводородно-углексильные терм вулканического очага; третья — верхних горизонтов артезианского бассейна с инфильтротропенными кислородно-азотными водами (рис. 47, б). При взаимодействии первых двух систем происходило формирование гидротермальных рудоносных растворов, причем значительную долю в них составляли седиментогенные и метаморфогенные гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые воды терригенных и вулканогенно-осадочных формаций палеозойского возраста. Гидродинамическая система инфильтротропенных кислородсодержащих подземных вод верхних частей разреза при смешении с ртутоносными растворами обусловила выпадение из них ртути. При этом глубина распространения рудной минерализации, по всей видимости, должна была определяться глубиной проникновения вниз по ослабленным зонам кислородсодержащих инфильтраторных вод.

§ 3. СУЛЬФИДНО-БИТУМНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В БАССЕЙНЕ Р. БОЛЬШАЯ ЛАБА

В пределах горно-складчатой области Большого Кавказа известно большое количество месторождений и рудопоявлений гидротермального типа, в которых совместно с различными (рудными, жильными) минералами широко распространены углеродистые вещества, или, как их еще называют, твердые битумы [Черницын В. Б., 1977 г.; Труфалов В. Н., 1979 г.; и др.].

Рассматриваемое сульфидно-битумное рудопоявление расположено в западной части грабен-синклиниория Передового хребта Большого Кавказа, в бассейне р. Большая Лаба. Этот район сложен среднепалеозойскими слабо дислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, представленными филлитовидными сланцами, песчаниками, алевролитами, лавами и туфами основного, среднего и кислого состава общей мощностью 3–4 км. Вулканогенно-осадочные отложения прорваны дайками диоритов и субвулканическими интрузиями гранитоидов средне- и позднепалеозойского возраста [21, т. 9]. Непосредственно сульфидно-битумное рудопоявление располагается в пределах Большебелбинского горста и приурочено к субвулканическому массиву площадью около 4 км². На ранних стадиях становления субинтрузива был сформирован близповерхностный силл фельзитов и микрогранитов. В заключительные стадии магматической деятельности внедрилась основная масса гранит-порфиров, подстилающих и прорывающих силл. Широко развито на рудопоявлении метасоматическое преобразование пород, выраженное в их окварцевании, серпентинизации, альбитизации и карбонатизации.

Сульфидно-битумная минерализация локализуется по трещинам и образует штокверкообразные рудные тела, которые с глубиной уменьшаются в размерах до полного выклинивания, причем при отсутствии каких-либо изменений в характере трещиноватости и степени метасоматической проработки пород. Анализ пространственных взаимоотношений минеральных

образований позволяет наметить для данного рудопоявления несколько стадий минералообразования.

Первая стадия минералообразования представлена кварцем и турмалином, а также редкими находками минерала муассанита, вторая стадия — в основном кварцем и гидрослюдой (серниститом). В меньшей степени здесь развиты альбит, кальцит, анкерит, сколит. Первые две стадии минералообразования обусловили метасоматическое преобразование пород. Для третьей стадии характерно широкое развитие сульфидов, выполняющих трещины и поры в интрузивных породах. Наиболее часто встречаются пирит, сфалерит, галенит, пирротин, арсенопирит, реже халькопирит, антимонит, цинкенит и очень редко самородный мышьяк, из нерудных минералов — кальцит, кварц, гидрослюда. Четвертая стадия представлена исключительно твердым битумом в виде минерала керита. Строение керитовых прожилков отражает определенную зональность отложения: в зальбандах трещин находятся редкие выделения пирита, арсенопирита и леллингита; центральная часть прожилков сложена керитом. При этом в массе твердого битума встречаются угловатые обломки сульфидов, свидетельствующие о том, что отложение из гидротермальных растворов углеродистого вещества сопровождалось слабым дроблением пород. Пятая стадия отличается выделениями преимущественно нерудных минералов: анкерита, кальцита, гидрослюды. Кроме того, встречается рассеянная вкрапленность пирита, халькопирита, галенита, сфалерита и пирротина. Реже встречается уэвеллит, барит, зелигманнит.

Минералогическая зональность и выделяемые стадии минералообразования отражают изменение гидрогеологических условий в процессе формирования месторождения и непосредственно обусловлены изменением во времени химического состава, температуры и давления гидротермальных растворов [3].

Проведенный региональный палеогидрохимический анализ рассматриваемой территории (§ 1 главы 8) показывает, что с раннеэйянийской эпохи и до середины раннекаменноугольной эпохи здесь существовал устойчивый морской режим осадконакопления. В гидрогеологическом отношении территория представляла собой систему субаквальных бассейнов с поровыми трещинно-пластовыми скоплениями соленых седиментогенных вод морского питания в терригенных, терригенно-карbonатных и вулканогенно-осадочных формациях палеозоя мощностью 6—7 км. Минерализация вод, по-видимому, не превышала 30—35 г/кг. Палеозойские терригенные и терригенно-карbonатные формации были обогащены органическим веществом, которое в ходе диакатагенетических процессов преобразовывалось в углеводороды нефтяного ряда. Эти процессы, вероятно, активизировались при возрастании температур в осадочном чехле бассейнов при магматической деятельности в среднем девоне (рис. 40). Последующему сохранению углеводородов в этих формациях при погружении их на глубины 5—6 км и более способствовало чередование водоупорных и пропицаемых толщ.

Во второй половине раннекаменноугольной эпохи осадочные и вулканогенно-осадочные формации района испытали слабую дислоцированность и умеренную метаморфизацию. Эти процессы обусловили дальнейшее преоб-

разование органического вещества в средне- и нижнепалеозойских глинистых формациях, выражавшееся в его карбонизации и полимеризации.

Таким образом, в начале среднекаменноугольной эпохи (до начала магматической деятельности) в рассматриваемом районе преимущественно были распространены пластовые скопления подземных вод, при этом в вертикальном разрезе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций района четко выделялись три водоносных комплекса, различавшиеся как по характеру водообильности, так и по химическому составу подземных вод (рис. 48).

I (верхний) водоносный комплекс, включавший в себя глинисто-песчаные и терригенно-карбонатные породы, характеризовался наличием порово-трещинно-пластовых и карстово-трещинно-пластовых скоплений пресных вод в верхних горизонтах комплекса. Эти воды формировались в условиях активного водообмена за счет атмосферных осадков, количество которых было весьма большое в условиях влажного гумидного климата [3, 51]. По ионо-солевому составу подземные воды верхних горизонтов были гидрокарбонатные кальциевые и натриево-кальциевые, состав растворенных газов был кислородно-азотный. Подземные воды нижних горизонтов этого водоносного комплекса, распространенные ниже местных базисов эрозии, обладали, по-видимому, гидрокарбонатно-хлоридным и хлоридным натриевым составом с минерализацией до 20—25 г/кг. В газовом составе преобладал азот. Статические запасы подземных вод рассматриваемого комплекса на площади 1 км² составляли около 100 тыс. м³ (при средней мощности 0,5 км и средней открытой пористости 25%).

Во II водоносном комплексе, приуроченном к терригенным и вулканогенно-осадочным породам, были распространены порово-трещинно-пластовые и трещинно-пластовые соленые воды с минерализацией до 30—35 г/кг (рис. 48). Состав вод, по-видимому, был хлоридный (гидрокарбонатно-хлоридный) натриевый (кальциево-натриевый) с растворенными газами метаново-азотного и азотно-метанового состава. Общие статические запасы подземных вод данного комплекса были весьма велики и, вероятно, составляли на площади 1 км² около 600 млн. м³ (при средней мощности 4 км и средней открытой пористости 15%). Температура этих вод, по-видимому, достигала 90—100° С, что было обусловлено залеганием пород на глубинах 3—4 км и более. Высокая температура определяла повышенную химическую активность и реакционную способность соленых хлоридных вод по отношению к вмещающим породам, что приводило к переходу из вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций и накоплению в подземных водах этого комплекса таких металлов, как железо, медь, цинк и др.

Для III водоносного комплекса, представленного преимущественно терригенными песчано-глинистыми, а также терригенно-карбонатными породами, были характерны, вероятно, порово-трещинно-пластовые и трещинно-пластовые скопления соленых хлоридных и гидрокарбонатно-хлоридных кальциево-натриевых седиментогенических и метаморфогенных вод. Общая минерализация этих вод, по-видимому, не превышала 35 г/кг. Необходимо отметить, что в настоящее время в литературе имеются весьма скучные данные о химическом составе подземных вод, распространенных на глубинах более 5 км. Поэтому на данном этапе исследований можно

Водорасст	Глубина, км	Разрез	Температура, °С	Химический состав		Статические запасы, 10^6 м^3 , на 1 км ²
				водоносные комплексы	минерализация вод, г/кг	
PZ_2	-1		50	1	1 HCO_3/Ca 2 $\text{HCO}_3(\text{Cl})/\text{Ca}(\text{Na})$	25
	-2		100	II		
	-3		100		35	
	-4		100			15
	-5		200			600
	-6		200	III		
	-7		200		35	300

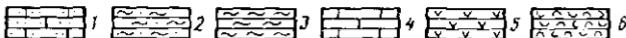


Рис. 48. Схематический палеогидрогеохимический разрез района сульфидно-битумного рудопроявления до начала магматической деятельности. Составил С. А. Веселов [1981 г.].

1 — песчаники; 2 — пересланение алевролитов, аргиллитов, песчаников; 3 — преимущественно глинистые отложения; 4 — карбонатные отложения; 5 — вулканогенные образования; 6 — туффогенно-осадочные отложения.

лишь в общих чертах и с известной степенью условности представить те геохимические процессы, которые могли протекать в пределах рассматриваемого водоносного комплекса в среднекаменноугольную эпоху. Распространение данного водоносного комплекса на глубинах более 5 км обусловило очень высокие температуры подземных вод, вероятно, до 200° С и более. Как следует из регионального палеогидрогеохимического анализа рассматриваемой территории, здесь, по-видимому, были широко распространены различные углеводородные соединения как в жидком, так и в газообразном состоянии. В условиях высоких температур могли протекать реакции восстановления сернистых соединений нефти, в результате которых образовывались значительные количества сероводорода. Сераорганические соединения нефти не отличаются высокой термостабильностью и при повышенных температурах разлагаются [Валуконос Г. Ю., Ходьков А. Е., 1978 г.]. Кроме того, как уже отмечалось выше, в результате интенсивно протекавших процессов преобразования рассеянного органического вещества происходило накопление в рассматриваемом водоносном комплексе больших количеств углекислого газа. Необходимо отметить, что породы данного комплекса, несмотря на большие глубины залегания, характеризовались, по-видимому, высокой пористостью, что было обусловлено значительными количествами углеводородов. Статические запасы своеобразных

подземных растворов данного комплекса были, вероятно, на площади 1 км² не менее 300 млн. м³ (при средней мощности 3 км и средней пористости 10%).

