

**КРИОГЕНЕЗ ПОДЗЕМНЫХ ВОД
И ГОРНЫХ ПОРОД
на примере
ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКОГО РАЙОНА
ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ**

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О КРИОГЕНЕЗЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И СКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Одной из важнейших в геокриологии является проблема многолетнего криогенеза литосферы, обуславливающего формирование и эволюцию криолитозоны на Северном полушарии Земли. Учение о криогенезе литосферы как синтетическое научное направление зародилось в двадцатые годы нашего столетия. Его основоположники – М. И. Сумгин, В. Ф. Тумель, С. Г. Пархоменко, Н. И. Толстухин, П. Ф. Швецов, А. И. Ефимов, В. М. Пономарев – впервые выявили региональные особенности распространения “вечной мерзлоты”, ее влияние на подземные воды, составили мерзлотные карты территории СССР, изучили основные криогенные явления. В дальнейшем В. А. Кудрявцев, основываясь на новых принципах, а также используя региональный, зональный и высотно-поясной подходы, провел анализ влияния комплекса факторов на распространение, мощность, строение мерзлоты и таликовых зон. Им были опубликованы монография “Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР” и карта температурного районирования области вечной мерзлоты.

Пятидесятые – начало шестидесятых годов ознаменовались становлением криолитологии как науки. Началось изучение криогенного строения эпигенетически промерзших пород (А. И. Попов, В. А. Кудрявцев, В. Н. Усов, Т. Н. Жесткова, В. В. Баулин, Г. И. Дубиков и др.), а также сингенетически промерзающих отложений (Е. М. Катасонов, А. И. Попов, Н. Н. Романовский, Г. Ф. Гравис и др.). Получены первые данные о физико-химических преобразованиях в горных породах при криогенезе (Н. А. Тютюнов и др.). В. А. Кудрявцев заложил основы использования расчетных методов при оценке влияния параметров теплообмена, состава и свойств пород на мощность многолетней мерзлоты. Накоплен и обобщен фактический материал по истории развития мерзлых пород Евразии (И. Я. Баранов, В. В. Баулин и др.). Синтезом представлений о криолитозоне явились работы И. Я. Баранова “Геокриологическая карта СССР” масштаба 1:10 000 000 [1960]; 1:5 000 000 [1970] и “Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород” [1965].

Развитие исследований повлекло за собой появление новых и расширение содержания старых геокриологических терминов. Терминологической комиссией Института мерзлотоведения имени В. А. Обручева АН СССР впервые введено понятие **криогенез** как “совокупность процессов физического, химического и минералогического изменения и преобразования почвы и горных пород, коры выветривания, а также гидросферы при отрицательной температуре” [Основные понятия..., 1956].

С конца 60-х годов геокриологические исследования стали проводиться в Западной, Средней и Восточной Сибири. В результате комплексных работ геокриологов, гидрогеологов, палеогеографов, геологов-четвертичников и гляциологов получены уникальные данные о криолитозоне крупных регионов, особенностях многолетнего криогенеза на платформах и плитах (Восточно-Европейской, Западно-Сибирской, Сибирской) и в горно-складчатых областях Урала, Сибири и Дальнего Востока, Памира, Тянь-Шаня и др. Эти работы явились мощным стимулом для дальнейшего развития общей и региональной геокриологии, учения о криогенных процессах и явлениях, криолитологии и гидрогеологии мерзлой зоны литосферы.

Важнейшим итогом многолетних исследований стала пятитомная монография “Геокриология СССР” [1988–1989], а также вышедшие в свет обобщающие работы А. И. Попова [1967], А. И. Попова и др. [1985], И. Д. Данилова [1978], В. Н. Конищева [1981], Ш. Ш. Гасанова [1981], Э. Д. Ершова [1982, 1990]. В трудах криолитологов изложены сформировавшиеся представления о природе и особенностях проявления процессов криогенеза при осадочном породообразовании. Крупные исследования криогенных процессов и явлений, проблемы формирования различных типов подземных льдов были проведены зарубежными учеными Н. М. French [1976], J. R. Mackey [1979], A. L. Washburn [1979].

Огромный вклад в углубление знаний по гидрогеологии мерзлой зоны литосферы внесли работы О. Н. Толстухина, Н. Н. Романовского, Н. А. Вельминой, С. М. Фотиева, Е. В. Пиннекера, Н. П. Анисимовой и др.

Таким образом, формировалась единая концепция криогенеза литосферы, которая нашла объективное отражение в монографии Н. Н. Романовского “Основы криогенеза литосферы” [1993]. Автор показал, что “криогенез – это комплекс процессов и явлений, происходящих в верхних горизонтах литосферы как в сформировавшихся породах различного состава и возраста, так и в накапливающихся осадках, вызванных их промерзанием и протаиванием, охлаждением и нагреванием, изменением давления” [Романовский, 1993]. Он включает в себя фазовые превращения в системах вода→лед→пар, (вода+газ)→гидраты газов→(газ+лед); образование и разрушение кристаллогидратов солей; миграцию газов и флюидов, изменение их состава, свойств, строения, состояния и распределения в литосфере.

Криогенез, являясь сложным экзогенным геологическим процессом, объединяет криогенное пучение и растрескивание, солифлюкцию, термокарст и другие явления, которыми обусловлены криогенные явления (образования) и специфический микрорельеф. В результате криогенеза в массивах пород формируется и эволюционирует их криогенное строение, включая криотекстуру, криоструктуру толщ различного генезиса и мономинеральные залежи льда. При этом происходят физические и химико-минеральные изменения самих пород, преобразуется термодинамическое состояние не только криогенной системы в целом, но и ее составляющих [Там же]. Как геосторическое явление криогенез характерен для всех холодных этапов развития Земли.

В настоящее время на стыке гидрохимии и геохимии, гляциологии и геокриологии, а также других научных дисциплин идет становление новой науки – гляциохимии, одной из составных частей которой является криогенная мета-

морфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Впервые термин **криогенная метаморфизация химического состава природных вод** предложен А. В. Ивановым и Н. А. Власовым в связи с интерпретацией особенностей формирования химического состава почвенных и грунтовых вод Юго-Восточного Забайкалья [Иванов, Власов, 1968]. С тех пор он широко используется гидрохимиками, гидрогеохимиками, гидрогеологами и геокриологами при объяснении процессов криогенного преобразования состава гидросферы.

В общем виде проблема криогенной метаморфизации природных вод обсуждается давно. Наиболее ранние работы посвящены изменению солености морских вод в ходе ее вымораживания [Ringer, 1906; Гиттерман, 1937; Зубов, 1945; Workman, 1954; Nelson, Thompson, 1954; Thompson, Nelson, 1956; Pounder, 1965; Wakatsuchi, 1974]. Этот вопрос рассматривался также в работах Л. К. Блинова [1965], В. Л. Цурикова [1965], Б. А. Савельева [1963, 1971], Ю. П. Доронина, Д. Е. Хейсина [1975]. Все исследователи отмечают, что при вымораживании морской воды происходит увеличение ее минерализации, причем оно имеет ступенчатый характер, обусловленный неодинаковой величиной растворимости солей, различной скоростью ее понижения и различной начальной концентрацией растворенных веществ. Замерзание морской воды сопровождается вовлечением солей в лед и осаждение их после достижения состояния насыщения.

В работах Б. П. Пентегова [1932], С. З. Макарова [1935], А. Н. Дзенс-Литовского [1938, 1954], Н. А. Власова, Л. А. Чернышева [1961], Н. А. Власова, Л. И. Павловой [1961, 1969] содержатся результаты исследований изменения химического состава воды минеральных озер в процессе образования ледяного покрова. Указывается, что образование льда в водоемах сопровождается сдвигом равновесий в природных водно-солевых системах, в результате чего в подледной воде повышает содержание легкорастворимых солей.

В ряде работ, посвященных изучению химического состава вод рек, озер и водохранилищ, основные выводы сводятся к тому, что изменение минерализации воды в процессе роста ледяного покрова в значительной степени зависит от глубины водоемов. При этом в результате температурных изменений в толще льда происходит миграция межкристаллических растворов, приводящая к изменению его химического состава [Анисимова, 1959, 1969; Вотинцев, Мещерякова, 1961; Жаггар, Холодова, 1961; Максимович, Яценко, 1963; Печеркин, Бурматова, 1964; Кореновская, Тарасов, 1968, 1972; Иванов и др., 1977; и др.].

Значительный вклад в развитие проблемы криогенного преобразования гидросферы внес А. В. Иванов [1981, 1983, 1987, 1993]. Итогом его многолетних теоретических и экспериментальных исследований явилась крупная обобщающая монография, в которой сформулированы главные положения криогенной метаморфизации состава природных льдов и вод [Иванов, 1998]. На ее основе решены многие спорные вопросы, касающиеся процессов и механизмов формирования химического состава наледей, ледяного покрова рек, озер, болот, морских акваторий. Большое внимание уделено математическому моделированию физико-химических процессов, происходящих при замерзании и оттаивании природных вод. Автор показывает, что криогенная метаморфизация – двусторонний процесс, направленность и интенсивность которого зависит от скорости образования ледовой массы, фор-

мирования и изменчивости химического состава льда, характеристики которого зависят, в свою очередь, от показателей химического состава льдообразующей воды и его преобразования под влиянием кристаллизации льда (процесс протекает как бы по туго свернутой спирали). Причем не всякие воды подвергаются такой метаморфизации. Поэтому понятие **криогенная метаморфизация химического состава природных вод** автор изменил на **криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод**.

Значительное место в работе отводится анализу роли льдообразования в изменении химического состава природных вод. Установлено, что наличие газовых включений, солей и химических соединений во льду – результат действия процессов криогенной метаморфизации льдообразующей воды. При замерзании воды вовлечение растворимых веществ в лед обусловлено совместной кристаллизацией льда и солей, образованием соединений включения (отдуков), сосаждением. Причем состав вовлеченных веществ подвергается преобразованию в результате процессов разложения и миграции солей во льду. Основные выводы криогенной метаморфизации химического состава природных вод: 1) увеличение минерализации и концентрации компонентов химического состава воды в период активного роста ледяного покрова; 2) уменьшение минерализации воды в течение цикла замерзание – таяние; 3) последовательное снижение минерализации воды в процессе таяния льда; 4) замедление круговорота веществ в результате постепенного перехода ряда компонентов соединений в труднорастворимое состояние.

Интерес гидрогеологов к проблеме криогенной метаморфизации состава подземных вод возник 20–30 лет назад. Были проведены исследования гидрогеохимии подземных вод, подземных и наледных льдов в их взаимной связи. Благодаря трудам российских ученых это научное направление получило широкое развитие.

Основные закономерности формирования гидрогеологических и геокриологических условий на территории СССР в историческом плане рассмотрены С. М. Фотиевым [1970, 1975, 1978], вскрыты особенности взаимодействия природных вод и многолетнемерзлых пород в основных типах гидрогеологических резервуаров, расположенных в различных геокриологических зонах. Автор показал, что многолетнее промерзание литосферы в четвертичный период вызвало коренную перестройку гидрогеологических условий, проявившуюся в превращении водоносных горизонтов в криогенные водоупоры, в ухудшении общих условий водообмена, изменении гидродинамических характеристик, химического состава, минерализации и температурного режима подземных вод.

В свою очередь, наличие подземных вод сказалось на глубине многолетнего промерзания литосферы, характере залегания, распространении, строении и температурном режиме криолитозоны. Мерзлые породы и подземные воды, контактируя друг с другом, образовали саморегулирующую систему.