Магматическая деятельность, начавшаяся во второй половине среднего карбона, существенно изменила гидрологические условия рассматриваемого района. В это время по зонам разломов жидким магма внедрялась в осадочные и осадочно-вулканогенные формации, образуя в них силлы и дайки. Вблизи интрузий во время их остывания возникали гидротермальные аномалии. Размеры аномалий в основном зависели от размеров интрузивных тел, а также водопроницаемости и водообильности вмещающих пород [5]. Перераспределение тепла было связано с особенностями миграции подземных вод. Во время и сразу после образования субвулканических интрузивов, в условиях очень слабого растяжения, в породах не образовались протяженные и достаточно проницаемые зоны трещиноватости. Это обстоятельство предопределило весьма слабую миграцию горячих водных растворов и незначительное метасоматическое изменение пород, выразившееся в их окварцевании. Термальные растворы первой стадии, по-видимому, были хлоридными, сложного катионного состава. Они были обогащены кремнием, алюминием, калием, бором и другими элементами, что подтверждается находками турмалина. Эти растворы характеризовались высокими температурами (около 400—500° С) и по существу представляли собой газово-жидкие флюиды, в которых многие элементы переносились в газовой фазе. Редкие выделения минерала муассанита свидетельствуют о весьма значительных давлениях флюидов. Образование этого минерала, вероятно, происходило на больших глубинах, когда в обводненные отложения III водоносного комплекса, содержащего большие количества углеводородов, проникали магматические расплавы с температурой более 1000° С. Резкое повышение температуры растворов данного комплекса, приведшее к скачкообразному повышению давления, вероятно, способствовало образованию такого специфического минерала.

Последующие тектонические подвижки и связанные с ними многочисленные зоны трещиноватости вызвали активную миграцию подземных вод. Зоны трещиноватости и разрывные нарушения представляли собой сложные очаги разгрузки подземных термальных вод, в которых происходило смешение вод различных водоносных комплексов. Состав минеральных образований второй стадии (кварц, гидрослюдя, альбит и др.) указывает на сравнительно низкие температуры гидротермальных растворов (примерно 150—200° С). Эти растворы, по-видимому, были слабощелочными, доказательством чего может быть отложение кальцита и анкерита. Формирование термальных растворов этой стадии происходило в основном за счет подземных вод I и отчасти II водоносных комплексов, обладавших весьма высокой водообильностью. Состав растворов, по-видимому, был гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый. Кроме того, эти гидротермы были обогащены магнием, алюминием, железом, поступавшими, скорее всего, с подземными водами II водоносного комплекса. Вместе с тем некоторое участие в формировании гидротерм этой стадии принимали и поствулканические эманации, которые поставляли в растворы такие компоненты, как фтор, сероводород и др.

Новые тектонические подвижки привели к обновлению старых и образованию новых зон трещиноватости, что в свою очередь обусловило усиление миграции термальных растворов. В формировании этих гидротерм, вероятно, основную роль играли подземные воды I и II, а также верхних горизонтов III комплексов. При движении горячих растворов гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридного состава по трещиноватым зонам вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций II водоносного комплекса происходило их обогащение различными металлами (Fe, Cu, Pb, Zn и др.). Вместе с тем эти гидротермы характеризовались высокими содержаниями CO₂, H₂S, N₂ и других газов, которые могли поступать как с экзогенными (седиментогенными) водами II и III водоносных комплексов, так и с поствулканическими эманациями. Кроме того, магматический очаг, вероятно, являлся источником и таких элементов, как сурьма, мышьяк, фтор и др. Термальные растворы этой стадии, по-видимому, были слабокислыми. Большинство металлов в таких условиях могло мигрировать в основном в виде гидросульфидных комплексов [Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е., 1978 г.]. При движении вверх концентрация сероводорода падала (за счет окислительных реакций и т. п.), что приводило к выпадению из растворов сульфидов металлов, существовавших там в виде гидросульфидных комплексов или комплексных тиоанионов. Гидротермы третьей стадии, вероятно, переносили и небольшое количество углеводородных веществ, поступавших из III водоносного комплекса, хотя в целом они не характерны для этой стадии минералообразования.

Последующие тектонические движения вызвали подновление зон трещиноватости и образование новых более глубоких разрывных нарушений. При этом, по всей видимости, тектоническими нарушениями были вскрыты глубокие горизонты III водоносного комплекса, содержащего значительные количества углеводородов. Это привело к интенсивной миграции своеобразного флюида, вероятно, в виде газово-жидкой эмульсии вверх к поверхности. Особенно важно подчеркнуть, что очень большое давление этого термального флюида, по-видимому, исключало возможность смешивания его с подземными водами верхних водоносных комплексов и поступления в него ряда элементов, характерных для вод I и II комплексов (рис. 49). Кроме того, попадая в поры и трещины вместе с водными растворами, жидкис и газообразные углеводороды препятствовали выпадению из растворов различных элементов (карбонатов и др.), мигрировавших с флюидом. Эти причины, по всей видимости, обусловили специфику четвертой стадии минералообразования, выразившуюся в отложении исключительно твердых битумов (керит, антраксолит). В приповерхностных условиях за счет свободного кислорода происходило окисление углеводородных веществ, в результате чего образовывались твердые битумы. Находки в массе твердых битумов угловатых обломков сульфидов свидетельствуют о постоянных тектонических подвижках и дроблении пород в течение четвертой стадии минералообразования. В результате образования твердых битумов большинство трещиноватых зон оказались закальмированными.

Новые тектонические движения вызвали образование проницаемых зон трещиноватости и миграцию по ним термальных растворов следующей стадии. В формировании этих растворов наиболее существенную роль, по-видимому, играли подземные воды I (верхнего) водоносного комплекса и

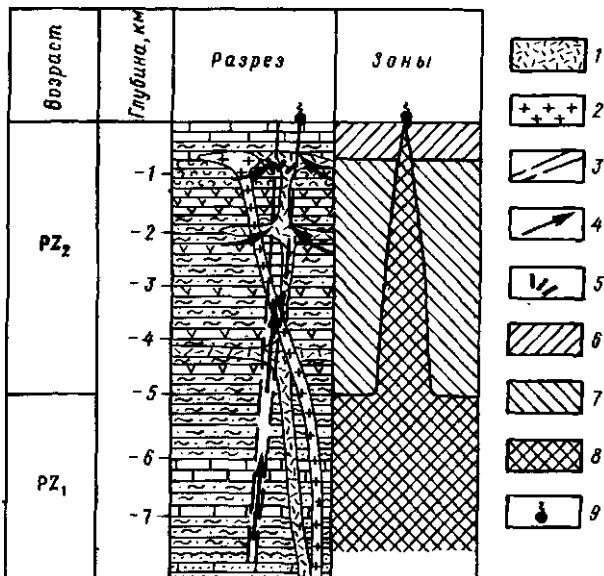


Рис. 49. Палеогидрогеологическая схема формирования сульфидно-битумного рудопоявления (рудная стадия). Составил С. А. Вересов [1981 г.].

1 — фельзиты; 2 — гранит-порфирь; 3 — тектонические нарушения и связанные с ними зоны повышенной трещиноватости; 4 — направление движения подземных вод; 5 — сульфидно-битумная минерализация, гидрохимические зоны и их распространение по разрезу; 6 — первый водоносный комплекс, 7 — второй водоносный комплекс, 8 — третий водоносный комплекс; 9 — источники.

в значительно меньшей степени воды II и III комплексов. Это выражалось в отложении преимущественно нерудных минералов: анкерита, кальцита, гидрослюды. Слабое участие подземных вод II комплекса в формировании термальных растворов этой стадии обусловило незначительное обогащение гидротерм металлами. Из III водоносного комплекса шло поступление в основном таких компонентов, как углекислый газ, сероводород, в незначительных количествах углеводородов, а также, вероятно, бария и некоторых других. В приповерхностных условиях в результате дегазации углекислоты из термальных растворов выпадали карбонаты и образовывались такие жильные минералы, как кальцит и анкерит. С одной стороны, окислительные процессы приводили к уменьшению концентрации сероводорода и переводу гидросульфидов металлов в твердое состояние в виде сульфидов, с другой — образовывавшиеся сульфат-ионы способствовали выпадению из раствора сульфата бария в виде минерала барита. Редкие находки среди минералов пятой стадии твердых битумов и уэвеллита ($\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) подтверждают предположение о незначительных количествах углеводородных веществ, присутствовавших в этих термальных растворах.

Глава 9

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

(Свинцовые месторождения Акшийракской группы)

Месторождения Акшийракской группы располагаются в Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня (по В. М. Николаеву). Для этой зоны характерно развитие мощных терригенных и карбонатных ордовикских формаций, наличие перерыва в силуре и нижнем девоне, накопление мощных красноцветных формаций среднего и верхнего девона, карбонатных и терригенных формаций карбона, широкое проявление герцинской складчатости и альпийских горообразовательных движений [Луйк А. А., 1970 г.]. Главными элементами современной тектонической структуры района месторождений являются высокое горное поднятие хр. Акшийрак, сложенное палеозойскими и кайнозойскими отложениями, и обрамляющие его межгорные тектонические впадины, выполненные породами кайнозоя (рис. 50).

В сводовой части хр. Акшийрак в районе свинцовых месторождений ордовикские отложения на поверхность не выходят. Наиболее древними здесь являются толщи красноцветных конгломератов и песчаников среднего и частичного верхнего девона видимой мощностью до 2 км. Вышележащие известняки, песчаники, алевролиты фаменского яруса имеют мощность до 500 м. Они согласно перекрываются карбонатными породами нижнего карбона, мощность которых достигает 1500–1800 м. На них с размытом и небольшим угловым несогласием залегают серые конгломераты и песчаники среднего и верхнего карбона видимой мощностью до 3 км. Заканчивается разрез палеозоя в районе вулканогенно-осадочными пестроцветными толщами раннепермского возраста. Палеозойские породы хр. Акшийрак образуют крупную антиклиналь, осложненную многочисленными разломами. Углы падения палеозойских пород на крыльях антиклинали изменяются в пределах 30–70°. Палеозойские толщи в описываемом районе местами прорваны небольшими штокообразными интрузивными телами преимущественно основного состава.

Палеозойские образования перекрыты красноцветными конгломератами и песчаниками $P_3^3-N_1$ мощностью от 90 до 250 м. Выше по разрезу согласно, с постепенным переходом, залегают песчано-глинистые соленосные и гипсонасыщенные отложения N_2 , мощность которых достигает 3 км и более. Четвертичные отложения на хр. Акшийрак развиты спорадически, слагают чаще элювиально-делювиальный маломощный покров. В прилегающих межгорных впадинах четвертичные отложения (в основном аллювиальные и конусов выноса) распространены повсеместно. Отложения палеогена и неогена залегают в межгорных впадинах в целом довольно полого. Узкие, крутые и иногда запрокинутые складки в них наблюдаются в зонах разломов, связанных с альпийскими и неотектоническими движениями.

Хребет Акшийрак представляет собой односторонний горст с крутым склоном, приуроченным к крупному разлому. По этому разлому в ранне- и среднечетвертичное время хр. Акшийрак был приподнят с амплитудой в несколько (3–4) километров и надвинут на верхние горизонты соленосной



Рис. 50. Геологический разрез хр. Акшиярап, по А. А. Луйку [1970 г.]

1 — моренные отложения (Q); 2 — нарынская доломитовая свита (N_2), пестроцветные глины, песчаники с пластами гипса, мирабилизита, каменной соли; 3 — кирлично-красильная свита ($P_3^3-N_1$), красноцветные конгломераты, песчаники, глины; 4 — известняки (C_1); 5 — известняки с прослоями песчаников, алевролитов (D_2 (?)); 6 — бордовые песчаники ($D_3 f^2$); 7 — бордовые конгломераты ($D_3 f^1$); 8 — зоны разломов; 9 — месторождение.

толщи неогена. Южный склон хребта пологий, хотя и осложнен рядом разломов. Примерно посередине южного склона (в 2—5 км южнее главного разлома) прослеживается довольно крупный разлом протяженностью около 20 км и амплитудой до 400 м. Для этого разлома характерно наличие разветвлений, параллельных сбросов, а также оперяющих (часто перпендикулярных к разлому) трещин раскрытия или скальвания. С этими трещинами и связаны известные в хр. Акшиярап свинцовые месторождения. Наиболее полно из них изучены месторождения Кульджабашат и Чункей.

Месторождение Кульджабашат расположено на юго-восточном склоне хр. Акшиярап на абсолютных высотах около 2800 м (рис. 50). Здесь развиты известняки нижнего карбона, падающие на юго-восток под углами 60—70°. Они перекрыты пологозалегающими (углы до 20°) красноцветными конгломератами $P_3^3-N_1$, сохранившимися в виде отдельных останцов. В этих конгломератах и подстилающих известняках карбона развиты рудные жилы. Основное рудное тело представляет собой жилу почти вертикального падения северо-западного простирания. Протяженность ее по простирианию несколько сотен метров, средняя мощность 0,2 м, максимальная — 0,7 м. Параллельно этой главной жиле в красноцветных конгломератах $P_3^3-N_1$ имеется еще целая серия более мелких параллельных жил. Эти жилы в виде штокверка тонких жилок галенита продолжаются в подстилающие известняки карбона. Основным рудным минералом является галенит (и замещающие его гипергенные минералы церуссит и реже англезит), изредка встречаются халькозин, ковеллин, сфалерит; характерно отсутствие сульфидов железа; жильные минералы представлены баритом и баритоцелестином, в незначительных количествах присутствуют кальцит, сфалерит; содержание свинца в пробах в среднем около 11% (в штольнях), цинка — 0,4%, меди — 0,36% [Луйк А. А., 1970 г.].

В нижнекаменноугольных известняках развиты типичные жильные текстуры руд. Жилки образовывались путем выполнения раскрытых трещин (шириной до 1—5 мм) в направлении от стенок к середине. По краям стенок отмечались барит, галенит, в центральной части в основном барит. Вблизи контакта известняков карбона с конгломератами $P_3^3-N_1$ развиты руды типичной брекчевой текстуры; здесь же встречаются довольно крупные

карманы и гнезда, выполненные почти чистым сплошным кристаллически-зернистым галенитом. В главной рудной жиле, залегающей среди конгломератов Р₃—Н₁, наиболее распространены руды конгломератовидной псефитовой текстуры. Гальки конгломератов Р₃—Н₁ сцементированы в главной жиле барит-галенитовой массой. Мелкие обломки и материал цемента были вынесены из трещины напорными подземными водами до начала рудообразования. В боковых породах вкрапленности галенита и других следов метасоматических процессов не наблюдается [Луйк А. А., 1960 г.].

На месторождении Чункей развит ряд карстовых пустот-пещер, в которых и залегают основные рудные гнездообразные тела, соединяющиеся между собой относительно маломощной рудной жилой. Рудные тела встречаются как в известняках карбона, так и в конгломератах Р₃—Н₁. Состав руд здесь такой же, как и на месторождении Кульджабашат: основной рудный минерал — галенит, главные жильные минералы — барит и целестин. В карстовых полостях (глубина некоторых из них превышает 10 м) развиты руды кокардовой и полосчатой текстур. Первым на стенах этих полостей отлагался чистый полуупрозрачный кальцит. После кальцита происходило отложение руд полосчатой, а позднее кокардовой текстуры. Судя по данным изучения газово-жидких включений, температура водных растворов при отложении кальциита составляла около 100° С, а в составе рудообразующих растворов преобладали хлориды кальция [Луйк А. А., 1960 г.].

Формирование этих свинцовых месторождений А. А. Луйк связывает с деятельностью гидротерм, возникших в результате магматической деятельности, допуская при этом участие захороненных вместе с осадочными толщами седиментогенных вод.

Рассмотрим условия формирования свинцовых месторождений Акший-ракской группы с учетом региональных палеогидрогеологических реконструкций. В пределах Чаткало-Нарынской зоны крупные артезианские бассейны с солеными хлоридными водами морского питания существовали уже в раннем палеозое. Общая мощность кембрийских и ордовикских отложений в Среднем Тянь-Шане достигает 3—4 км и более. В результате каледонских движений в Чаткало-Нарынской зоне возникли лишь пологие сводовые поднятия, местами с крупными флексурообразными изгибами крыльев [Зубцов Е. И., 1958 г.]. С конца ордовика до начала среднего девона в пределах Чаткало-Нарынской зоны существовал континентальный режим с преобладанием процессов денудации, что приводило к частичному разрушению артезианских структур (замещению седиментогенных вод инфильтрагенными и т. п.). Начиная со среднего девона и до конца карбона в Чаткало-Нарынской зоне в континентальных, прибрежно-морских и морских бассейнах, реже в лагунах с повышенной (до 140—200 г/кг) соленостью накапливались терригенные и карбонатные (местами с пластами гипса) толщи общей мощностью до 4—6 км. Таким образом, к началу пермского периода в рассматриваемом регионе существовал сложно построенный артезианский бассейн с солеными и слаборассольными в основном седиментогенными водами хлоридного состава.

В пермское и раннетриасовое время в ходе орогенических движений (особенно активно проявившихся в позднепермскую эпоху), сопровождав-

шихся процессами складчатости и магматизма, Чаткало-Нарынский палеозойский артезианский бассейн был превращен в систему адартезианских бассейнов и местами адмассивов. В этих адартезианских бассейнах в девонских и каменноугольных породах, несмотря на их значительную дислокированность, глубже региональных базисов эрозии сохранились седиментогенные соленые (местами, вероятно, и рассольные) воды хлоридного натриевого состава. Для района хр. Акшийрак это доказывается, в частности, крайне слабым проявлением метаморфизма в толщах девона и карбона. Вместе с тем несомненно, что в пермское и раннетриасовое время в связи с магматической деятельностью и процессами складчатости происходила интенсивная разгрузка седиментогенных вод, в том числе и термальных, из глубокозалегающих водоносных горизонтов с образованием рулной минерализации и глубинного карста.

Начиная со среднего (нозднег?) триаса в пределах рассматриваемой территории устанавливается субплатформенный режим, продолжавшийся до конца неогена. В течение длительного времени, до начала олигоцена, преобладали в целом очень медленные и слабо дифференцированные поднятия, существенно не изменявшие гидрогеологических условий района. В верхних частях адартезианских структур формировались пресные воды атмосферного питания, в нижних частях разреза по-прежнему сохранялись седиментогенные хлоридные воды. По-видимому, довольно интенсивно развивался карст в верхних горизонтах карбонатных толщ карбона и девона. В течение олигоцена и неогена район испытывал устойчивое погружение и в нем в континентальных условиях накапливались довольно мощные (до 3 км и более) толщи терригенных красноцветных и соленосных песчано-глинистых отложений с солеными и часто рассольными седиментогенными водами. По химическому составу эти воды были в основном хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные магниево-натриевые, аналогичные водам областей современного континентального засалонения. Таким образом, к концу неогена в пределах рассматриваемой территории в верхних частях разреза сформировался артезианский бассейн в терригенных и соленосных толщах палеогена и неогена с солеными и рассольными водами хлоридно-сульфатного и сульфатно-хлоридного состава. Эти воды, несомненно, проникали в подстилающие закарстованные карбонатные толщи карбона и девона, где смешивались с пресными инфильтратогенными водами. Вместе с тем в глубоких частях разреза девонских и каменноугольных отложений по-прежнему были распространены хлоридные воды, унаследованные от древних бассейнов седиментации. Эти седиментогенные воды в девонских и каменноугольных толщах обладали, вероятнее всего, хлоридным кальциево-натриевым составом. В них почти полностью отсутствовали сульфаты, а также сероводород, что предопределило возможность накопления в них бария, стронция, различных металлов, и в частности свинца. Накоплению свинца в водах способствовало также и то, что он содержится в повышенных концентрациях (в десятки раз и более по сравнению с кларками) в известняках и доломитах карбона в пределах описываемого района.

В результате активных неотектонических движений в конце неогена, в ранне- и среднечетвертичное время, был создан основной рельеф Тянь-Шаня в его современном виде. В это время возник и хр. Акшийрак.

Неотектонические движения имели в основном складчато-глыбовый характер и приводили главным образом к образованию дизъюнктивных нарушений, в том числе и крупных раскрытых разломов, по которым мигрировали к поверхности высокотермальные хлоридные воды из глубоких горизонтов адартезианских структур. Но одновременно в верхние части этих разломов поступали и воды (сульфатно-хлоридные и др.) из терригенных и соленосных толщ палеогена и неогена, а также верхних закарстованных горизонтов карбона и девона. Эти воды, по-видимому, содержали и сероводород, накапливавшийся за счет восстановления сульфатов. Такие очаги разгрузки и смешения подземных вод различных горизонтов возникли и на хр. Акшийрак в ранне- и среднечетвертичное время. Они были приурочены к поперечным разломам северо-западного простирания. Хлоридные кальциево-натриевые воды с температурой около 100° С, содержащие барий, стронций и другие металлы (в основном свинец), поступали по этим открытым зонам разломов в верхние части разреза, где к ним примешивались подземные воды, содержащие сульфаты и сероводород. Это и приводило к образованию рудных жил, сложенных баритом, целестином и галенитом. С этими поперечными разломами были связаны выходы термальных источников. Некоторые из них (например, на месторождении Чункей) обладали пузырящей деятельностью, близкой по типу к гейзеру [Луйк А. А., 1970 г.]. Карстовая полость, возникшая в допалеогеновое время, здесь выполнена рудами полосчатой и кокардовой текстур. При образовании этих руд обломки пород перемешивались в подземном водном потоке и одновременно обволакивались баритом и галенитом.

Предложенная гипотеза образования свинцовых руд хр. Акшийрак, путем смешения термальных хлоридных кальциево-натриевых вод, обогащенных барием, стронцием и свинцом, с сульфатно-хлоридными (и хлоридо-сульфатными) сероводородными водами верхних водоносных горизонтов, находятся в хорошем соответствии с составом рудных жил и условиями их распространения. По отдельным зонам разломов сульфат- и сероводородсодержащие воды могли проникать на значительные глубины, в связи с чем не исключена возможность наличия рудных жил этого типа и на больших глубинах.

Г л а в а 10

ЗАБАЙКАЛЬЕ

(Месторождения кварц-флюоритового типа)

На территории Забайкалья, сложенной разновозрастными складчатыми сооружениями, осложненными в мезо-кайнозое процессами тектономагматической активизации, широко распространены месторождения (ирудопроявления) флюорита. Они в основном приурочены к крупным разрывным нарушениям, тяготеющим к границам мезозойских впадин, наложенных на складчатые зоны главным образом каледонского возраста (рис. 51).

Флюоритовые месторождения Забайкалья хорошо изучены (Шеглов А. Д., 1966 г.; Иванова А. А., 1974 г.; Булнаев К. Б., 1976 г.; и др.).