Взаимодействие подмерзлотных вод с мерзлой толщей отразилось на образовании своеобразной гидрогеохимической зональности ниже подошвы многолетнемерзлых пород. По мнению Р. С. Кононовой [1970, 1973, 1974, 1979], подобная зональность обусловлена исключительно процессами криогенеза. На территории Лено-Вилуйского, Анабаро-Оленекского и Нижне-Ленского артезианских бассейнов ниже подошвы современной мерзлоты Р. С. Коконова выделяет три зоны:

1) криогенного опреснения (мощностью ~ 1200 м); 2) криогенного концентрирования (мощностью ~ 2503 м); 3) подземных вод, не затронутых криогенезом. Так, в пределах Лено-Вилуйского артезианского бассейна замороженные на глубину 500–600 м толщи песчано-глинистых и карбонатных отложений мезозоя и палеозоя сменяются зоной “опреснения” мощностью более 1000 м, содержащей гидрокарбонатные и хлоридные натриевые воды с минерализацией 0.5–0.6 г/дм³. В зоне концентрирования минерализация вод возрастает до 25–35 г/дм³, а состав их становится исключительно хлоридным натриевым и даже кальциевым. Ниже по разрезу минерализация снижается без изменения состава воды.

В ходе многолетних полевых и экспериментальных исследований криогенных преобразований химического состава подземных вод, поверхностных и подземных льдов, рыхлых отложений Центральной Якутии, проведенных Н. П. Анисимовой [1962, 1963, 1969, 1971, 1973, 1975, 1976, 1981], установлено, что масштабы криогенных изменений химического состава подземных вод сильно зависят от температуры и скорости промерзания водоносных пород, исходного солевого состава воды и пород, мощности водоносного горизонта и интенсивности водообмена. Промерзание пресных подземных вод подрусловых и подозерных таликов сопровождается увеличением их минерализации и изменением ионного состава.

На формирование химического состава промерзающих отложений существенно влияют минерализация и состав насыщающей их воды, скорость промерзания, величина напора и условия водообмена. Высокое содержание хлоридов в верхних слоях многолетнемерзлых отложений объясняется миграцией в мерзлые толщи высококонцентрированных поровых растворов.

Результаты исследований влияния многолетнемерзлых пород на формирование химического состава природных вод в пределах Мирнинского района Республики Саха (Якутия) и Яно-Индибирской низменности приводятся В. П. Волковой [1971, 1973]. Формирование линз внутримерзлотных вод хлоридного кальциевого состава с минерализацией 13 г/дм³, вскрытых в отложениях усть-кутской свиты нижнего ордовика, объясняется метаморфизацией состава хлоридных натриевых вод в результате ионного обмена натрия на кальций.

В отличие от исследователей, рассматривавших криолитозону как зону химического “покоя”, Е. В. Пиннекер и Б. И. Писарский [1978] проанализировали активные процессы взаимодействия подземных вод и многолетнемерзлых пород. Исходя из представления об однозначности понятий “криолитосфера” и “область охлаждения земной коры”, в пределах криолитосферы они выделяют пять зон, отличающихся особыми условиями взаимодействия подземных вод и мерзлых толщ.

С. Л. Шварцев [1963, 1975] установил, что особенно интенсивно взаимодействие плечных растворов с многолетнемерзлыми породами осуществляется в зоне окисления рудных месторождений. Наряду с процессами выщелачивания, активным агентом которых является углекислота, происходят также окисление, катионный обмен и перенос в плечных растворах продуктов выщелачивания сульфидных руд. Интенсивная геохимическая деятельность плечных растворов проявляется в виде многочисленных минеральных новообразований в верхней части промороженной зоны окисления сульфидных месторождений.

К настоящему времени накоплены сведения о подземных водах в области охлаждения земной коры, генетически связанных с современными или реликтовыми морскими водами. Их состав преобразован в основном в процессе криогенной метаморфизации [Толстихин, 1941; Пономарев, 1950, 1960; Обидин, 1958, 1959; Стремяков, 1965, 1967; Неизвестнов, Толстихин, 1970; Гинсбург, Неизвестнов, 1973; Неизвестнов, Семенов, 1973; Фотиев, 1970, 1975, 1991, 1996, 1997]. Минерализация подземных вод, отобранных с глубин 5–330 м в районах морских акваторий, отвечает определенным стадиям криогенной метаморфизации состава морской воды нормальной солености. Этот вывод подтверждается практически одинаковым соотношением основных компонентов в подземных водах и в морской воде. При этом допускается, что криогенная метаморфизация состава подземных вод происходила вблизи поверхности земли (в пределах слоя сезонного оттаивания или зоны годовых колебаний температуры). В частности, С. М. Фотиев [1997] отмечает, что в процессе вымораживания морской воды достаточно уверенно выделяются три стадии ее криометаморфизма: 1 – охлаждение, 2 – концентрация, 3 – десульфатизация. Каждая стадия протекает в узком диапазоне температуры и характеризуется своеобразными химическим составом и минерализацией криометаморфизованных вод.

Строгая последовательность криогенного преобразования химического состава и минерализации морской воды при ее последовательном вымораживании стала основой для разработки гидрохимического метода палеотемпературы пород на арктическом шельфе.

До сих пор практически неизученной остается проблема криогенеза скальных горных пород. Известно, что промерзание пород с жесткими кристаллическими связями происходит эпигенетически, т. е. лед заполняет трещины и пустоты, существовавшие в этих породах до промерзания. Изучение закономерностей изменения характера и степени трещиноватости пород в пространстве является одной из важнейших задач геокриологических и инженерно-геологических исследований, поскольку трещины – проводники воды в породе – определяют возможности образования в них льда. Льдистость мерзлых скальных пород тесно связана с трещиноватостью, а криогенное строение определяется главным образом структурно-геологической и гидрогеологической обстановками.

Фактический материал о криогенном строении скальных пород малочислен. В большинстве случаев он характеризует небольшие участки развития пород определенного типа [Брахина, 1966; Чижов, 1967; Каплина, Кондратьева, Романовский, 1970; Трущ, Нистратова, 1972; Кондратьева и др., 1973; Готовцев, 1983]. Использование его в региональных оценках ограничено [Данилова, 1972; Фотиев, Данилова, Шевелева, 1973, 1974; Каган, Кривоногова, 1978].

Очень слабо разработан вопрос о происхождении текстурообразующих льдов, залегающих на больших глубинах. Он представляет большой интерес как с гидрогеологических позиций, так и с точки зрения геокриологии. В общем виде процессы льдообразования и их роль в формировании криогенного строения скальных горных пород анализируются в работах П. А. Шумского [1955, 1957], Н. А. Вельминой [1965], Е. А. Втюриной, Б. И. Втюрина [1970], Б. И. Втюрина [1975], Н. Ф. Кривоноговой [1976].

Авторы выделяют несколько типов льда: **цементный**, образующийся в трещинах, кавернах, порах пород, которые были заполнены водой до промерзания скального массива; **инъекционный**, формирующийся в трещинах при внедрении в них воды под напором, обусловленным неравномерным промерзанием обводненных пород; **сегрегационный**, являющийся результатом безнапорной миграции влаги к фронту промерзания в трещинах и пустотах скальных горных пород, заполненных тонкодисперсным материалом; **инфильтрационный**, формирующийся за счет поверхностных вод при их инфильтрации в мерзлый массив; **сублимационный** – результат кристаллизации парообразной влаги, поступающей в наиболее крупные трещины и пустоты мерзлого массива.

В ряде случаев в скальных горных породах образуется лед смешанных типов: цементно-сегрегационный, инъекционно-цементный и т. д. Особенности условий залегания, текстуры и структуры, а также химический состав различных модификаций подземных льдов изучены недостаточно.

В 30–40-е годы среди многих ученых господствовало мнение о том, что разрушение горных пород и минералов в криолитозоне связано только с морозным механизмом выветривания, основной причиной которого считалось расклинивающее действие льда. Исследования, проведенные в последние десятилетия, показали, что, наряду с расклинивающим действием льда, на разрушение горных пород оказывают влияние и другие взаимосвязанные механизмы: термофизический, температурный, термогидратационный и криогидратационный [Тютюнов, 1960; Зильберборд, 1964; Буденный, Зильберборд, 1965; Швецов, 1967; Ведерников, 1969; Гольдтман, 1972; Попов, 1973, 1976, 1979, 1985; Ершов, 1982; Шестернев, Ядрищенский, 1990; Шестернев и др., 1992; Шестернев, 1997].

Из этих работ следует, что теоретические и экспериментальные исследования физики криогипергенеза горных пород находятся практически на стадии постановки проблемы и требуют продолжения.

Интенсивное промышленное освоение северных регионов России вызвало необходимость всестороннего изучения взаимодействия отрицательно-температурных подземных рассолов и мерзлых пород. На протяжении десятков тысяч лет меж- и подмерзлотные хлоридные рассолы находились в контакте и физико-химическом равновесии с многолетнемерзлыми толщами. Отработка месторождений полезных ископаемых, сопровождаемая извлечением на поверхность значительных объемов рассольных вод и их последующей утилизацией как дренажных, оказала влияние на термодинамическое состояние криолитозоны в целом. В результате фазовых взаимодействий в системе рассол–лед (мерзлая порода) осложнилось проведение горных работ, изменилось тепловое состояние и строение мерзлого разреза, сформировалась серия техногенных водоносных горизонтов, разгрузка которых на поверхность резко обострила общую экологическую ситуацию. Кинетика процессов, происходящих при этом в толще мерзлоты, совершенно не исследована.

Масштабы воздействия человека на природу северных регионов будут неуклонно возрастать. Протекание криогенных процессов в различных зональных и региональных условиях будет происходить иначе. Поэтому кроме перечисленных выше направлений геокриологических исследований можно говорить о возникновении нового направления в учении о криогенезе – антропогенного криогенеза литосферы.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКОГО РАЙОНА

2.1. Геоморфология

Далдыно-Алаkitский район расположен почти в центре Средне-Сибирского плоскогорья. Рельеф представляет собой расчлененное плато с абсолютными отметками 600–700 м. Отдельные площади с трапповыми массивами и участки локальных поднятий достигают больших высот. Морфоструктура рельефа обусловлена интенсивной магматической деятельностью, проявившейся в перми и триасе. Трапповые покровы, дайки и пластовые интрузии занимают обширные площади, что обусловило резко выраженную контрастность рельефа. Структурно-денудационные равнины господствуют над морфоструктурами аккумулятивного типа. Водоразделы имеют слабоволнистую поверхность, причем ширина отдельных измеряется несколькими километрами [Геокриология..., 1989]. Здесь берут начало мелкие водотоки. В пределах

трапповых плато на различных уровнях распространены замкнутые или полузамкнутые котловины до 5–7 км в поперечнике. Характерно наличие пологих протяженных склонов.

Крупнейшие реки района – Алаkit, Моркока, Марха – относятся к бассейнам Северного Ледовитого океана



Рис. 2. Типичная морфология долин крупных рек района (фото А. И. Мельникова).

и р. Лены, изобилуют многочисленными притоками (рис. 2). Глубина эрозионного вреза крупных рек в верховьях составляет 50–100 м, а в низовьях повышается до 150–300 м. Склоны долин имеют корытообразный поперечный профиль.

В долинах рек Марха, Моркока выделяются до шести террас, из которых две нижние являются цокольными [Плотникова и др., 1963]. В верхней части речных бассейнов, где водотоки прорезают трапповые массивы, низкие надпойменные террасы являются цокольными. Наиболее отчетливо в долинах рек выражены высокая пойма и 1-я надпойменная терраса.

По гидрологическому режиму реки района относятся к восточно-сибирскому типу. Питание их на 99 % осуществляется за счет атмосферных осадков, а на долю стока в летний период приходится 80–95 % от годового.

Озера по генезису преимущественно термокарстовые, их глубины редко превышают 2–3 м. Они имеют различные формы. В верховьях р. Мархи наиболее крупными являются озера: Мутное ($S = 0.9 \text{ км}^2$), Юбилейное ($S = 0.15 \text{ км}^2$), Травянистое ($S = 0.25 \text{ км}^2$).

В целом геоморфологические особенности района можно охарактеризовать следующим образом: 1) доминирование равнинного рельефа; 2) наличие пологих склонов большой протяженности; 3) строго определенная форма сечения речных долин.

2.2. Климат

Далдыно-Алакитский район характеризуется субарктическим климатом с четко выраженными чертами континентальности. Своеобразие климатических условий определяется широтным положением, преобладанием плоскогорного рельефа и воздействием арктических морских и континентальных воздушных масс.

В холодный период года над большей частью района господствует отрог Сибирского антициклона, формирование которого начинается в сентябре, а заканчивается в марте–апреле [Геокриология..., 1989; Климовский, Готовцев, 1994]. Область воздействия антициклона удерживается 8–9 месяцев и характеризуется сильными (до $-60 \text{ }^\circ\text{C}$) морозами. Приход западного циклона затруднен.

Температурное поле приземного слоя воздуха в условиях антициклона контролируется стратификацией разреза воздушных масс и характеризуется ярко выраженной вертикальной инверсионностью (табл. 1). Температурные инверсии проявляются в слое воздуха до 1.5 км. В условиях сформировавшегося рельефа это приводит к накоплению холода в днищах долин. Так, в днище долины р. Далдын в январе–феврале температура воздуха, как правило, бывает на $5\text{--}7 \text{ }^\circ\text{C}$ ниже, чем на более высоких отметках водоразделов. Продолжительность теплого периода не превышает 3–4 месяца. Максимальные летние температуры воздуха достигают $+40 \text{ }^\circ\text{C}$, что способствует быстрому таянию снега.

Распределение и режим осадков соответствуют районам с резко континентальным климатом. Здесь осадки преобладают над испарением. Основная их часть (70–75 %) выпадает в летнее время при усилении деятельности циклона. Общее количество осадков не превышает 360 мм/год (табл. 2).

Таблица 1

Среднемесячные и среднегодовые температуры, по данным метеостанций [Геокриология..., 1989]

Метеостанция	Месяц												Средне-годовая температура, °С	Амплитуда колебаний температур воздуха
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
	Айхал	-31.3	-30.1	-21.8	-12.2	-2.0	8.4	13.9	10.3	11.1	-11.4	-26.1		
Удачный	-31.7	-30.2	-21.1	-10.8	-0.6	9.4	15.1	11.1	2.3	-10.9	-30.2	-29.7	-10.6	46.8

Таблица 2

Среднемесячное и среднегодовое количество осадков, мм [Геокриология..., 1989]

Метеостанция	Месяц												Всего за год		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
	Айхал	11.5	7.9	17.2	17.3	33.0	51.1	56.4	41.2	42.7	32.3	20.0		22.4	129.3
Удачный	6.0	6.5	10.5	13.5	28.4	42.7	50.3	38.9	59.1	33.5	16.8	11.8	93.5	224.5	317.8

Таблица 3

Высота снежного покрова, см [Геокриология..., 1989]

Метеостанция	Месяцы накопления снега											
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI		
	Айхал	4	15	23	33	39	45	49	52	43	5	
Удачный	2	29	50	62	64	68	70	69	38			

Снежный покров устанавливается к началу октября и разрушается в конце мая. Нарастание мощности снега происходит постепенно в течение зимы (табл. 3). Из-за метелевого переноса распределение снежного покрова неравномерное. На защищенных от ветра участках высота снега составляет 30–40 см, а на открытых пространствах долин и водоразделов она увеличивается до 1 м. Среднее значение плотности снега составляет 0.17–0.25 г/см³.

На всей территории преобладают ветры северного, юго-восточного и северо-западного направлений. Скорость ветра изменяется от 1.6 до 29 м/с.

2.3. Геологическое строение и тектоника

Основание платформы в пределах Далдыно-Алакитского района представлено метаморфизованными комплексами пород от архея до нижнего протерозоя. Внутренняя структура кристаллического фундамента окончательно оформилась на рубеже 1.5–2 млрд лет назад. Образование осадочного чехла происходило разновременное. Наиболее древние отложения чехла имеют возраст от нижнего рифея до венда. Приводимая литолого-фациальная характеристика отложений основана на обобщающих работах [Геология..., 1981; Геология..., 1986].

Архей, AR

Кристаллический фундамент вскрыт двумя скважинами 703 и 2531, пробуренными ГПП “Ленанефтегазгеология” на юго-западном и северо-восточном крыльях Далдынской флексуры. Из скв. 703 керн отобран с глубины 2593 м, представлен гнейсами и кварцито-гнейсами.

Раннедокембрийские породы обнажены на Анабарском щите. Здесь выделяются три серии: далдынская, верхнеанабарская и хапчанская. В вещественном составе далдынской и верхнеанабарской серий нет резко выраженных различий. Характерно преобладание кристаллосланцев, плагиогнейсов, эндербитов, кварцитов и кальцифиоров. Хапчанская серия выделена в восточной части щита и сложена плагиогнейсами, эндербитами и чарнокитами, иногда переслаивающимися с биотит-гранатовыми гнейсами.

Протерозойская группа, PR

Венд, V

Старореченская свита, PRst

Отложения свиты залегают на фундаменте со стратиграфическим и угловым несогласием (рис. 3). Представлены серыми разномерными доломитами с прослоями доломитистых мергелей, песчаных доломитов и доломитовых песчаников. В Мар-

Рис. 3. Генерализованный геологический разрез (параметрическая скв. 703, глубина 2593 м). Свиты: mrgk – моркокинская, жк – чукукская, lg – лагунно-сабхвовая пачка, km – куонамская, mp – манькайская, st – старореченская.

Группа		Система		Отдел		Свита		Глубина, м	Мощность, м	Литология	Характеристика пород
ПАЛЕЗОЙСКАЯ		Кембрийская		Верхний		Средний		Глубина, м	Мощность, м	Литология	
ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ		Венд		Нижний		Средний		Глубина, м	Мощность, м	Литология	Характеристика пород
								Глубина, м	Мощность, м	Литология	
						Верхний	mk	100	220		Глинистые известняки, мергели, доломитизированные известняки, известковистые доломиты
						Мархинская		200	380		Глинистые известняки, мергели, известняки, доломиты, песчанистые известняки
							300				
							400				
							500				
						Средний	sk	600	120		Оолитовые и водорослевые известняки с прослоями гравелитов
								700	250		Пористо-кавернозные и массивные доломиты
							800				
							900				
						Удачинская		1000	540		Эпифитоновые известняки, обломочные доломиты, известняки, пористо-кавернозные доломиты, остатки трилобитов и брахиопод
							1100				
							1200				
							1300				
							1400				
						Нижний	kp	1500	124		Мергели, аргиллиты, темно-серые и черные глинистые известняки
						Эмяксинская		1600	430		Известняки, водорослево-детритовые и глинистые известняки, пестроцветные мергели, песчаники. Трилобиты и археозоиаты
							1700				
							1800				
							1900				
							2000				
						pp		2100	204		Известняки, глинистые известняки, доломиты, мергели
						st		2200	190		Долмиты, строматолитовые доломиты с прослоями мергелей и песчаников
							2300				
							2400				
AR								2500			Гнейсы, кварцито-гнейсы

хинской опорной скважине в основании разреза чехла наблюдаются серые доломиты с прослоями разнозернистых песчаников, алевролитов и доломитовых мергелей. Мощность вскрытых отложений составляет 163–164 м.

Палеозойская группа, PZ
Кембрийская система, Є
Нижний отдел, Є₁
Манькайская свита, Є₁ mп

В Мархинской опорной скважине свита выделена в интервале глубин 1635–1831 м. Представлена алевролитистыми, песчанистыми доломитами, глинистыми доломитовыми мергелями, доломитистыми известняками. В основании манькайской свиты залегают серо-цветные песчаники, перекрывающие с размывом отложения старореченской свиты.

В скв. 703 манькайская свита (2056–2260 м) сложена глинистыми известняками, доломитами, мергелями. В нижней части свиты отмечены гравелиты, карбонатные песчаники, песчанитые доломиты, в ряде случаев битуминозные и пропитанные нефтью. Водорослевые известняки залегают в верхней части свиты. Окраска пород серая, пестроцветная.

Эмяксинская свита, Є₁ em

Выделена в интервале глубин 1630–2060 м. Представлена серыми и пестроцветными глинистыми известняками, водорослевыми детритовыми известняками, мергелями, доломитами. Породы местами кавернозные и трещиноватые. Встречены трилобиты *Judomia* sp., *Triangulaspis Meglitzkii* (Toll), *Pagetiellus lenaicus* (Toll), археоциаты *Tumuliolunthus* sp., *Aldanocyathus Zingulella variabilis* Pelm.

Каверны в породах заполнены битумом.

Куонамская свита, Є₁ km

Сложена мергелями, аргиллитами, глинистыми известняками темно-серыми и черными. Породы свиты отличаются интенсивным окремнением и высоким содержанием органического вещества. Мощность отложений 124–137 м.

Средний отдел, Є₂

Отложения среднего отдела кембрия представлены мощной (850–900 м) толщей, нижняя часть которой имеет биогермную поверхность. Верхняя часть разреза (лагунно-сабкховая пачка) отличается высокими коллекторскими свойствами и соленасыщенностью, обилием гидротермальных образований.

Удачинская свита, Є₂ ud

Характеризуется широким развитием эпифитоновых известняков, занимающих около 35 % мощности свиты. Нижняя часть разреза имеет все признаки, позволяющие рассматривать ее как систему барьерных рифов. Рифогенно-обломочная толща представлена кремовыми, белыми и коричневыми известняками с тонкими прослоями пористо-кавернозных доломитов.

В целом литологический состав свиты представлен обломочными карбонатными породами: песчанистыми известняками, брекчиями крупнообломочной структуры, известняковыми плоскогалечными конгломератами. В известняках отмечены крупные каверны, размеры которых превышают диаметры скважин. Стенки каверн выполнены крупными кристаллами кальцита, игольчатого гипса.

Для пород свиты характерны сутуро-стилолитовые швы, покрытые пленкой глауконит-глинистого состава. Мощность отложений изменяется от 400 до 540 м.

Обломочные, обломочно-детритовые породы содержат остатки трилобитов и брахиопод: *Chondragraals minussiensis* Lerm., *Erbia gvanulosa* Lerm., *Kootenia amgensis* N. Tschern., *Shiatocerphalus antignus* N. Tschern., *Peronopsis fallax* (Linsrs).