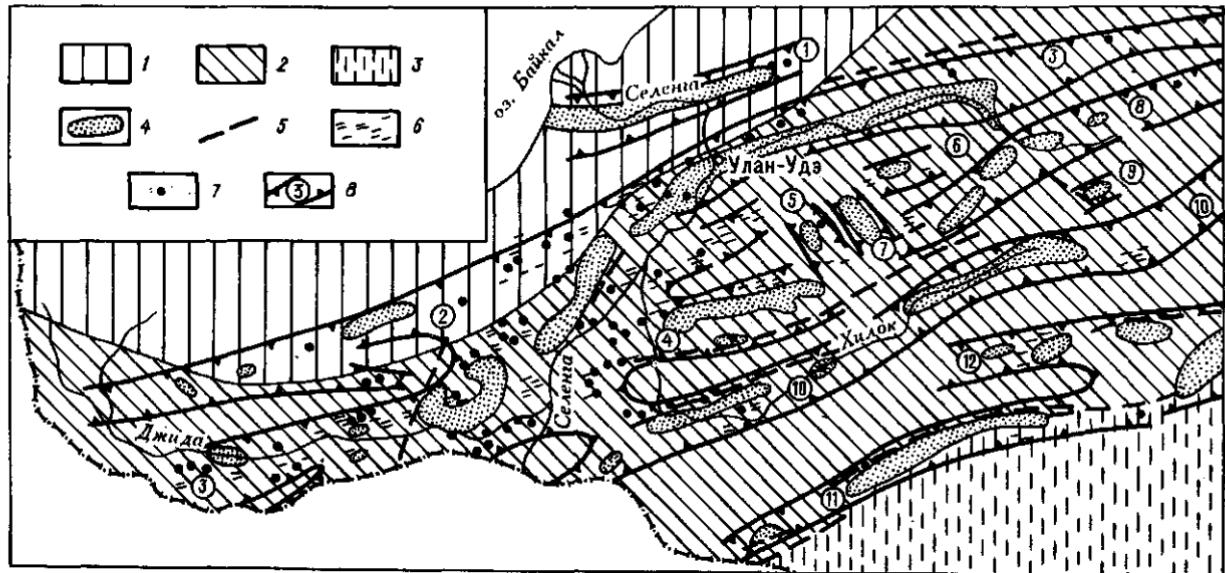


Рис. 51. Схема размещения месторождений флюорита в Западном Забайкалье, по А. Д. Щеглову [1966 г.].

Складчатые области: 1 — байкальская, 2 — каледонская, 3 — герцинская; 4 — наложенные впадины, выполненные терригеническими отложениями ($J_3—K_1$); 5 — зоны разломов; 6 — дайки (последнинемеловые); 7 — месторождения и рудопроявления флюорита; 8 — зоны эптермальной минерализации (цифры в кружках): 1 — Каменская, 2 — Темкинская, 3 — Джада-Удинская, 4 — Тутнуйская, 5 — Бряинская, 6 — Мункорталинская, 7 — Горхонская, 8 — Худунская, 9 — Сухаринская, 10 — Хилокская, 11 — Чикойская, 12 — Малханская.

Большинство из них относится к флюоритовой эпимермальной рудной формации, в которой наиболее распространены кварц и флюорит. Суммарное содержание их в рудах обычно не менее 80—90%, из прочих минералов наиболее характерны кальцит, адуляр, барит, пирит и глинистые. Весьма простой минеральный состав рудных тел, не зависящий от состава вмещающих горных пород, является одной из важных особенностей этих флюоритовых месторождений. Рудные тела месторождений кварц-флюоритового типа представлены в основном крутопадающими жилами выполнения и минерализованными брекчевыми зонами (рис. 52) в разнообразных силикатных породах (гранитоидах, эффузивах, песчаниках, конгломератах и др.) и реже неправильными метасоматическими залежами в карбонатных и карбонато-сланцевых толщах. Мощность кварц-флюоритовых жил на относительно крупных месторождениях изменяется от нескольких десятков сантиметров до 3—4, реже до 7—8 м в раздувах; по простирию жилы протягиваются до 1000—1400 м. На глубину жилы прослежены большей частью до 100—150 м (и реже до 300—450 м) от поверхности земли. На этих глубинах они обычно расщепляются, обогащаются кварцем и переходят в брекчевые зоны со слабым флюоритовым оруднением или без него (рис. 52). Орудненные брекчевые зоны прослежены до глубин 250—300 м и более. Следует отметить, что в некоторых эпимеральных флюоритовых месторождениях (Калангуйское и др.) при отработке нижних горизонтов (до глубин 400—450 м) во флюоритовых жилах вскрыты значительные скопления марказита и пирита (до 25% жильного выполнения).

Для рассматриваемых флюоритовых месторождений характерным является наличие полосчатых, брекчевых структур руд, а также пересечение разновозрастных кварц-флюоритовых прожилков, что обусловлено формированием месторождений в несколько стадий (обычно до 3—4) минерализации, разделенных тектоническими подвижками. Гидротермальные изменения вмещающих пород, обычно предшествующие процессу образования флюоритовых жил, выражаются главным образом в каолинизации, окварцевании, гидрослюдизации, хлоритизации, флюоритизации. Мощность зоны этих измененных пород (аргиллизитов) колеблется обычно от 3—5 до 15—20 м, а зона имеет часто довольно сложное строение. Для ряда хорошо изученных месторождений Восточного Забайкалья намечается отчетливая вертикальная зональность окорудных изменений: в приповерхностной зоне в гранитах развит преимущественно каолин, в средней зоне — каолинит, монтмориллонит и гидромусковит примерно в равных количествах, в нижней зоне — гидромусковит, пирит и карбонаты [Булиаев К. Б., 1976 г.]. Важно отметить усиление роли сульфиций минерализации в нижних частях разреза флюоритовых месторождений как в жилах, так и в окорудных метасоматитах. В процессе гидротермальных изменений вмещающих пород (часто гранитов) происходит обычно довольно интенсивный вынос из них иатрия, в меньшей степени — алюминия, кальция, кремния и привнос калия и воды. Имеющиеся сведения о составе руд и газово-жидких включений в минералах флюоритовых эпимеральных месторождений Забайкалья [Иванова А. А., 1974 г.] показывают, что гидротермальные растворы, из которых образовались эти месторождения, помимо F^- и Ca^{2+} содержали в своем составе K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} и Si , а это в общем хорошо

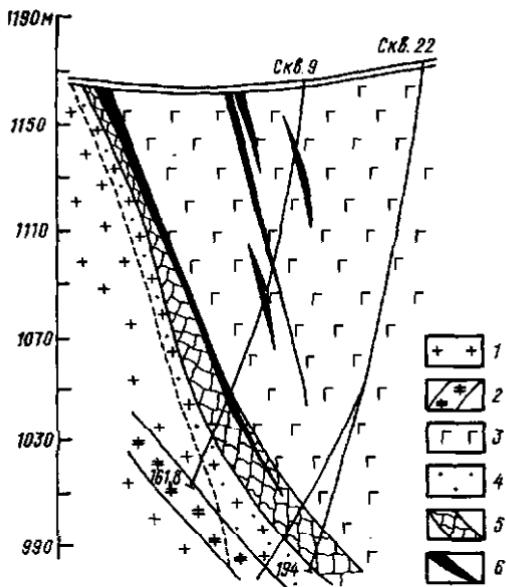


Рис. 52. Геологический разрез Хурайского месторождения Западного Забайкалья по К. Б. Булнаеву [1976 г.]

1 - крупнозернистые лейкократовые граниты; 2 - дайки гранит-порфиров; 3 - трахиянзиты; 4 - гидротермально измененные породы; 5 - минерализованные зоны дробления; 6 - кварц-флюоритовые жилы.

согласуется и с особенностями гидротермальных окорудных изменений вмещающих пород. Обращает на себя внимание обычное отсутствие хлора в составе этих гидротерм. Кроме того, весьма редко встречаются в минералах флюоритовых эпигидротермальных месторождений включения с жидкой углекислотой. Это указывает на вероятное преобладание азота в газовом составе гидротерм. О наличии в этих гидротермах сероводорода (H_2S , HS^-) свидетельствуют образования сульфидов как в жилах, так и в окорудных метасоматитах. Значения pH этих гидротерм, судя по данным изучения жидких включений, изменились от 5,4 до 7,9. Давление при минералообразовании во флюоритах ранней генерации составляло обычно $(4 \div 8) \cdot 10^6$ Па, во флюоритах более позднего происхождения $(1 \div 5) \cdot 10^6$ Па; при этом температура растворов изменялась в пределах 250—750° С [Иванова А. А., 1974 г.].

Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что гидротермальные растворы, с которыми было связано формирование флюоритовых эпигидротермальных месторождений в Забайкалье, обладали в целом низкой минерализацией (по-видимому, не более 2—3 г/кг) с преобладанием в составе гидрокарбонатов и сульфатов кальция и натрия. Весьма характерным является обычное отсутствие в них углекислоты.

Одной из основных закономерностей размещения флюоритовой эпигидротермальной минерализации на территории Забайкалья является приуроченность их к трещинам оперения крупных разломов, обрамляющих позднемезозойские межгорные впадины [Булнаев К. Б., 1976 г.]. Флюоритовые жилы рассекают во впадинах отложения верхней юры (в Восточном Забайкалье также и липариты верхнего мела). Имеющиеся сведения об условиях залегания флюоритовой минерализации в межгорных впадинах, а также

данные по абсолютному возрасту минералов (полученные калий-аргоновым методом по адуляру) указывают на преимущественное формирование ее в раннемеловое время в связи с позднемезозойской стадией тектономагматической активизации. Важно отметить, что для месторождений флюоритовой эпигермальной формации Западного Забайкалья характерно отсутствие выраженной связи с проявлениями магматизма: здесь не установлены магматические образования, которые были бы близки по возрасту месторождениям этой формации. В Восточном Забайкалье допускается парагенетическая связь флюоритовой эпигермальной минерализации с раннемеловыми вулканитами базальт-липариевой формации.

При рассмотрении вопросов формирования флюоритовых эпигермальных месторождений Забайкалья большинство исследователей, несмотря на частое отсутствие в районах месторождений близких по возрасту магматических образований, рудоносные фторсодержащие гидротермальные растворы связывают с магматическими очагами, располагающимися на больших глубинах, возможно, в пределах верхней мантии. При этом наиболее признанными являются представления о глубинном (ювенильном) генезисе фтора, для которого предполагается миграция в гидротермальных растворах в виде SiF_4 или HF [Щеглов А. Д., 1966 г.]. Вместе с тем происхождение кальция, необходимого для образования флюорита, многими исследователями объясняется путем выноса его из вмещающих пород [Щеглов А. Д., 1966 г.] или из подземных вод верхних водоносных зон [Котов П. А., 1968 г.]. По мнению А. А. Ивановой [1974 г.], во флюоритовых месторождениях Восточного Забайкалья такие минералы, как флюорит, кварц, барит, мanganocalцит, пирит, марказит и др., отложились из ювенильных гидротермальных растворов, а такие минералы, как адуляр, каолинит, гидрослюды, заимствованы из вмещающих пород.

Рассмотрим вопросы генезиса этих месторождений с привлечением материалов по гидрохимии и палеогидрогеологии территории Забайкалья.

Современные гидрогеологические условия Забайкалья в связи с преобладающим развитием здесь кристаллических (метаморфических, интрузивных и др.) пород характеризуются преимущественным распространением трещинно-грунтовых вод в зоне выветривания. По химическому составу эти воды в основном пресные (до 0,3—0,5 г/кг) гидрокарбонатные кальциевые кислородно-азотные. Пластовые скопления подземных вод приурочены к терригенным и угленосным отложениям мезозойского и кайнозойского возраста, слагающим межгорные впадины, а также к четвертичным, главным образом аллювиальным, отложениям. Подземные воды межгорных впадин в верхних горизонтах азотные пресные, гидрокарбонатного состава; в нижних — азотные и метановые, солоноватые (хлоридно-гидрокарбонатные и др.). Наибольшая мощность зоны пресных вод (до 1—2 км и более) наблюдается в межгорных впадинах, выполненных континентальными кайнозойскими отложениями (Усть-Селенгинской, Баргузинской и др.). Подземные воды в четвертичных отложениях в основном пресные гидрокарбонатные кальциевые. Местами, в районах с континентальным засолением, в четвертичных отложениях (а также и в подстилающих их образованиях)

встречаются в верхних частях разреза солоноватые и соленые воды хлоридно-сульфатного и хлоридного натриевого состава.