Лагунно-сабкховая пачка, ϵ_2 lg

На биогермных постройках с угловым несогласием залегает лагунно-сабкховая пачка или толща кавернозных доломитов. Породы характеризуются интенсивной пористостью, кавернозностью и нефтенасыщенностью. В верхней части разреза вскрыты тонкие прослои глинистых известняков, доломитов и мергелей. Пористость и кавернозность отдельных образцов достигает 30 % объема породы. Облик пород напоминает “ноздреватую” губку. Стенки многочисленных пор и каверн выполнены кристаллами кальцита, пирита, галита. Мощность отложений изменяется от первых десятков до 500 м, что обусловлено неровной кровлей биогермных водорослевых известняков.

Средний-верхний отделы, ϵ_{2-3} Чукукская свита, ϵ_{2-3} uk

Чукукская свита залегает без видимых следов стратиграфического несогласия на отложениях лагунно-сабкховой пачки. Сложена серыми, кремовыми и розовыми оолитовыми, обломочными, водорослевыми известняками с многочисленными прослоями и линзами известковых гравелитов и конгломератов. Трилобиты, обнаруженные в чукукской свите, в своем большинстве эндемичны, поэтому трактовка возраста отложений весьма противоречива. Мощность свиты довольно выдержана и не превышает 120 м.

Верхний отдел, ϵ_3 Мархиская свита, ϵ_3 mrh

Согласно залегает на чукукской свите. Представлена серыми, темновато-зелеными, буровато-коричневыми и красноцветными известняками и доломитами, часто глинистыми, алевритистыми, а также песчаниками и доломитовыми мергелями с прослоями оолитовых и водорослевых известняков, плоскогалечных известняковых конгломератов. В нижней части свиты вскрыты пористые известняки, насыщенные капельно-жидкой нефтью. Фауна обильная, но однообразная по видовому составу: *Finkelburgia marchaensis* Andr., *Kuraspis obscura* N. Tschern., *K. similis* N. Tschern., *Koldinia minor* Kob., *K. Microphalma* Kob., *Pterocerphalina sibirica* Z. Max. Средняя мощность свиты – 380 м.

Моркокинская свита, €₃ m_{rk}

В подошве свиты визуально и по каротажу выделен пласт-маркер мощностью 3.5–5 м, залегающий без видимого несогласия на породах мархинской свиты. Этот пласт сложен известковым доломитом пятнистой текстуры, комковатой структуры. Породы моркокинской свиты являются самыми древними образованиями, выходящими на дневную поверхность и слагающими днища и склоны речных долин. Представлены сероцветными, зеленовато-серыми, глинистыми известняками, мергелями, аргиллитами, чередующимися с коричневыми и темно-серыми разнотернистыми битуминозными известняками. Фауна более бедная в количественном и видовом отношении, чем в породах мархинской свиты. Мощность отложений составляет 220–280 м.

Ордовикская система, O Олдондинская свита, O₁ ol

Олдондинская свита (270–280 м), начинающая разрез ордовика, залегает согласно на моркокинской свите и представлена доломитистыми известняками, глинистыми, иногда оолитовыми доломитами. Отмечены также водорослевые известняки. Окраска пород серая, местами красноцветная.

Силурийская система, S

Силурийские отложения повсеместно залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на различных горизонтах ордовика. В бассейнах рек Марха и Моркока пландоверийский ярус (100–210 м) представлен преимущественно известняками, в меньшей мере мергелями и известково-глинистыми сланцами. В основании силура в некоторых разрезах встречаются валунно-галечные конгломераты. Кроме обычных карбонатно-глинистых пород присутствуют коралловые, ракушняковые карбонаты, битуминозные известняки и граптолитовые сланцы.

Девонская система, D

Девонские породы развиты ограниченно. Представлены пестроокрашенными мергелями, доломитами, известняками, аргиллитами с включениями гипса.

Тектоника

В последние годы в пределах района проведен большой объем буровых и геофизических работ. Это дало возможность получить новые данные о дизъюнктивной тектонике и вулканогенных структурах, выяснить фациальные изменения разрезов верхнего и среднего кембрия.

В северо-западной части района выявлена антиклинальная Сугуннахская структура, ограниченная системой разломов. С поверхности отмечен крутопадающий разлом с частыми зонами дробления, брекчирования и субвертикальными зеркалами скольжения. Эта особенность отчетливо видна по увеличению угла наклона слоистости вскрытого разреза от практически горизонтального в нижней части до почти вертикального (85°) в верхней. В карбонатно-глинистой толще наряду с хрупкими де-

формациями наблюдается изгиб слоев с признаками пластического течения (буди-наж, микроплойчатость).

В карбонатной толще нижнего палеозоя выделены Далдынская и Алакитская флексуры. Далдынская флексура в плане имеет вид валообразной асимметричной складки. Ее северо-восточное крыло более приподнятое и пологое. Крылья флексуры осложнены небольшими малоамплитудными впадинами и поднятиями. Прости-рание оси флексуры не выдержано. На ее ориентировку, по-видимому, оказал влия-ние Силигиро-Мархинский разлом, протягивающийся через всю рассматриваемую площадь в субмеридиональном направлении. По осевой части флексуры предполо-жительно проведена граница рифового барьерного пояса.

В пределах северо-восточного крыла Далдынской флексуры выявлено значи-тельное количество тектонических нарушений, кимберлитовых трубок, в том числе тр. Зарница. Трубка Удачная расположена на юго-западном фланге флексуры.

К юго-западу от Далдынской флексуры прослеживается Октябрьский разлом, который не выдержан по простиранию. Вертикальная амплитуда смещения разлома около 200 м. Его юго-западное крыло опущено, а северо-восточное – приподнято. Породы в зоне разлома раздроблены до глубины 300 м. Направление трещин в ос-новном вертикальное и субвертикальное. На стенках трещин зафиксированы зерка-ла скольжения.

В центральной части района находится Чукукско-Мархинское поднятие, имею-щее изометрическую форму. Северо-восточное крыло поднятия осложнено разлома-ми северо-западного простираня, в том числе и Октябрьским. До глубины 450 м породы осветлены, доломитизированы. Частые и крутопадающие зеркала скольже-ния чередуются с участками брекчирования. На юго-западе района выделены разло-мы протяженностью в несколько десятков километров: Алакитский, Северо-Восточ-ный, Байгахский, Чукукский и Айхальский. Все разломы имеют сбросовый характер.

К тектоническим разломам приурочена большая часть известных кимберлито-вых трубок.

Магматизм

В Далдыно-Алакитском районе магматические породы широко распростране-ны и представлены образованиями кимберлитовой и трапповой формаций. Отложе-ния кимберлитовой формации выполняют трубки взрыва и жилы. Кимберлитовые трубки в плане имеют вытянутую овальную форму, редко изометричную. С глуби-ной поперечное сечение тел уменьшается, а сами тела переходят в дайкообразные подводящие каналы. В пределах крупных и средних кимберлитовых трубок выделя-ется несколько фаз внедрения. Контакт кимберлитов с вмещающими породами чет-кий, часто осложнен тектоническими нарушениями в зоне смятия. Возраст кимбер-литов трактуется как позднедевонский – раннекаменно-угольный (D_3-C_1).

Трапповая формация представлена штоками и дайками долеритов нормального ряда мелкокристаллической структуры и массивной текстуры. Вмещающие породы на контакте с интрузиями интенсивно изменены, скарнированы, окремнены и доломити-зированы. Скарнирование проявилось в образовании мелких зрен пироксена.

Возраст пород трапповой формации определен как позднепермский–раннетри-асовый (P_2-T_1) [Мащак, 1973; Докембрийская геология..., 1988].

2.4. Геокриологические условия

Становление и эволюция криолитозоны обусловлены глобальными изменениями особенностей теплообмена в системе атмосфера – литосфера при общем похолодании климата, начиная с конца неогена [Геокриология..., 1989]. В результате формирования отрицательной среднегодовой температуры горных пород в слое годовых теплооборотов началось глубокое промерзание геологического разреза, продолжавшееся до установления стационарного или близкого к нему состояния. В условиях стационарного режима мерзлых толщ мощность криолитозоны определялась тремя параметрами: температурой поверхностного слоя, теплопроводностью горных пород и внутриземным тепловым потоком [Балобаев, 1991]. Региональные особенности криолитозоны обусловлены пространственным распределением этих параметров и в настоящее время. Далдыно-Алаakitский район расположен в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород и характеризуется наличием мощной зоны отрицательных температур и низкой (до $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$) среднегодовой температурой воздуха, высокой теплопроводностью (2.2–4.1 Вт/(мК)) горных пород, а также крайне низким (21–27 мВт/м²) внутриземным тепловым потоком (табл. 4). В результате сформировалось уникальное тепловое поле, характеризующееся низкими температурами земных недр и малыми градиентами.

Первые сведения о мощности криолитозоны в исследуемом районе получены в 60-е годы. По результатам геотермических наблюдений в Мархинских скважинах 1 и 2 установлено, что зона отрицательных температур горных пород достигает 1450 м [Мельников, 1966]. В дальнейшем сотрудниками Института мерзлотоведения СО РАН были получены обширные данные о температуре и мощности криолитозоны региона [Балобаев и др., 1983; Климовский, Готовцев, 1994]. Геотермические наблюдения выполнены в скважинах, пробуренных как в кимберлитовых трубках (Удачная, Зарница, Сытыканская, Юбилейная, Айхал), так и во вмещающих осадочных породах (рис. 4).

Таблица 4

Теплопроводность осадочных пород и кимберлитов в Далдыно-Алаakitском районе
[Балобаев и др., 1983; Балобаев, 1991]

Геологический индекс	Положение в разрезе	λ , Вт/(мК)	Состав отложений
O ₁ ol	Олдондинская свита	3.96	Доломит, известняк
E ₃ mrk	Моркокинская свита	3.42	Доломит, аргиллит
E ₃ mgh	Мархинская свита	2.90	Мергель, доломит
E ₂₋₃ ck	Чукуская свита	2.97	Известняк
E ₂ lg	Лагунно-сабкховая пачка	4.13	Доломит
E ₁ em	Эмяксинская свита	4.05	Известняк
D ₃ -C ₁	Трубка Удачная	2.2	Кимберлит
D ₃ -C ₁	Трубка Сытыканская	2.5	То же
D ₃ -C ₁	Трубка Юбилейная	2.4	»

Примечание: λ – теплопроводность.

Рис. 4. Схема расположения участков геотермических наблюдений в Далдыно-Алакитском районе:

1 – кимберлитовые трубки; 2 – кусты геотермических скважин.

В результате проведенных исследований установлено, что температура пород изменяется от -2.9 до -8.75 °С (рис. 5), а мощность криолитозоны варьирует от 720 до 1100 м (табл. 5).

Исключение составляет участок трубки Юбилейной. Широкий диапазон изменения температуры ($+4.0 \dots -6.0$ °С) горных пород обусловлен отопляющим влиянием озера Безымянного, расположенного в поле трубки. Наиболее высокие температуры (от $+4$ до 0 °С) зафиксированы под озером, где мощность талика составила 120 м [Девяткин, Шамшурин, 1980]. В настоящее время озеро спущено, и разработка месторождения проводится открытым способом. В 1998 г. глубина карьера достигла 250 м.

Севернее р. Далдын методом ВЭЗ получены данные о мощности мерзлых толщ по региональным профилям г. Удачный – реки Молодо и Оленек – пос. Жиганск.

Установлено, что мощность мерзлой толщи вдоль профилей испытывает резкие хаотичные колебания, амплитуда которых достигает нескольких сотен метров [Якупов и др., 1984; Калинин, Якупов, 1989]. Эти колебания контролируются различной минерализацией подмерзлотных соленых вод и рассолов, а также теплопроводностью горных пород. Предельные оценки мощности современной криолитозоны, геотермического градиента и среднегодовой температуры мерзлых пород района составляют соответственно 1580 м, 0.0054 °С/100 м, -8.5 °С.

Таблица 5

Геотермическая характеристика Далдыно-Алакитского района
(по данным В.Т. Балобаева и др., [1983] с добавлениями)

Участок геотермических наблюдений в пределах трубок	Абс. отм., м	Среднегодовая температура горных пород, °С		Мощность многолетнемерзлых пород, м	Мощность криолитозоны, м	Геотермический градиент	
		от	до			интервал глубин, м	°С/100 м
Удачная	325	-2.9	-8.8	180–230	820–1050	200–800	0.5–1.1
Зарница	425	-3.4	-4.2	220	1070	200–700	0.4–0.6
Сытыканская	720	-4.0	-6.5	600–630	900–1100	100–600	0.3–0.5
Айхал	500	-3.0	-5.0	400–430	720	110–400	0.4
Юбилейная	620	+4.0	-6.0	500–600	720–780	100–400	0.6–0.9



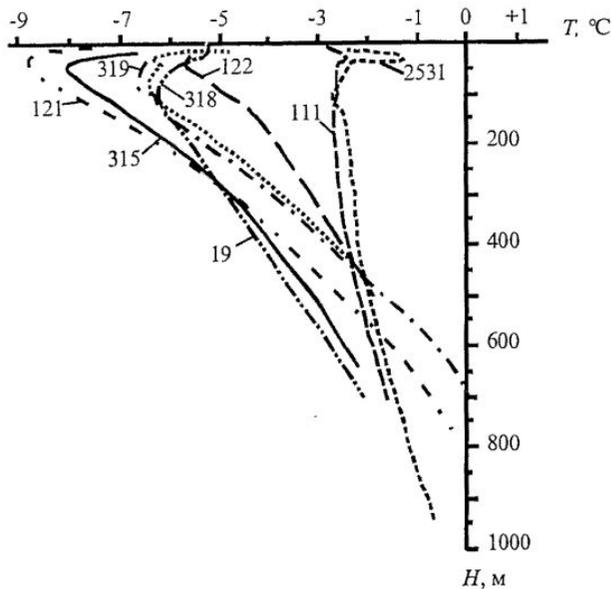


Рис. 5. Распределение температуры горных пород в скважинах в районе деятельности Удачинского ГОКа [Климовский, Готовцев, 1994]. Цифрами у кривых показаны номера скважин.

На глубине 2.5 км температура пород не превышает 5–16 °С, а градиент температуры в интервале глубин 0.9–1.4 км составляет 0.9–1.1 °С/100 м. Юго-восточнее, в пределах Вилюйской синеклизы, сложенной толщей слаболитифицированных осадков, температура пород и ее градиент в 3–5 раз выше. Это полностью соответствует более высокому тепловому потоку (43–108 мВт/м²) и значительно мень-

шей (1–2 Вт/(м·К)) теплопроводности пород, преимущественно песчаников [Балобаев и др., 1983].

2.5. Подземные воды

Район расположен в зоне сочленения Якутского и Тунгусского артезианских бассейнов, входящих в состав крупнейшей в мире Сибирской гидроминеральной провинции, занимающей площадь около 2 млн км².

Подземные воды зоны активного водообмена полностью проморожены, а ниже залегают отрицательно-температурные рассолы – криопэги*. Незначительные скопления пресных подземных вод свойственны породам сезонно-талого слоя, а также гидrogenным несквозным подозерным и подрусловым таликам. Детально вопросам гидрогеологического районирования и стратификации разреза района занимались гидрогеологи-производственники Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА». Ими получен, обобщен и опубликован обширный фактический материал, явившийся основой для написания этого раздела [Геология, гидрогеология..., 1986].

По особенностям пространственного взаимоотношения многолетнемерзлых пород и подземных вод в районе выделяются надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные воды.

Надмерзлотные воды представлены водами слоя сезонного оттаивания, а также гидrogenных несквозных подрусловых и подозерных таликов. Воды сезонно-талого

*Криопэги – отрицательно-температурные высокоминерализованные воды [Неизвестнов, Толстихин, 1970].

слоя характеризуются сплошным распространением и приурочены к рыхлым четвертичным отложениям. Они существуют только в течение летне-осеннего периода. Мощность горизонта не превышает 1–2 м. Нижним водоупором для таких вод являются многолетнемерзлые породы. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков. Сток надмерзлотных вод сезонно-талого слоя происходит в соответствии с уклонами поверхности земли, поэтому существование, режим и динамика этих вод в значительной степени определяются рельефом. С наиболее приподнятых и расчлененных участков поверхности подземные воды быстро стекают вниз, к подножиям склонов и далее к тальвегам долин. На плато, в днищах долин рек, где движение вод замедлено, а иногда почти отсутствует, развивается заболачивание, образуются мари. Подземные воды имеют преимущественно гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав с минерализацией от 0.3 до 0.5 г/дм³, значения рН изменяется от 6.9 до 7.6.

Воды подрусловых таликов распространены в долинах рек Мархи, Сохсолооха, Далдына, Сытыкана и приурочены к аллювиальным песчано-гравийно-галечным четвертичным отложениям, а также наиболее выветрелой части коренных пород. Мощность водоносных горизонтов изменяется от 5 до 30 м. Отличительной особенностью подземных вод является тесная связь с поверхностными водами рек, что выражается в химическом составе. Воды подрусловых таликов имеют сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав с минерализацией до 0.5 г/дм³.

Воды подозерных таликов распространены преимущественно в пределах траппового плато под наиболее крупными озерами и искусственными водоемами. Мощность таликов достигает 150 м и более. По химическому составу подземные воды сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией до 2 г/дм³.

Межмерзлотные воды распространены весьма ограниченно и приурочены к отложениям олдондинской свиты нижнего ордовика. Водовмещающие породы представлены пористыми трещиноватыми, а также доломитизированными известняками. Водоносный горизонт вскрыт несколькими скважинами в зоне Далдынской флексуры. Глубина его залегания составляет 18–74 м, а мощность – первые метры. Подземные воды имеют хлоридный магниево-кальциевый состав. Их минерализация редко превышает 100 г/дм³. Установившиеся уровни межмерзлотных вод располагаются на 30–50 м выше, чем уровни верхнекембрийского подмерзлотного водоносного комплекса.

Подмерзлотные воды вскрыты в интервале глубин от 0.1 до 2.5 км. Ниже подошвы многолетней мерзлоты в пределах района выделено четыре водоносных комплекса: верхне-, средне-, нижнекембрийский и верхнепротерозойский, а также обводненные зоны кимберлитов и траппов [Геология..., 1986].

Верхнекембрийский водоносный комплекс ($\epsilon_3mrk + \epsilon_3mrh$) распространен повсеместно и приурочен к карбонатным разностям отложений моркокинской и мархинской свит. Породы комплекса представлены частым переслаиванием тонких глинистых и карбонатных разностей. Среди плотных непроницаемых слоев выделяются пласты-коллекторы, распределение которых в плане и разрезе крайне неравномерное. В условиях горизонтального и моноклинального залегания пород зафиксировано несколько водоносных горизонтов, объединяющих пласты-коллекторы трещинно-порового типа. Общая мощность водоносного комплекса изменяется от 2–3 до 10–30 м,

а эффективная – не превышает 3–5 м. Глубина вскрытия зависит главным образом от геоморфологических особенностей территории и возрастает с северо-запада на юго-восток от 90 (в долинах рек) до 700 м (на водоразделах).

Водоносный комплекс характеризуется низкой водообильностью. Водопроницаемость изменяется от $n \cdot 10^{-2}$ до $n \cdot 10^{-4}$ м²/сут. В зонах тектонического дробления значения коэффициента водопроницаемости возрастают до 7,3–32 м²/сут. Подземные воды комплекса имеют величину напора над кровлей от 10–25 (на севере) до 140–280 м (на юге). Уровень подземных вод устанавливается на глубинах +170...+250 м абс. В основании водоносного комплекса залегают практически непроницаемые осадочные породы, мощность которых колеблется от 30 до 200 м. Водоупор отделяет среднекембрийский и более глубокие водоносные комплексы.

Подземные воды верхнекембрийского комплекса представлены хлоридными натриево-магниевыми кальциевыми солеными водами и рассолами. Минерализация их изменяется от 31 до 203 г/дм³ при среднем значении 90 г/дм³.

Среднекембрийский водоносный комплекс ($\mathcal{E}_{2-3} \text{чк} + \mathcal{E}_2$) приурочен к глинисто-карбонатным отложениям низов чукукской свиты верхнего кембрия и карбонатным отложениям среднего кембрия. Кровлей комплекса служат карбонатно-глинистые плотные и непроницаемые отложения мархинской свиты верхнего кембрия. По типу пластов-коллекторов и гидродинамическим параметрам в разрезе выделено три водоносных горизонта.

Первый водоносный горизонт ($\mathcal{E}_{2-3} \text{чк}$) приурочен к отложениям чукукской свиты верхнего кембрия, представленным ритмичным переслаиванием глинистых известняков, известняков и доломитов. Доля глинистых пород в разрезе не превышает 20 %. Мощность горизонта достаточно выдержана по площади и составляет в среднем 90 м, а эффективная – изменяется от 14 до 43 м. Кровля имеет горизонтальное залегание и вскрывается на глубине от –160 до –185 м абс. Тип коллекторов преимущественно поровый.

Второй водоносный горизонт (\mathcal{E}_2^1) соответствует лагунно-сабкховой доломитовой толще верхней пачки среднего кембрия. Мощность не выдержана по площади и меняется от 10 до 450 м. Ее величина контролируется положением биогерма, являющихся подошвой горизонта. Кровля горизонта зафиксирована на глубинах –250...–275 м абс. Тип коллекторов кавернозно-поровый.

Третий водоносный горизонт (\mathcal{E}_2^2) приурочен к спорадически обводненным зонам биогерма нижней части пачки среднего кембрия. Мощность его изменяется от 500 до 700 м. Среди 300–500-метровой толщи рифовых и плотных органогенно-обломочных известняков распространены редкие пласты-коллекторы, свойственные небольшим прослоям кавернозных доломитов. Их эффективная мощность колеблется от 10,6 до 37,3 м, что составляет 2–5 % общей мощности. Тип коллекторов трещинно-кавернозный. В ходе поинтервальных испытаний водоносного горизонта КИИ-95 получены притоки, составляющие 0.016–0.033 л/с.

Подошва среднекембрийского водоносного комплекса сложена плотными органогенными известняками удачной пачки среднего кембрия. Подземные воды имеют величину напора над кровлей 310–350 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от –164 до –180 м абс. и характеризуются незначительным уклоном в

юго-западном направлении. Подземные воды комплекса представлены хлоридными кальциевыми рассолами с минерализацией до 403 г/дм³.

Нижнекембрийский водоносный комплекс (C₁) вскрыт скважинами: Мархинской опорной 1 и параметрическими 703, 2531. Водоносный комплекс приурочен к карбонатным отложениям куонамской свиты. В интервале глубин 1390–1537 м среди переслаивающихся преимущественно плотных известняков и доломитов находятся пласты-коллекторы трещинного типа. Проведение откачки из скв. 703 в течение 30 сут со средним дебитом 150 м³/сут не дало должных результатов. Понизить уровень воды в скважине не удалось. Это указывает на высокую водообильность комплекса. Коэффициент водопроницаемости ориентировочно составляет 50–60 м²/сут, а величина напора подземных вод – 1200–1335 м. Гидравлическая связь между нижнекембрийским и вышележащими водоносными комплексами не изучена. Рассолы имеют хлоридный кальциевый состав и минерализацию около 400 г/дм³.