На территории Забайкалья довольно широко распространены разнообразные минеральные воды (азотные сульфатные и гидрокарбонатные термы, углекислые гидрокарбонатные холодные воды и др.). Намечается довольно четкая взаимосвязь между условиями распространения различных групп минеральных подземных вод и характером новейших тектонических движений [Басков Е. А., Климов Г. И., 1972 г.].

Северо-западная часть региона располагается в пределах Байкальского свода — области интенсивных дифференцированных новейших тектонических движений. Суммарные вертикальные деформации донеогеновой поверхности выравнивания здесь превышают 7—8 км. Для этой области характерно наличие впадин, в которых мощность кайнозойских (в основном грубокластических) отложений достигает 4—6 км, а высоты обрамляющих их горных хребтов — 2,5—2,7 км. Тектонические разломы, приуроченные к краевым частям впадин, представляют собой обычно нормальные, очень крутые сбросы с амплитудой от нескольких сотен метров до 2—3 км. В некоторых разломах установлены кварцевые, кальцитовые и кварц-карбонатные жилы, а также отмечены проявления флюоритовой минерализации [Щеглов А. Д., 1959 г.]. К этим зонам разломов и оперяющим их нарушениям приурочены многочисленные выходы горячих источников гидрокарбонатно-сульфатного (реже сульфатно-гидрокарбонатного) состава с минерализацией обычно в пределах 0,4—1 г/л, газирующих азотом. Дебит источников достигает 2000 м³/сут и более, а температура — 70—80° С. Обращают на себя внимание довольно высокие концентрации в этих термах кремнекислоты (до 100—120 мг/л) и фтора (до 10—25 мг/л). Обнаружены в этих термах и разнообразные металлы, мг/л: Fe — до 1,1; Zn — до 0,2; Pb — до 0,01; W — до 0,1; Al — до 0,4 и др. В составе свободно выделяющихся газов преобладает азот (до 95—98 об. %). В северо-восточной части региона, в кр. Удокан и Калар, где имеются проявления современного вулканизма, наряду с азотными термами известны выходы углекислых терм гидрокарбонатного натриевого состава и холодных углекислых вод гидрокарбонатного кальциевого состава.

В бассейнах верхнего течения рек Чикой и Ингода располагается Даурский свод — область умеренных, местами сильных новейших тектонических движений с преобладанием общих поднятий донеогеновых поверхностей выравнивания. Неотектонические перемещения здесь колеблются от 400 до 1600—1700 м и более. Эта территория представляет собой в настоящее время систему относительно небольших (длиной до 100—150 км) хребтов и массивов с высотами до 1700—2500 м, разделенных узкими долинами рек. В пределах Даурского свода известны выходы азотных гидрокарбонатных терм с минерализацией до 0,3—0,5 г/л, приуроченных к зонам новейших разломов. Содержание фтора в них достигает 20, кремнекислоты — 100 мг/л. Необычно высоки (до 1 мг/л) в них концентрации вольфрама. Температура вод этих источников не превышает 40—43° С. Помимо азотных терм здесь встречаются холодные азотно-углекислые и углекислые воды гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 1—1,5 г/л, с содержанием свободной углекислоты до 1,2 г/л.

Остальная часть территории Забайкалья почти полностью относится к области слабых дифференцированных новейших тектонических движений с преобладанием поднятий (до 600—800 м). Весьма показательно, что здесь выходы термальных вод отсутствуют, но широко распространены холодные углекислые воды гидрокарбонатного состава с минерализацией до 3—4 г/л и более.

Таким образом, для районов Забайкалья с интенсивными проявлениями новейших тектонических движений характерно широкое развитие азотных сульфатных и гидрокарбонатных терм. Вопросы формирования этих терм неоднократно обсуждались в литературе и по настоящее время служат предметом дискуссий. Вместе с тем эти вопросы имеют важное значение и для понимания процессов образования некоторых типов гидротермальной минерализации, и в частности рассматриваемых месторождений флюорита в Забайкалье.

Процессы формирования этих азотных терм приводят в итоге к накоплению в них ионов, мг/кг: SO_4^{2-} — до 300—500, HCO_3^- — до 80—180, Cl^- — до 20—50, F^- — до 10—26, Na^+ — до 200—300, K^+ — до 10—15, Ca^{2+} — до 10—30, Mg^{2+} — до 1—3, H_2SiO_3 — до 100—120; остальные компоненты, в том числе Fe и Al , присутствуют в термах в незначительных концентрациях [Басков Е. А., Климон Г. И., 1963 г.].

Многие исследователи (Н. И. Толстухин, В. Г. Ткачук, М. С. Гуревич, Н. М. Богатков, И. С. Ломоносов и другие) допускают, что в формировании азотных терм наряду с водами инфильтрационного происхождения принимают участие ювенильные воды, связанные с глубинными магматическими и метаморфическими процессами. Другие исследователи (А. М. Овчинников, Е. В. Посохов, В. В. Иванов, В. А. Албагачиева и другие) происхождение этих азотных терм связывают с процессами выщелачивания и растворения вмещающих кристаллических пород инфильтрационными водами, отрицая при этом участие глубинных ювенильных вод. Последняя точка зрения по нашему мнению, наиболее полно отвечает имеющемуся фактическому материалу [7].

Все особенности ионно-солевого, газового и бактериального состава азотных терм могут быть объяснены формированием их в зонах крупных тектонических разломов среди кристаллических (главным образом изверженных) пород путем выщелачивания последних инфильтрационными кислородно-азотными слабоминерализованными водами. По мере погружения на глубину (по-видимому, до 5—6 км) инфильтрационные кислородно-азотные воды постепенно нагреваются и начинают все более активно взаимодействовать с вмещающими кристаллическими породами. Кислородно-азотный состав растворенных газов по мере продвижения подземных вод от областей питания к зонам разгрузки сменяется на азотный, так как кислород при этом расходуется на различные окислительные процессы. В результате выщелачивания вмещающих кристаллических пород горячими инфильтрационными водами в последних постепенно накапливаются в различных формах (ионной, коллоидной и др.) разнообразные элементы и соединения. Следует отметить общую низкую минерализацию азотных терм (до 600—1500 мг/л), что обусловлено большой сложностью образования устойчивых водорастворимых соединений при выщелачивании кристаллических пород даже горячими водами.

Накопление в азотных термах сульфат-иона связывается большинством исследователей с процессами окисления различных сульфидных минералов, содержащихся в метаморфических и изверженных породах. Это положение признают и исследователи, допускающие участие ювенильных вод в формировании азотных терм, отмечая при этом возможность частичного образования сульфатов за счет древних экскальаций магматических очагов [Ткачук В. Г., 1961 г.]. Окисление сульфидов кислородно-азотными подземными водами приводит сначала к образованию сульфатов железа и других металлов. Эти соединения также постепенно окисляются при наличии свободного кислорода и образуют различные нерастворимые соединения. Наряду с гидроокислами металлов происходит отложение вторичных сульфидов и карбонатов тяжелых металлов. Образованию водонерастворимых соединений из сульфатов тяжелых металлов благоприятствует в целом высокая щелочность азотных терм, а также присутствие в них сероводорода, возникающего также в ходе процессов окисления [Смирнов С. С., 1936 г.; и др.]. Кислые среды в зонах разломов при формировании азотных терм существуют, по-видимому, лишь на участках непосредственного окисления сульфидов. Высвобождающаяся после осаждения гидроокислов металлов серная кислота взаимодействует с вмещающими кристаллическими (в основном изверженными и метаморфическими) породами и выщелачивает из них SiO_2 , Al^{3+} , Na^+ , K^+ , F^- и другие компоненты. Образующийся при этом сульфат алюминия легко гидролизуется в осадок в виде геля $\text{Al}(\text{OH})_3$ [Смирнов С. С., 1936 г.]. Таким образом, вероятно, и происходит в общем виде накопление в азотных термах SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , F^- и H_2SiO_3 . Процессы окисления сульфидов и последующего отложения металлов в зонах разломов при формировании азотных терм протекают при участии бактерий (тионовых, десульфурирующих и др.). Они обнаружены в водах азотных терм Прибайкалья, и при этом для них установлена адаптация к высоким (до 70—80° С) температурам [7].

Существенной особенностью формирования рассматриваемых азотных терм в зонах тектонических разломов является одновременность процессов выщелачивания и отложения различных металлов (в основном Fe, Cu и др.), входящих в широко распространенные сульфидные минералы. Аналогичные процессы для некоторых изученных вод окисления сульфидных месторождений отмечал С. С. Смирнов [1936 г.]. Рассматривая вопросы миграции и осаждения железа в зоне окисления, он писал, что «...мыслимо такое положение, когда одновременно в верхних горизонтах происходит фиксация железа, а в нижних оно выщелачивается». Следовательно, зоны разломов, в которых формируются азотные термы, можно рассматривать как своеобразные зоны окисления — зоны глубинного выветривания, охватывающие огромные массивы кристаллических пород. В этих зонах разломов в настоящее время происходит формирование низкотемпературной гидротермальной минерализации железа, меди и других металлов, а азотные сульфатные и гидрокарбонатные натриевые термы представляют собой отработанные растворы, участвовавшие в гидротермальном рудообразовании [7].

Наличие флюоритовой минерализации в разломах, к которым приурочены азотные термы, очевидно, обусловлено выделением фтора в осадок в виде CaF_2 при смешении восходящих азотных терм с трещинно-грунтовыми

водами, характеризующимися относительно высоким содержанием иона кальция. В связи с этим участки флюоритовой минерализации в зонах разломов подобного типа следует рассматривать как древние (уже закалывавшиеся) очаги разгрузки азотных терм [Басков Е. А., 1963 г.].

Учитывая все вышеприведенные данные, рассмотрим кратко палеогидрогеологические условия формирования флюоритовых эпимеральных месторождений Забайкалья. По устройству поверхности территории Забайкалья в позднемезозойское время (J_3 — K_1) представляла собой довольно расчлененную горную страну, в пределах которой системы горных хребтов северо-восточного простирания разделялись узкими (ширина до 20—30 км) межгорными впадинами протяженностью до 100—120 км и реже более. Климат в это время здесь был материковый тропический с годовым количеством осадков до 800—1000 мм [Синицын В. М., 1966 г.]. Тектонический режим региона характеризовался общим его поднятием с образованием крупных зон разломов и сопряженных с ними прогибов в домезозойском фундаменте. В прогибах наращивались терригенные угленосные отложения юры и нижнего мела [З и др.]. Разломы представляли собой в основном нормальные крутые сбросы. Они многократно подновлялись в процессе формирования впадин. Стадии растяжения, фиксируемые нормальными сбросами, сменялись стадиями сжатия. При этом некоторые сбросы могли перерождаться в надвиги.