Верхнепротерозойский водоносный комплекс (PR_{3st}) вскрыт вышеперечисленными скважинами. Он приурочен к слаботрещиноватым карбонатным и глинисто-карбонатным породам верхней части старореченской свиты. Выше его кровли (2260 м) залегают плотные известняки эмьяксинской и манькайской свит нижнего кембрия. Мархинской опорной скважиной рассолы вскрыты на глубинах 1810 и 1833 м. Получен приток воды с удельным дебитом 0.035 м³/сут. В скв. 703 испытан интервал глубин 2261–2304 м. Приток воды составил 33.4 м³/сут. Ниже, до фундамента, по данным ГИС, коллекторы отсутствуют. Подземные воды комплекса характеризуются величиной напора над кровлей 1650–2100 м и имеют хлоридный кальциевый состав с минерализацией около 400 г/дм³.

Обводненные зоны траппов (vbP₂-T₁) и кимберлитов (sD₃-C₁). Кроме охарактеризованных комплексов в районе распространены обводненные зоны траппов и кимберлитов, имеющие различную морфологию и размеры. Они являются своеобразными гидрогеологическими “окнами”, через которые возможна гидравлическая связь между водоносными комплексами. Проницаемость зон обусловлена главным образом трещиноватостью пород. В настоящее время установлено наличие прямой гидравлической связи первой обводненной зоны кимберлитов с верхнекембрийским водоносным комплексом, а также второй обводненной зоны кимберлитов со среднекембрийским водоносным комплексом. Подземные воды обладают единой величиной напоров, идентичны по составу и минерализации. Гидравлическая связь между первой и второй обводненными зонами не изучена.

СТРОЕНИЕ КРИОЛИТОЗОНЫ

3.1. Геокриологический разрез

В разных районах толщи пород с отрицательной температурой характеризуются различным геокриологическим строением. Принципы типизации геокриологических разрезов освещены в работах М. И. Сумгина [1937], Н. И. Толстихина [1941], И. Я. Баранова [1960, 1965], Н. А. Вельминой [1970], Н. Н. Романовского [1968, 1983, 1993], С. М. Фотиева [1971, 1974, 1975, 1978, 1988, 1990] и др. Все исследователи отмечают, что при отрицательной температуре горные породы могут быть не сцементированы льдом.

Установлено, что во многих регионах страны под толщей мерзлоты залегают породы, которые содержат охлажденные (ниже 0 °С) высокоминерализованные подземные воды. На основе многочисленных данных Н. И. Толстихиным выделен особый пояс многолетних отрицательных температур литосферы, состоящий из трех зон: 1) зоны сезонных переходов жидкой фазы воды в твердую; 2) мерзлой зоны литосферы с преобладанием твердой фазы над жидкой; 3) зоны отрицательно-температурных вод в жидкой фазе.

И. Я. Баранов выделил “слой с отрицательной температурой горных пород” который включает в верхней части толщу мерзлых пород, содержащих лед, а в нижней – мощный горизонт отрицательно-температурных соленых вод и рассолов. Развивая положения ведущих исследователей, Р. С. Кононова, Я. В. Неизвестнов, Н. И. и О. Н. Толстихины [1971] наметили два основных типа геокриологического разреза. Первый тип характеризуется тем, что мощность многолетнемерзлых пород меньше мощности гидрогеохимической зоны пресных подземных вод. Положение нулевой изотермы совпадает с подошвой мерзлой толщи. Пресные подмерзлотные воды имеют положительную температуру, возрастающую с глубиной. Второй тип геокриологического разреза характеризуется тем, что мощность пояса отрицательных температур существенно превышает мощность мерзлой толщи. Зона пресных подземных вод полностью заморожена. В основании многолетнемерзлых пород залегают криопэги.

Понятие мерзлотно-гидрогеологического разреза, под которым понимается вертикальный разрез горных пород от поверхности земли в глубину, пересекающий мерзлую толщу (массив) со всеми включенными в нее водоносными горизонтами, таликами и подземными льдами, введено Н. А. Вельминой.

С. М. Фотиев разработал генетическую классификацию криогенной толщи, основанную на особенностях развития многолетнего **криогенного метаморфизма горных пород*** в зависимости от степени их охлаждения, наличия в порых и трещинах

*Криогенный метаморфизм горных пород – совокупность физических, физико-химических и физико-механических процессов, вызывающих различные изменения в горных породах при колебании их температуры в пределах ее отрицательных значений, но особенно под влиянием кристаллизации содержащейся в них гравитационной, капиллярной и пленочной воды [Баранов, 1962].

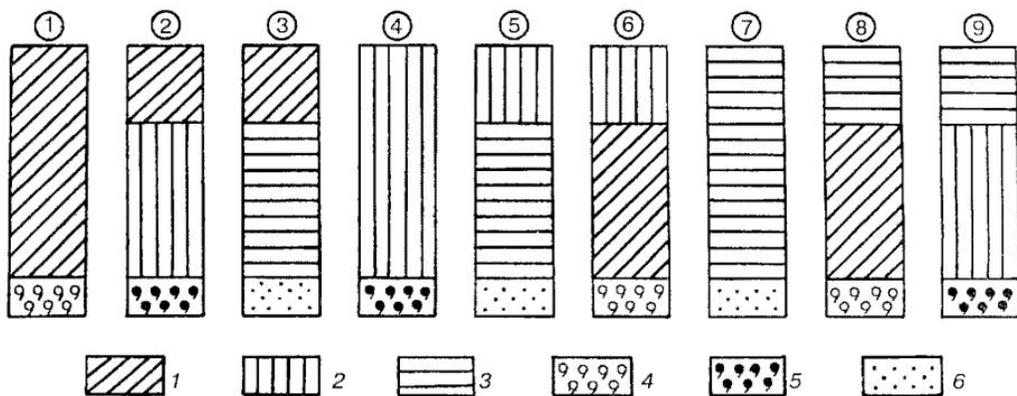


Рис. 6. Строение различных типов криогенной толщи (по С. М. Фотиеву [1971]):

1 – ярус мерзлых горных пород; 2 – ярус охлажденных пород; 3 – ярус морозных пород; 4 – породы с положительной температурой, содержащие пресные воды; 5 – породы с положительной температурой, содержащие высокоминерализованные воды; 6 – воздушно-сухие породы с положительной температурой. Цифры в кружках – типы криогенной толщи.

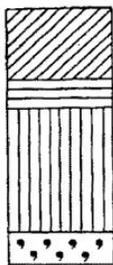
гравитационной воды, а также состава и минерализации последней. Под криогенной толщей автор понимает комплекс осадочных, метаморфических и магматических пород, свойства которых сформировались в конкретной мерзлотно-гидрогеологической обстановке под влиянием процессов многолетнего криогенного метаморфизма. Мощность криогенной толщи соответствует мощности пояса отрицательных температур. В соответствии с теоретическими разработками выделено девять типов криогенной толщи, отличающихся по соотношению в вертикальном разрезе различных ярусов горных пород (рис. 6, цифры в кружках). Каждый ярус может быть представлен мерзлыми, охлажденными или морозными толщами, литологические, теплофизические и гидрогеологические свойства которых различны.

Мерзлые горные породы (почвы и грунты) содержат лед и имеют отрицательную или нулевую температуру. Охлажденные породы также имеют отрицательную или нулевую температуру и содержат в трещинах и порах гравитационную минерализованную воду. Морозные породы находятся в воздушно-сухом состоянии и охлаждены ниже 0°C .

На основе разработанной классификации проведено районирование области распространения **криолитозоны***. Далдыно-Алакатитский район входит в состав Анабаро-Оленекской провинции, расположенной в северной геокриологической зоне [Фотиев и др., 1974]. По мнению авторов, криолитозона имеет двухъярусное строе-

*Криолитозона – часть земной коры, в которой породы имеют отрицательную или нулевую температуру вне зависимости от наличия и фазового состояния воды в ней [Романовский, 1983]. Термины “криолитозона” и “криогенная толща” – синонимы.

Рис. 7. Строение криолитозоны в Далдыно-Алакитском районе.
Усл. обозн. см. на рис. 6.



ние и образована мерзлыми горными породами, ниже которых залегает ярус охлажденных пород (см. рис. 6). Однако детальное изучение керна скважин, пробуренных с продувкой забоя воздухом, пределах кимберлитовых трубок и во вмещающих осадочных породах, показало, что многолетнемерзлую толщу в районе подстилают морозные породы. Наличие морозных пород в нижней части мерзлой толщи подтверждено также данными геофизических исследований [Якупов и др., 1984; Геокриология..., 1989]. Ниже залегают породы, содержащие отрицательно-температурные соленые воды и рассолы. Подмерзлотные воды первого от поверхности комплекса обладают напором над кровлей, изменяющимся от 5–25 м (на севере района) до 140–280 м (на юге).

Полученные автором данные позволили уточнить геокриологический разрез района и выделить новый тип строения криогенной толщи. Криолитозона имеет трехъярусное строение. До глубины 70–600 м залегают многолетнемерзлые горные породы, которые сменяются ярусом морозных пород мощностью 30–50 м. Ниже по разрезу до глубины 720–1450 м находится ярус охлажденных пород, заполненных отрицательно температурными водами (рис. 7).

Впоследствии выявленная особенность распределения ярусов в криогенной толще учитывалась при районировании Средней Сибири по типам строения криолитозоны [Геокриология..., 1989; Романовский, 1993].

Глубокое охлаждение геологического разреза в течение четвертичного периода привело к полному промерзанию пресных подземных вод зоны активного водообмена. Трещины и пустоты, являвшиеся путями фильтрации воды в породах, заполнились льдом, а сами породы превратились в плотные монолиты. Особенности криогенного строения пород во многом зависели от их литолого-петрографического состава, характера трещиноватости, степени выветрелости, влажности (водосодержания), а также от конкретной структурно-тектонической обстановки, существовавшей к моменту промерзания.

Строение эпикриогенных осадочных толщ и кимберлитов изучено в районе тр. Удачная. Детальная документация керна и описание криогенного строения пород производились в процессе бурения скважин с продувкой забоя сжатым воздухом. Особое внимание уделялось крупномасштабным зарисовкам керна. Они выполнялись для характерных, а также аномальных участков трещин, отличающихся невыдержанностью сечения, сложным соотношением определенных видов заполнителя. Кроме того, на зарисовках показывались вторичные изменения пород вдоль трещин, распределение и ориентировка каверн, их размеры, форма, заполнение, взаимоотношение с трещиноватостью. Для оценки льдистости мерзлых пород устанавливались степень заполнения трещин льдом, виды заполнителя и их взаимное расположение, процентное содержание льда по отношению к объему породы.