Гидрогеологические условия на территории Забайкалья в позднеюрское—раннемеловое время в целом были, вероятно, весьма сходными с наблюдаемыми ныне в районах Прибайкалья. Большая часть этой территории представляла собой системы гидрогеологических массивов и характеризовалась преимущественным развитием трещинно-грунтовых вод в сильно дислокированных и обычно сильно метаморфизованных осадочных и вулканогенных толщах, а также в широко распространенных гранитоидных массивах главным образом палеозойского и раннемезозойского возраста. Существовавшие здесь ранее (в протерозое, палеозое и раннем мезозое) обширные артезианские бассейны с солеными водами хлоридного состава морского питания были уже уничтожены в результате неоднократных интенсивных проявлений складчатости и магматизма. В позднеюрское—раннемеловое время артезианские бассейны на территории Забайкалья были приурочены лишь к межгорным впадинам, выполненным терригенными часто угленосными толщами возраста J_3 — K_1 . Подземные воды в этих артезианских бассейнах были в основном, по-видимому, пресные гидрокарбонатные кальциевые, а в нижних частях разреза (на глубинах более 500 м) также солоноватые (до 2—3 г/л) хлоридно-гидрокарбонатные натриевые. В многочисленных зонах разломов, приуроченных к бортам впадин, формировались азотные термы гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-сульфатного состава с минерализацией до 0,6—1,2 г/л, аналогичные наблюдаемым ныне на территории Прибайкалья и других регионов со сходными гидрогеологическими условиями [24, т. 22; и др.]. Для этих терм, формирующихся в крупных зонах разломов среди кристаллических пород, характерными являются довольно высокие содержания фтора, достигающие 20 мг/л и более. Такие концентрации фтора в гидрокарбонатных и сульфатных натриевых азотных термах могут быть вполне достаточными для образования

флюоритовых эпигенетических месторождений. Дебиты многих современных источников фтороносных терм в Забайкалье достигают 1000—2000 м³/сут и более. В течение только одного года источник с дебитом 1000 м³/сут и содержанием фтора 20 мг/л выносит около 7,3 т фтора. Подобные условия могли, несомненно, существовать в Забайкалье и в позднемезозойское время (J₃—K₁).

При смешении восходящих азотных сульфатно-гидрокарбонатных и сульфатных натривевых фтороносных терм с близповерхностными гидрокарбонатными кальциевыми водами происходит образование флюоритовой минерализации. Такие условия возникали в зонах соединения крупных разломов, ограничивающих межгорные впадины, с оперяющими их более мелкими разломами. Эти положения находятся в хорошем соответствии с материалами по геологии изученных в Забайкалье месторождений кварц-флюоритового типа (составом газово-жидких включений, строением рудных жил, характером гидротермальных изменений и др.), что рассмотрено выше. Поскольку системы разломов, ограничивающие межгорные впадины, являются долгоживущими, функционирующими на протяжении нескольких миллионов лет, то очевидно, что с геологической деятельностью фтороносных гидрокарбонатных и сульфатных азотных гидротерм могло быть сопряжено формирование крупных флюоритовых эпигенетических месторождений. Следует отметить также, что наличие сульфидной минерализации в нижних горизонтах флюоритовых жил (Калангуйское месторождение и др.) находится в соответствии с предложенной гипотезой формирования азотных терм в зонах глубинного выветривания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Палеогидрогеохимический анализ геологических формаций — восстановление химических характеристик состава подземных вод, существовавших в формациях на разных стадиях их литогенеза, — помогает правильно понять процессы рудообразования и условия локализации рудных залежей и тем самым способствует эффективности прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых.

2. В результате палеогидрогеохимических исследований должны быть восстановлены важнейшие черты гидрогеохимии (минерализация вод, преобладающие компоненты ионно-солевого, газового состава подземных вод и т. п.) осадочных и вулканогенных формаций для характеризуемой эпохи рудообразования, выявлен состав рудообразующих растворов, намечены зоны гидрогеохимических барьеров, благоприятные для рудоотложения.

3. Научно обоснованное проведение палеогидрогеохимического анализа при оценке рудоносности геологических формаций возможно лишь при достаточно полном познании и использовании данных по гидрогеохимии важнейших групп осадочных и вулканогенных формаций для разных стадий их литогенеза в структурах разного типа в настоящее время. Выявленные закономерные связи между определенными геологическими формациями и их гидрогеохимией в современных структурах разного типа должны быть положены в основу палеогидрогеохимических реконструкций для сходных палеогеологических обстановок.

4. При палеогидрогеохимическом анализе геологические формации в соответствии со взглядами Н. Б. Вассоевича, В. М. Попова, Л. Б. Рухина, Н. М. Страхова, Н. В. Логвиненко и других рассматриваются как историко-геологические категории. Они представляют собой сложные многофазные системы, включающие твердые, жидкые и газообразные минералы, которые находятся в постоянном взаимодействии в течение всего времени существования формации. Вопросы генезиса подземных вод и газов в земной коре, а также вопросы генезиса многих месторождений полезных ископаемых, содержащихся в осадочных и вулканогенных формациях, могут быть поняты только с учетом сопутствующих изменений в течение геологического времени твердых, жидких и газообразных минералов в этих формациях.

5. При изучении гидрогеохимии и палеогидрогеохимии формаций классификация их проводится по признакам состава горных пород, слагающих формации, и фациальным условиям их образования. В книге охарактеризована для разных стадий литогенеза гидрогеохимия следующих основ-

иных групп формаций: 1) терригенических (континентальных, прибрежно-морских, морских); 2) терригено-карбонатных; 3) карбонатных; 4) галогенных; 5) вулканогенных и вулканогенно-осадочных (наземных, наземно-морских, морских). В зависимости от характера и степени постседиментационных преобразований формации (при анализе их гидрогеохимии и палеогидрогеохимии) подразделяются на: 1) диагенетически измененные; 2) слабо катагенетически измененные и слабо дислоцированные; 3) слабо катагенетически измененные и сильно дислоцированные; 4) сильно катагенетически измененные и слабо дислоцированные; 5) сильно катагенетически измененные и сильно дислоцированные и т. п. Эти же классификационные признаки формаций рекомендуются к использованию при построении палеогидрогеохимических (и гидрогеохимических) карт и профилей.

6. Принятая в работе методика регионального гидрогеохимического анализа формаций, заключающаяся в последовательной характеристике их основных групп, начиная со стадии диагенеза вплоть до начальных стадий регионального метаморфизма, с учетом приводимых данных об условиях седimentации конкретных описываемых формаций, степени их дислоцированности, сведений о подстилающих и перекрывающих породах и т. п., дает достаточно четкое представление о важнейших особенностях гидрогеохимии различных групп формаций (терригенических, терригено-карбонатных, карбонатных и др.) для разных стадий их литогенеза в структурах разного типа, что и является научной основой для палеогидрогеохимических построений.

7. Проведенное сравнительное исследование гидрогеохимии основных групп осадочных (терригенических, терригено-карбонатных, карбонатных, галогенных) и вулканогенных формаций свидетельствует о большом разнообразии гидрогеохимических условий для одних и тех же видов в зависимости от конкретных геологических условий (стадии литогенеза, степени их дислоцированности, соотношения в разрезе с другими, особенно галогенными, формациями и т. д.). На основе этих материалов осуществлена типизация геологических обстановок (ситуаций) распространения осадочных и вулканогенных формаций в земной коре с существенно различными гидрогеохимическими условиями. Всего намечено 25 типов обстановок для основных групп геологических формаций. Эта типизация учитывает наиболее характерные, часто встречающиеся геологические обстановки нахождения формаций и может быть обоснованно использована при региональных палеогидрогеохимических реконструкциях условий формирования и локализации рудных месторождений.

8. Методы палеогидрогеохимических исследований, так же как исходные материалы, используемые для восстановления минерализации и химического состава подземных вод в геологических формациях ранее существовавших гидрогеологических структур, весьма разнообразны. При региональных палеогидрогеохимических исследованиях наиболее важными являются материалы формационного и палеогеографического анализов, а также данные о диа- и катагенетических преобразованиях формаций в структурах разного типа. Палеогидрогеохимические исследования, осуществляемые в пределах отдельных месторождений, выполняются с учетом результатов региональных палеогидрогеохимических реконструкций и основываются

главным образом на разнообразных материалах эпигенетических изменений минералов, горных пород и формаций, связанных с деятельностью подземных вод в геологическом прошлом.

9. Восстановление химического состава и минерализации подземных вод по эпигенетическим критериям осуществляется на основе анализа материалов по: 1) региональным диагенетическим и катагенетическим преобразованиям формаций; 2) гипергенным преобразованиям формаций; 3) гидротермальным преобразованиям формаций.

10. Особое значение при региональном палеогидрохимическом анализе имеют формационные критерии — данные по гидрохимии формаций на разных стадиях литогенеза в структурах разного типа. Именно эти материалы представляют собой основу для проведения научно обоснованных палеогидрохимических реконструкций. Все остальные палеогидрохимические критерии являются по существу лишь дополнительными, уточняющими показателями. Формационные критерии в совокупности с другими палеогидрохимическими показателями (гипергенные и гидротермальные преобразования минералов и горных пород, минералогическая зональность рудных тел и околоврудных метасоматитов, газово-жидкие включения в минералах и т. п.) позволяют достаточно полно восстановить основные черты минерализации и химического состава подземных вод в ранее существовавших структурах.

11. Почти все получаемые палеогидрохимические данные являются в той или иной степени показателями условий локализации месторождений различных полезных ископаемых. Так, гидрохимическая зональность, выявляемая в ранее существовавших артезианских бассейнах, позволяет наметить возможное положение древних геохимических барьеров в разрезе изучаемых толщ, которое затем уточняется по данным эпигенетических изменений в изучаемых горных породах. Сведения о химическом составе подземных вод этих палеоструктур помогают восстановить состав рудообразующих растворов, их химическую активность, что имеет важное значение для выявления возможных источников рудного вещества и оценки связей оруденения с магматическими породами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арутюняц Р. Р., Иванов В. В., Пастушенко Ю. Н. Сульфидные и поднебромные воды курорта Большое Сочи.— Тр. центр. науч.-исслед. ин-та курортологии и физиотерапии. 1977, т. 34, с. 95—123.
2. Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленов К. К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1960. 202 с.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР/ Гл. ред. А. П. Виноградов. Т. 1. М., ГУГК, 1968; Т. 2. М., ГУГК, 1969.
4. Бабинец А. Е., Мальская Р. В. Геохимия минерализованных вод Предкарпатья. Киев, Наукова думка, 1975. 190 с.
5. Басков Е. А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л., Недра, 1976. 199 с.
6. Басков Е. А. Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы. М., Недра, 1977. 148 с.
7. Басков Е. А., Климов Г. И. Состав и условия формирования минеральных вод Забайкалья.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 101, с. 50—88.
8. Басков Е. А., Суриков С. Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1975. 172 с.
9. Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Наука, 1963, с. 253—277.
10. Варава К. Н., Вовк И. Ф., Негода Г. Н. Формирование подземных вод Днепровско-Донецкого бассейна. Киев, Наукова думка, 1977. 160 с.
11. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1960. 652 с.
12. Виноградов А. П. Внедрение в геохимию океана. М., Наука, 1967. 216 с.
13. Волобуев Г. П., Никаноров А. М. Палеогидрохимия мезозойских отложений Восточного и Центрального Предкавказья (методика и анализ).— Тр. Северо-Кавказского науч.-исслед. ин-та, 1971, вып. 10, с. 183—194.
14. Врублевский М. И. Минеральные воды Центрального Кавказа как одно из проявлений его геологического развития. Л., Изд-во ЛГУ, 1962. 256 с.
15. Врублевский М. И. Углекислые воды Абхазско-Краснополянской провинции. Л., Изд-во ЛГУ, 1969. 73 с.
16. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и ихрудопонность. М., Недра, 1974. 280 с.
17. Геологическое строение и нефтеноносность Ферганы/ С. Н. Симаков, В. Г. Клейнберг, А. А. Воробьев. Л., 1957. 600 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 110).
18. Геология Большого Кавказа (новые данные по стратиграфии,магматизму и тектонике на древних и альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа)/ Под ред. Г. Д. Ажигирея. М., Недра, 1976. 263 с.
19. Геология нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа/ М. С. Бурштар, А. Д. Бизнигаев, Г. Г. Гасангусянов и др. М., Недра, 1966. 424 с.
20. Геология нефтяных и газовых месторождений Украинской ССР/ В. В. Глушко, И. Ф. Клитченко, В. Н. Крамаренко и др. М., Гостонтхиздат, 1963. 316 с.
21. Геология СССР/ Гл. ред. А. В. Сидоренко. М., Недра. Т. 8. Ч. 2. 1974. 206 с.; Т. 9. Ч. 1. 1968. 759 с.; Т. 11. Ч. 1. 1967. 870 с.; Т. 22. Геологическое описание. 1972.

- 768 с.; Т. 44. Ч. 1, 2. 1964. 825 с.; Т. 47. Полезные ископаемые. 1976. 407 с.; Т. 48. Ч. 1. 1966. 538 с.
22. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра / М. Г. Валяшко, А. И. Подиванова, И. К. Жеребцова и др. М., Наука, 1965. 160 с.
 23. Германов А. И. Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений.—Изв. АН СССР, Сер. геол., 1962, № 7, с. 79—98.
 24. Гидрогеология СССР/ Гл. ред. А. В. Сидоренко. М., Недра. Т. 8. 1970. 363 с.; Т. 10. 1970. 404 с.; Т. 13. 1970. 799 с.; Т. 16. 1970. 367 с.; Т. 18. 1972. 480 с.; Т. 19. 1968. 495 с.; Т. 20. 1970. 384 с.; Т. 24. 1972. 343 с.; Т. 38. 1972. 565 с.
 25. Гидрохимическая карта СССР (минеральные воды) масштаба 1:7 500 000/ Гл. ред. И. К. Зайцев, Н. И. Толстых. М., Изд-во Всесоюз. аэрогеол. треста Министерства геологии СССР, 1967.
 26. Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. И. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л., Недра, 1972. 272 с.
 27. Гуревич М. С. Типы и палеохимические условия образования подземных вод хлоридного кальциевого состава.—В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., Наука, 1964, с. 489—506.
 28. Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М., Наука, 1975. 180 с.
 29. Дзенс-Литовский А. И., Васильев Г. А. Геологические условия формирования донных отложений Кара-Богаз-Гола в связи с колебаниями уровня Каспийского моря.—Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 3, с. 101—109.
 30. Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л., Недра, 1974. 159 с.
 31. Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР... Бюл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1, с. 123—136.
 32. Зайцев И. К., Толстых Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных (лечебных и промышленных) подземных вод на территории СССР. М., Недра, 1972. 230 с.
 33. Зайцев И. К., Гуревич М. С., Белякова Е. Е. Гидрохимическая карта Сибири и Дальнего Востока. Объяснительная записка. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1956, т. 3. 252 с.
 34. Ильина Е. В., Любомиров Б. Н., Тычино Н. Я. Подземные воды и газы Сибирской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1962. 292 с.
 35. Исландия и срединно-океанический хребет. Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. М., Наука, 1977. 195 с.
 36. Капченко Л. Н. Связь нефти, рассолов и соли в земной коре. Л., Недра, 1974. 184 с.
 37. Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А. Палеогидрогеология. М., Недра, 1969. 150 с.
 38. Колодий В. В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. М., Недра, 1969. 198 с.
 39. Колесович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., Наука, 1965. 348 с.
 40. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1962. 234 с.
 41. Кротов В. А. Волго-Уральская нефтеносная область. Гидрогеология. Л., Гостоптехиздат, 1956. 265 с.
 42. Кротов Г. А. О роли галоидного процесса в образовании kontaktно-метасоматических месторождений.—Вестн. МГУ. Сер. геол., 1960, № 6, с. 40—45.
 43. Кудельский А. В., Козлов М. Ф. Геохимия и формирование подно-броневых вод. Минск, Наука и техника, 1970. 144 с.
 44. Куканов В. М. Процессы формирования сероводородных вод типа Мацесты. М., Наука, 1968. 265 с.
 45. Лебедев В. И. К седиментационно-диагенетической теории образования хлоридно-кальциевых вод... Вестн. ЛГУ, 1966, № 6.
 46. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., Недра. 1968. 92 с.

47. Ломизе М. Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М., Изд-во МГУ, 1969. 220 с.
48. Минерагения и термодинамика ртутных рудопроявлений Северного Кавказа/И. А. Шамрай, А. В. Нетреба, В. Н. Труфанов и др. Ростов-на-Дону, Изд-во РГУ, 1972. 167 с.
49. Набок С. И., Главадских С. Ф. Гидротермальные минералы Горячего Пляжа (о. Кунашир).— В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., Наука, 1970. с. 48—71.
50. Наливкин Д. В. Учение о фациях. М., Изд-во АН СССР, 1956. Т. I. 534 с.; Т. 2. 393 с.
51. Палеогеография СССР/ Гл. ред. А. П. Виноградов. М., Недра, т. 3. 1975. 199 с.; Т. 4. 1975. 202 с.
52. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., Недра. 1968. 318 с.
53. Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., Наука, 1966. 332 с.
54. Писарчик Я. К. Литология и фации нижне- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Л., Гостоптехиздат, 1963. 346 с.
55. Порохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 334 с.
56. Постседиментационные изменения четвертичных и плюоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага/Под. ред. Страхова Н. М. М., Наука, 1965. 244 с.
57. Пустолова Г. И. О региональной солености верхнеюрских отложений Западной Грузии по гидрохимическим показателям.— В кн.: Гидрохимические и гидрогеологические методы поисков полезных ископаемых. Тезисы докладов. Л., Географ. о-во СССР, 1967, с. 129—132.
58. Радъко В. И. Условия распространения ртутного оруденения на Кышкитском рудном поле (Центральный Кавказ).— Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, вып. 13. Ставрополь, Ставропольское книжное изд-во, 1972, с. 192—205.
59. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). Чтения им. В. И. Вернадского, № 20. М., Наука, 1980. 79 с.
60. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/Под. ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1981. 423 с.
61. Рундквист Д. В. О некоторых общих вопросах разработки моделей формирования месторождений. В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. I. Новосибирск, 1981, с. 40—42.
62. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Недра, 1969. 704 с.
63. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1969. 686 с.
64. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955. 332 с.
65. Смыслов А. А. Геохимические эпохи и их металлогеническая специализация.— В кн.: Проблемы геохимии. Л., ВСЕГЕИ, 1975, с. 23—40.
66. Современное гидротермальное рудоотложение/Под. ред. Э. Дегенса и Д. Росса. М., Мир, 1974. 278 с.
67. Справочник по подземным водам нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа/Под. ред. А. М. Никанорова, М. В. Мирошникова. Орджоникидзе, Ир, 1970. 258 с.
68. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I—3. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962. 212, 573 и 549 с.
69. Султанходжаев А. Н. Ферганский артезианский бассейн. Ташкент, Фан, 1972. 237 с.
70. Толстыхин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М.—Л., Госгеолиздат, 1941. 203 с.
71. Труфанов В. Н. Минералообразующие флюиды рудных месторождений Большого Кавказа. Ростов-на-Дону, Изд-во РГУ, 1979. 272 с.
72. Успенский В. А. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 6, с. 94—101.

73. Учителева Л. Г. Минеральные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна. М., Недра, 1974. 166 с.
74. Ходьков А. Е. Особенности выветривания галогенных формаций и формирование подземных вод надсолевых толщ.— В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 4—71.
75. Ходьков А. Е., Валуконос Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с.
76. Чихелидзе С. С. Природные ресурсы Грузинской ССР. Т. 3. Минеральные воды. М., Изд-во АН СССР, 1961. 435 с.
77. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. III, IV. М., Наука, 1965.
78. Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., Недра, 1966. 277 с.
79. Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., Наука, 1968. 234 с.
80. Calamai A., Cataldi R. Preliminary Report on the Cesano Hot Brine Deposit (Northern Latium). Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. V. 1. San Francisco, USA, 1975, p. 305—313.
81. Initial Reports of the Deep See Drilling Project. V. 11, 1972; V. 13, 1973. V. 23, 1974.
82. Lansen A., Trujillo P. The Geothermal Field of El Tatio, Chile. Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. V. 1. San Francisco, USA, 1975, p. 170—177.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора серии	3
Предисловие (Е. А. Басков)	5
Введение. Основные задачи палеогидрохимических исследований (Е. А. Басков)	7
Часть I. Гидрохимия осадочных и вулканогенных формаций на разных стадиях литогенеза как основа палеогидрохимического анализа	
Глава 1. Принципы и методы изучения гидрохимии осадочных и вулканогенных формаций в связи с палеогидрохимическими исследованиями (Е. А. Басков)	11
Глава 2. Гидрохимия терригенных (обломочных) формаций	20
§ 1. Терригенные континентальные гумидные формации, диагенетически и слабо катагенетически измененные, слабо дислоцированные	—
Полимиктовая молассоидная формация неоген-четвертичного возраста Байкальской котловины (Е. А. Басков)	—
Полимиктовая молассоидная формация неоген-четвертичного возраста Селенгинской впадины (Е. А. Басков, Н. А. Петрова, Н. К. Федорова)	24
Песчано-глинистая угленосная формация плейстоцена—голоцен Селижарово-Тихвинской древнеозерной равнины (Л. Г. Учителева, М. Н. Авчинникова)	26
Песчано-глинистая угленосная формация поздней юры—раннего мела Вилюйской синеклизы (Е. А. Басков)	27
§ 2. Терригенные континентальные гумидные формации, слабо катагенетически измененные и слабо дислоцированные, перекрыты морскими формациями	30
Песчано-глинистая угленосная формация ранней—средней юры Западно-Сибирской плиты (Л. Г. Учителева)	—
§ 3. Терригенные континентальные аридные формации, диагенетически и слабо катагенетически измененные, слабо дислоцированные	34
Песчано-алевритовая красноцветная формация неоген-четвертичного возраста Южно-Туркменской краевой зоны Туранской плиты (Е. А. Басков, Н. А. Петрова)	—
Полимиктовая молассоидная формация плиоцен-четвертичного возраста Ферганской впадины (Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова)	36
Песчано-глинистая пестроцветная формация поздней перми-триаса Днепровско-Донецкой впадины (Е. А. Басков, В. М. Морозов)	38