3.1.1. Криогенное строение осадочных терригенно-карбонатных толщ

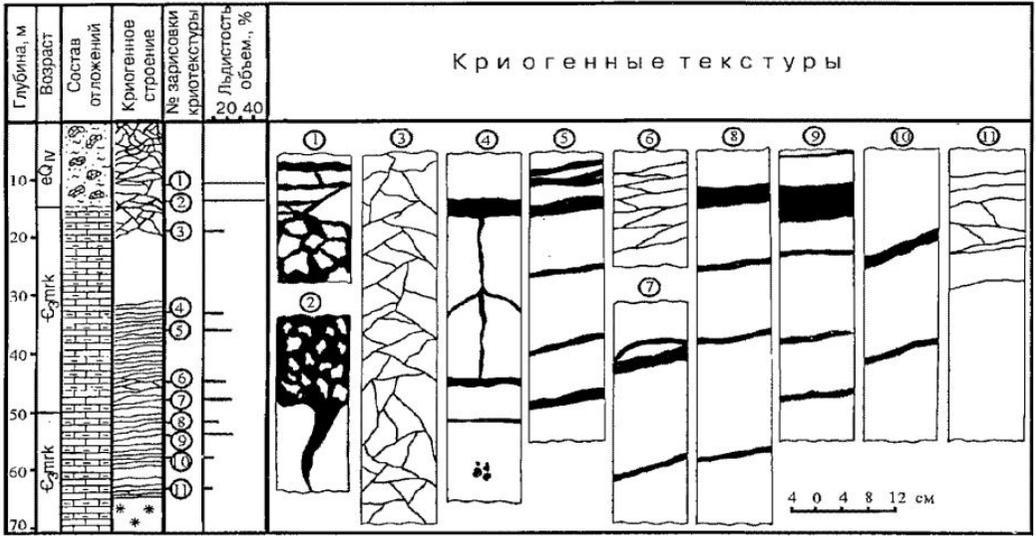
Фактический материал о криогенном строении осадочных пород получен при описании керна скважин, пробуренных в долинах рек Далдын, Сытыкан и на водоразделах. Анализ данных показал, что коренные терригенно-карбонатные толщи в районе перекрыты четвертичными отложениями, представленными деэлювиальными, проэлювиальными и элювиальными образованиями щебенисто-глибового состава. Днища долин выполнены аллювиальным гравийно-галечным материалом. В целом мощность рыхлых отложений составляет 1.5–6 м, иногда до 15 м, а объемная льдистость пород – 40–50 %. Пустоты между обломками заполнены льдом со значительным количеством минеральных включений. В мерзлом состоянии щебень и дресва взвешены во льду. Породы имеют корковые, контактные и базальные криогенные текстуры. Под чехлом рыхлых отложений залегают разрушенные коренные породы нижнего ордовика и верхнего кембрия, представленные переслаивающимися глинистыми и доломитизированными известняками, мергелями, доломитами.

В породах с ненарушенным залеганием (рис. 8, *а, б*) до глубины 15–25 м выделяется наиболее льдонасыщенный горизонт. Осадочные толщи представляют собой так называемые криокластиты. Породам свойственны трещинные и пластово-трещинные незакономерно сетчатые полно выраженные криогенные текстуры. Объемная льдистость составляет 20–30 %.

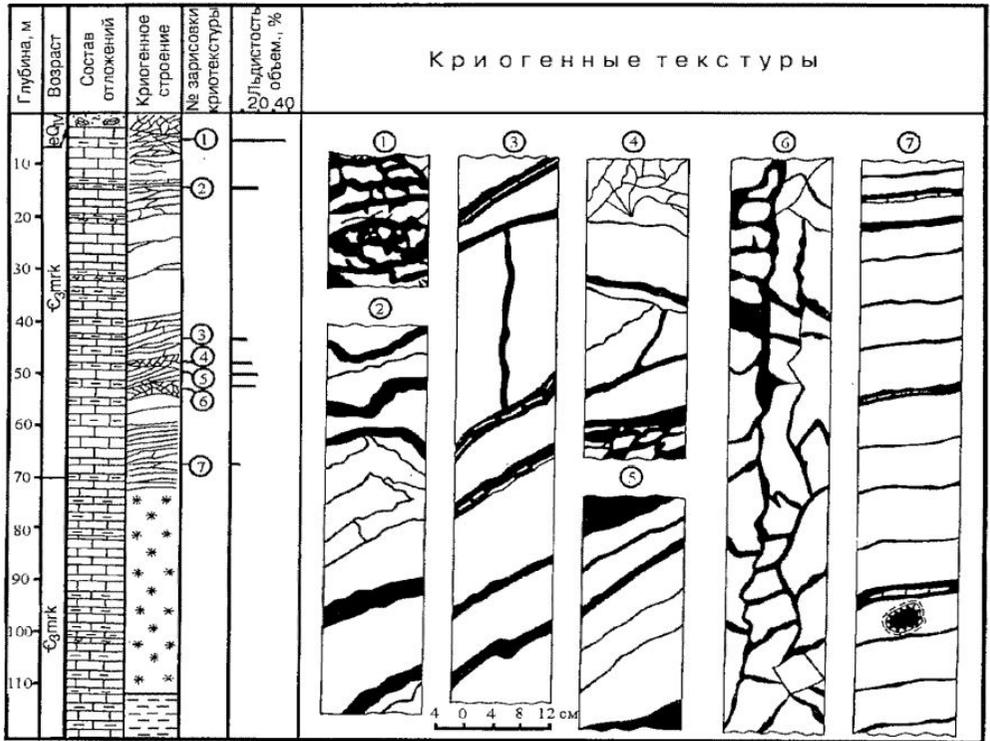
На глубине свыше 25 м основной фон трещиноватости определяется наличием трещин напластования. Ледяные включения типичны для контактов пород различного литолого-петрографического состава, а именно – глинистых и доломитизированных известняков, известняков и мергелей и т. п. Плотные породы (известняки, доломиты) разбиты вертикальными и наклонными трещинами скола шириной 0.5–2.0 см. В ряде случаев на стенках трещин отмечаются зеркала скольжения. Кроме этого, фиксируются интервалы пористых и кавернозных известняков. Диаметр каверн составляет 0.2–0.5 см, а иногда 1.5–2.0 см. Мерзлые породы имеют трещинные, пластово-трещинные и пластово-трещинно-карстовые криогенные текстуры. Лед в трещинах чистый, прозрачный, иногда в его массе заключены пропластки мергелей и известняков. Объемная льдистость пород изменяется по разрезу от 20 до 5 %. Влажность глинистых известняков составляет 6–14 %. В ряде случаев скважинами вскрыты пачки монолитных крепких известняков и доломитов мощностью 2–5 м. Пленки льда визуально видны только на сколе образцов. Подошва многолетнемерзлых пород фиксируется на глубине 70–220 м. Влажность этих литологических разностей не превышает 1–2 %. Ниже по разрезу до кровли первого от поверхности водоносного комплекса прослеживается 40–60-метровая толща морозных горных пород, лишенных включений льда (рис. 8, *в*).

Криогенное строение осадочных пород в зонах тектонических нарушений изучено на основании исследования керна скважин глубиной 60–260 м. Установлено, что зоны дробления осадочного чехла отличаются интенсивной трещиноватостью и связанной с ней льдистостью. Породы в них местами превращены в щебень и сцементированы льдом. В приповерхностных интервалах в этом случае отмечаются расши-

a



б



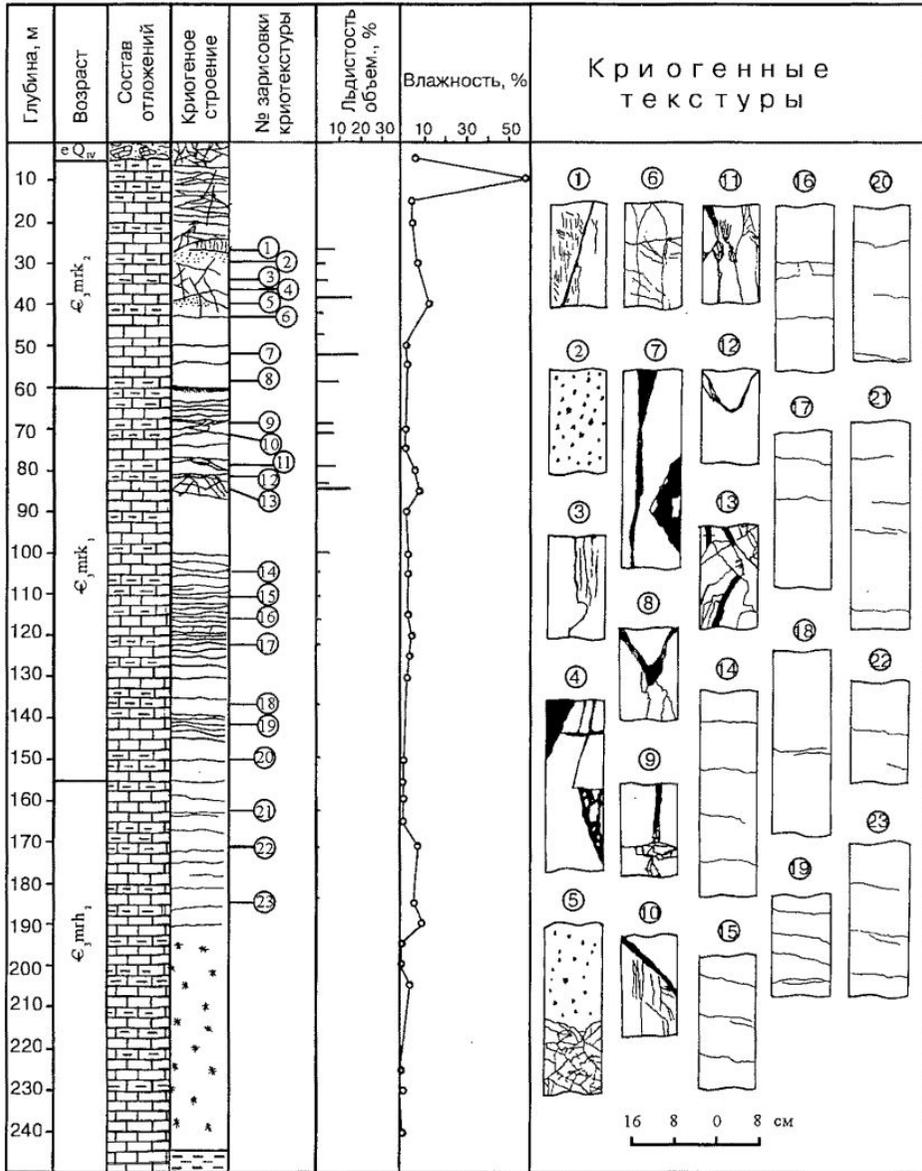
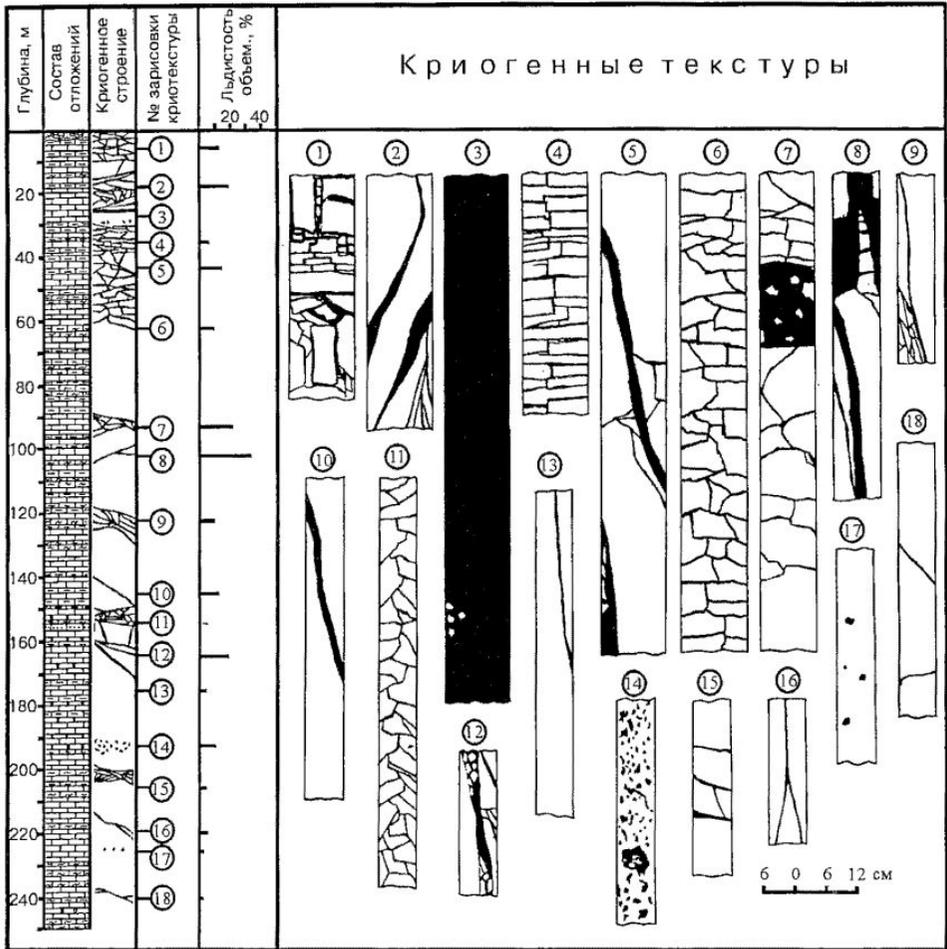