§ 4. Терригенные континентальные и прибрежно-морские гумидные формации, катагенетически измененные, слабо дислоцированные	40
Песчано-глинистая молассовая формация неогена Северо-Сахалинского прогиба (Е. А. Басков, Н. А. Петрова)	—
Песчаная формация средней юры центральной части Вилуйской синеклизы (Е. А. Басков)	41
§ 5. Терригенные континентальные и прибрежно-морские аридные формации, диа- и катагенетически измененные, слабо дислоцированные (Е. А. Басков)	44
Глинистая пестроцветная формация позднеплиоцен-четвертичного возраста Бакинского архипелага	—
Песчано-глинистая красноцветная формация раннего—среднего плиоцена Челексна	47
§ 6. Терригенные морские формации, диагенетически измененные (Е. А. Басков)	50
Глинистая формация четвертичного возраста западной части Средиземного моря	—
Глинистая формация миоцен-четвертичного возраста плато Блейк Северной Атлантики	52
§ 7. Терригенные морские формации, катагенетически измененные, слабо дислоцированные	53
Глинистая формация раннего олигоцена—миоцена Восточного Предкавказья (Г. И. Пустовалова)	—
Глинистая формация эоцена—раннего миоцена северо-западного погружения Новороссийского синклиниория (Е. А. Басков, С. А. Вересов)	59
Глинистая формация олигоцена—раннего миоцена Равнинного Крыма (Л. Г. Учителева)	—
Песчано-глинистая формация альба Равнинного Крыма (Л. Г. Учителева)	62
Глинистая формация поздней юры—раннего мела Западно-Сибирской плиты (Л. Г. Учителева)	67
Песчано-глинистая формация рапией юры Вилуйской синеклизы (Е. А. Басков)	68
§ 8. Терригенные морские формации, катагенетически измененные и слабо дислоцированные, перекрытые галогенными формациями (Е. А. Басков)	69
Песчаная пестроцветная формация позднего докембрия—раннего кембрия внутренней части Ангарской синеклизы	—
§ 9. Терригенные морские формации, диа- и катагенетически измененные, слабо дислоцированные, залегающие на галогенных формациях	77
Глинистая сульфидно-железистая формация четвертичного возраста впадины Атлантис II Красного моря (Е. А. Басков)	—
Песчано-глинистая формация миоцена Закарпатской впадины (Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова)	79
§ 10. Терригенные морские формации, катагенетически измененные, сильно дислоцированные	81
Песчано-глинистая формация альта — сеномана Западного Копетдага (Е. А. Басков, Н. А. Петрова)	—
Песчано-глинистая флишевая формация позднего триаса рапией юры Горного Крыма (Е. А. Басков)	82
§ 11. Терригенные морские формации, катагенетически измененные, сильно дислоцированные, перекрытые галогенными формациями	83
Песчано-глинистая формация олигоцена Украинских Карпат (Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова)	—

§ 12. Терригенные морские формации, метагенетически измененные, сильно дислоцированные (зеленосланцевая фация метаморфизма)	86
Песчано-глинистая формация ранней—средней юры северного склона мегантиклиниория Большого Кавказа (Е. А. Басков, С. А. Вересов)	—
Песчано-глинистая формация поздней юры—ранней юры внутренней зоны Большого Кавказа (Е. А. Басков, С. А. Вересов)	89
Песчано-глинистая формация ранней юры южного склона мегантиклиниория Большого Кавказа (Е. А. Басков, С. А. Вересов)	—
Песчано-глинистая формация раннего протерозоя района Печени (Кольский полуостров) (Е. А. Басков)	91
Глава 3. Гидрохимия карбонатных и терригенно-карбонатных формаций	—
§ 1. Формации, диагенетически измененные (Е. А. Басков)	92
Известняковая формация позднемелового — четвертичного возраста западной части Северной Атлантики	—
Известняковая формация плейстоцена — голоцен Красного моря	—
§ 2. Формации, диагенетически измененные, с влиянием нижележащих галогенных формаций (Е. А. Басков)	95
Известняково-мергельная формация плиоцен-четвертичного возраста Средиземного моря	—
Мергельная пестроцветная формация плиоцена — плейстоцена Красного моря	97
§ 3. Формации, катагенетически измененные, слабо дислоцированные	99
Известняково-мергельная формация позднего мела — раннего налеоцена Равнинного Крыма (Л. Г. Учителева)	—
Известняково-мергельно-глинистая формация тортона — юнта северо-западного погружения Новороссийского синклиниория (Е. А. Басков, С. А. Вересов)	100
§ 4. Формации, катагенетически измененные, слабо дислоцированные, с влиянием галогенных формаций	101
Песчано-глинисто-известняковая формация позднего мела западной части Предкарпского прогиба (Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова)	—
Известняковая формация раннего триаса Предкавказья (Г. И. Пустовалова)	103
Известняково-доломитовая формация среднего — позднего карбона Печорской синеклизы (Л. Г. Учителева)	104
Песчано-глинисто-известняковая угленосная формация раннего карбона Днепровско-Донецкой впадины (Е. А. Басков, В. М. Морозов)	105
Известняково-доломитовая формация раннего мела Западной Грузии (Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова)	—
§ 5. Формации, катагенетически измененные, сильно дислоцированные	111
Известняково-мергельно-глинистая формация турона — дания Западного Конетдага (Е. А. Басков, Н. А. Петрова)	—
Известняковая формация поздней юры — раннего мела Адлерской впадины (Е. А. Басков, С. А. Вересов)	—
Известняковая формация позднего мела Адлерской впадины (Е. А. Басков, С. А. Вересов)	—
Известняково-мергельно-глинистая флишевая формация поздней юры — раннего мела южного склона мегантиклиниория Большого Кавказа (Г. И. Пустовалова)	113
	116

§ 6. Формации, катагенетически измененные, сильно дислоцированные с влиянием галогенных формаций	117
Известняково-мергельно-глинистая формация позднего мела фундамента Закарпатской впадины (Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова)	—
Глава 4. Гидрохимия галогенных формаций	118
§ 1. Формации, диагенетически измененные	—
Терригенно-ангидрито-галитовая формация миоценена Красного моря (Е. А. Басков)	—
Астраханит-глауберит-галитовая формация четвертичного возраста зал. Кара-Богаз-Гол (Е. А. Басков, Н. А. Петрова)	120
§ 2. Формации, катагенетически измененные, слабо дислоцированные	123
Терригенная ангидрито-гипсовая пестроцветная молассовая формация олигоцена — миоцена Ферганской впадины (Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова)	—
Карбонатно-терригенная ангидрито-гипсовая пестроцветная формация палеогена Ферганской впадины (Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова)	124
Известняково-доломитовая ангидрито-гипсовая формация поздней юры Предкарпатского прогиба (Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова)	125
Карбонатная ангидрито-галитовая формация раннего кембрия Ангарской синеклизы Сибирской платформы (Е. А. Басков)	126
(Терригено-карбонатная ангидрито-галитовая калиевосная формация позднего девона Припятской впадины (Е. А. Басков, Л. Г. Учителева)	129
Карбонатная ангидрито-галитовая (местами калиевосная) формация ранией перми Волго-Уральской антиклизы Русской платформы (Л. Г. Учителева)	130
§ 3. Формации, катагенетически измененные, сильно дислоцированные	134
Терригенная галитовая калиевосная молассовая формация миоцена Бориславо-Покутского и Скибового покровов Украинских Карпат (Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова)	—
Глава 5. Гидрохимия вулканогенных (и вулканогенно-осадочных) формаций	135
§ 1. Наземные вулканогенно-осадочные и вулканогенные формации, катагенетически (местами гидротермально) измененные, слабо дислоцированные	136
Базальт-молассондная формация неоген-четвертичного возраста Тункинской впадины (Е. А. Басков, Н. А. Петрова, Н. К. Федорова)	—
Базальт-молассондная формация плиоцен-четвертичного возраста Восточной рифтово-вулканической зоны Исландии (Е. А. Басков)	137
§ 2. Наземные вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации, катагенетически (местами гидротермально) измененные, слабо дислоцированные, с влиянием морских формаций	140
Липаритовая формация миоцена — плейстоцена западного склона Центральных Анд (Е. А. Басков, С. Н. Суриков)	—
§ 3. Наземные вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации, катагенетически (местами гидротермально) измененные, слабо дислоцированные, с влиянием галогенных формаций	141
Базальт-молассондная формация раннего триаса Тунгусской синеклизы (Е. А. Басков,	—
Базальтовая формация четвертичного возраста центральной части Апеннинского полуострова (Е. А. Басков, С. Н. Суриков)	144

§ 4. Наземно-морские и морские вулканогенно-осадочные и вулканогенные формации, катагенетически (местами гидротермально) измененные, в разной степени дислоцированные	145
Андезито-базальтовая формация неоген-четвертичного возраста о. Кунашир (Курильские острова) (Е. А. Басков, С. Н. Суриков)	—
Спилит-диабаз-порфиритовая формация поздней юры—мела о. Монсерт (Татарский пролив) (Е. А. Басков, Н. А. Петрова)	147
Базальтовая формация неоген-четвертичного возраста о. Охая (Гавайский архипелаг) (Е. А. Басков)	—
Терригенно-карбонатная андезито-базальтовая формация среднего эоцена Аджаро-Триалетской складчатой зоны (Г. И. Пустовалова, Е. А. Басков)	148
Песчано-глинистая андезито-базальтовая формация среднего—позднего эоцена Талишской складчатой зоны (Малый Кавказ) (Г. И. Пустовалова)	150
§ 5. Наземно-морские и морские вулканогенно-осадочные и вулканогенные формации, катагенетически (местами гидротермально) измененные, в разной степени дислоцированные, с влиянием галогенных формаций	151
Спилит-диабаз-порфиритовая формация байоса южного склона мегантиклинория Большого Кавказа и прилегающей части Грузинской глыбы (Е. А. Басков, Г. И. Пустовалова)	—
§ 6. Наземно-морские и морские вулканогенно-осадочные и вулканогенные формации, метагенетически (местами гидротермально) измененные, сильно дислоцированные (зеленосланцевая фация метаморфизма)	152
Пикрит-диабазовая формация протерозоя Кольского полуострова (Е. А. Басков)	—
Глава 6. Главнейшие особенности гидрогеохимии и палеогидрогеохимические показатели основных групп формаций для разных стадий литогенеза в структурах разного типа (Е. А. Басков)	154
§ 1. Сравнительная характеристика гидрохимических особенностей и эпигенетического минералообразования основных групп формаций для разных стадий их литогенеза	—
§ 2. Палеогидрогеохимические показатели основных групп формаций для разных стадий их литогенеза в структурах разного типа	165
Глава 7. Основные методы палеогидрогеохимического анализа осадочных и вулканогенных формаций в структурах разного типа (Е. А. Басков)	182
Часть II. Примеры использования палеогидрогеохимического анализа при оценкерудоносности формаций	
Глава 8. Северо-западная часть Большого Кавказа (С. А. Вересов)	190
§ 1. Региональный палеогидрогеохимический анализ	—
§ 2. Кишкитское ртутное месторождение	213
§ 3. Сульфидно-битумная минерализация в бассейне р. Большая Лаба	219
Глава 9. Центральный Тянь-Шань (Свинцовые месторождения Акшийракской группы) (Е. А. Басков)	226
Глава 10. Забайкалье (Месторождения кварц-флюоритового типа) (Е. А. Басков)	230
Заключение (Е. А. Басков)	240
Список литературы	243

**ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ
ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ**

**ПАЛЕОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ**

Редактор издательства Н. В. Виноградова

Переплет художника В. Т. Левченко

Технический редактор И. Г. Сидорова

Корректор М. И. Витис

ИБ № 5163

Подписано в печать 22.01.86. М-32018. Формат 60×90¹/16. Бумага офсетная. Гарнитура литературная.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 15,75. Усл. кр.-отт. 15,75. Уч.-изд. л. 17,80. Тираж 670 экз.
Заказ 378/1381. Цена 1 р. 40 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение, 193171, Ленинград,
С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Типография № 2 Ленуприздана, 191104, Ленинград, Лигейный пр., 55.