Рис. 8. Криогенное строение осадочных пород с ненарушенным залеганием (а – скв. 12, б – скв. 4, в – скв. 81).

1 – элювиальные отложения; 2 – известняки; 3 – глинистые известняки; 4 – мергели; 5 – лед в трещинах; 6 – корочки кальцита и ожелезнение; 7 – каверны, заполненные льдом; 8 – морозные породы; 9 – подземные воды



ренные трещинные, трещинно-жильные и базальные криогенные текстуры (рис. 9, а, б). Ниже по разрезу осадочные толщи разбиты вертикальными и наклонными трещинами шириной от 0.5 до 12 см. Лед в трещинах чистый, прозрачный. В его массе заключены обломки пород. Трещины напластования зафиксированы только в глинистых известняках и мергелях. Для крепких известняков и доломитов характерно обилие пор и каверн диаметром от 0.2 до 5 см. Глинистые известняки, пронизанные сетью тонких (0.1–0.2 см) трещин, при оттаивании не сохраняют признаков материнской породы и рассыпаются в дресву.

В ряде случаев скважинами на глубинах 28, 35, 70 м вскрыты жилы льда мощностью 1.0–1.5, а иногда до 3.0 м. Как правило, лед с большим количеством пузырьков газа. В интервале глубин 30–210 м зафиксированы трещины и каверны, не заполненные льдом. Кроме этого, отмечены открытые полости в самом льду, выполняющем трещины, их края оплавлены, диаметр полостей достигает 10 см, а глубина 3–6 см.



Рис. 9. Криогенное строение скальных пород в зоне тектонического нарушения (а – скв. 40, б – скв. 53).

1 – элювиальные отложения; 2 – глинистые известняки; 3 – мергели; 4 – доломиты; 5 – известняки; 6 – песчаники; 7 – лед в трещинах (белым цветом на черном фоне показаны обломки породы во льду); 8 – каверны, заполненные льдом.

Породы в зоне тектонического нарушения имеют трещинные (рис. 10, б, в) трещинно-жильные (а) и базальные (г) криогенные текстуры. В соответствии с особенностями расположения жилок льда криотекстуры относятся к беспорядочно-сетчатым. Объемная льдистость пород колеблется в широких (от 10 до 50 %) пределах, причем горизонты повышенной трещиноватости распределены по глубине крайне неравномерно. Влажность пород составляет 4–25%. В приконтактной части мерзлых и морозных пород величина льдистости не превышает 2–3%.

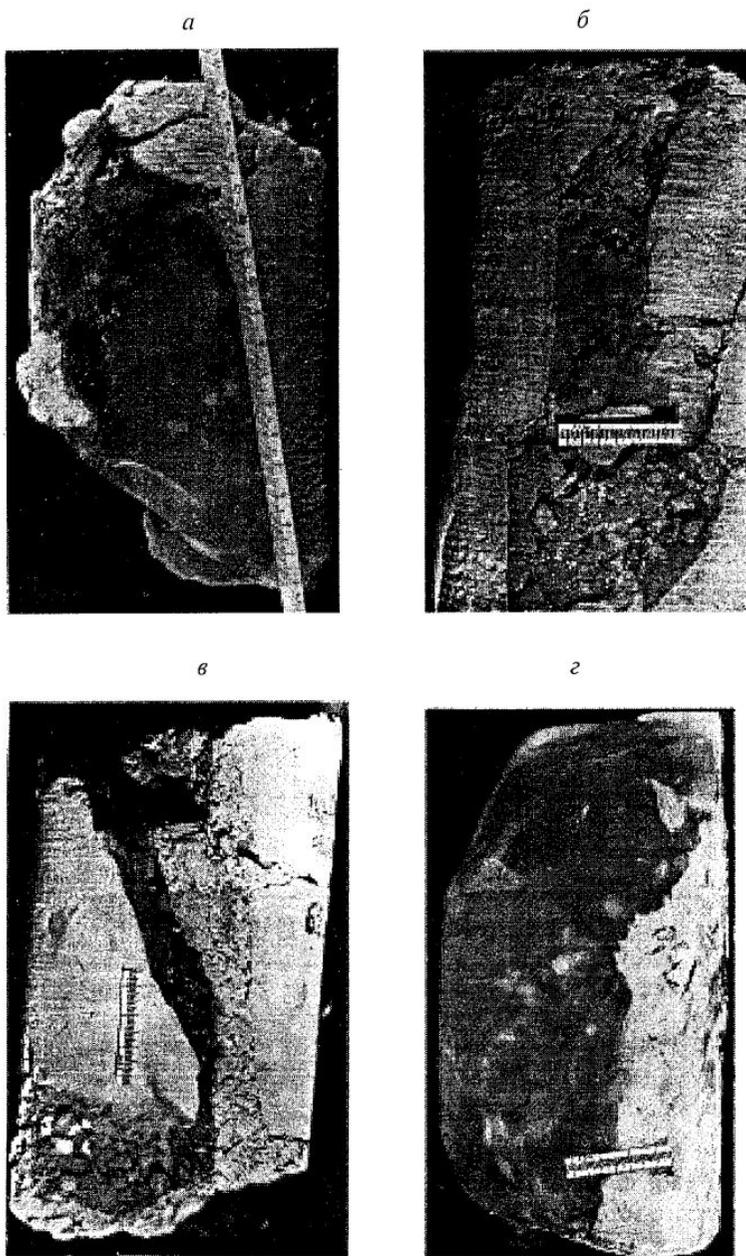
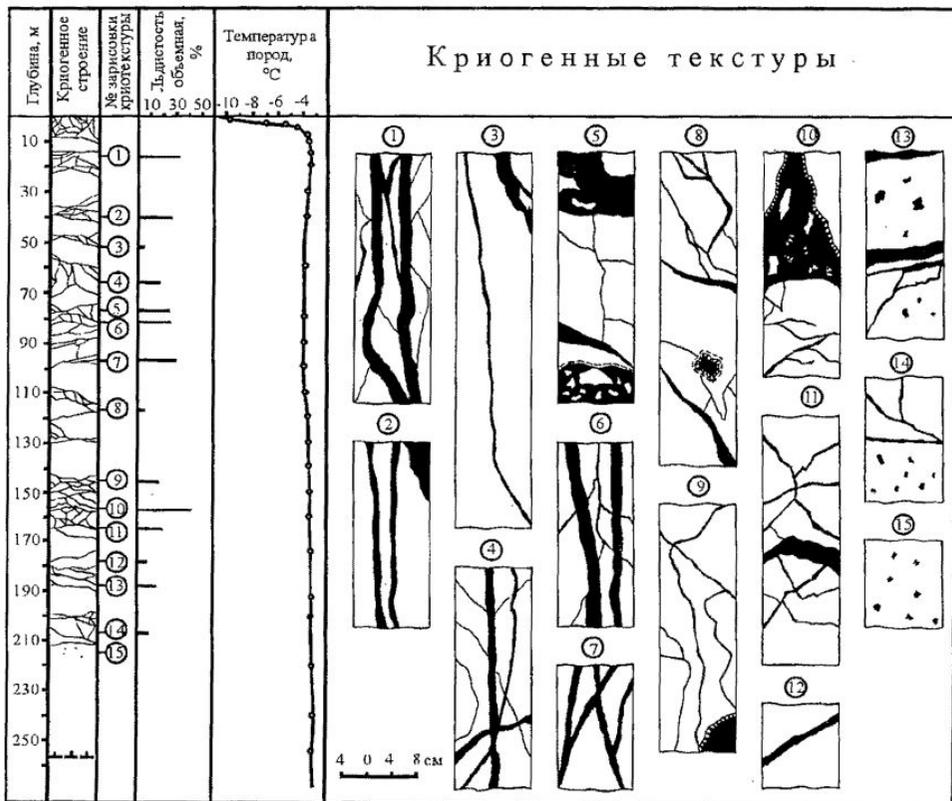


Рис. 10. Типичные криотекстуры осадочных пород в зоне тектонического нарушения (а, г – трещинно-жилые, б, в – трещинные).

Глубже 10 м пространственный рисунок криогенных текстур определен сочетанием трещин напластования, скола или отрыва. Ширина трещин напластования изменяется от 0.1 до 1.0 см, а трещин скола или отрыва – не превышает 0.4–0.5 см. Глинистые известняки раздроблены волосяными разноориентированными трещинами. Пленки льда отчетливо видны только на сколе образцов. Мерзлые породы имеют трещинные и пластово-трещинные криогенные текстуры. В интервале глубин 10–40 м льдистость образцов составляет 10–5 %, а в интервале 40–150 м – не превышает 5 %. На глубине 160 м вскрыты кимберлиты. В зоне контакта (152–160 м) льдистость осадочных пород возрастает до 12 %. Кимберлиты разбиты вертикальными, наклонными и горизонтальными трещинами. Объемная льдистость изменяется от 10 до 80 %, а у забоя скважины (230 м) – от 20 до 30 %.

а



3.1.2. Криогенное строение кимберлитовых трубок

Изучение трубок Зарница и Якутская показало, что криогенное строение кимберлитов обусловлено главным образом экзогенной трещиноватостью, развитой унаследованно по трещинам отдельности. Трещины обладают различной степенью раскрытости и бессистемной ориентировкой. Наибольшей льдонасыщенностью отличается верхняя зона кимберлитовых тел мощностью 20–30 м. Объемная льдистость пород здесь достигает 40–50 %. Кимберлиты разрушены до щебня и дресвы, а в мерзлом состоянии имеют в основном расширенные трещинные, трещинно-жильные и базальные криогенные текстуры (рис. 12, а, б).

В интервале глубин 30–200 м породы также отличаются значительной нарушенностью и льдистостью, значения которой составляют 10–35 %. Лед в трещинах

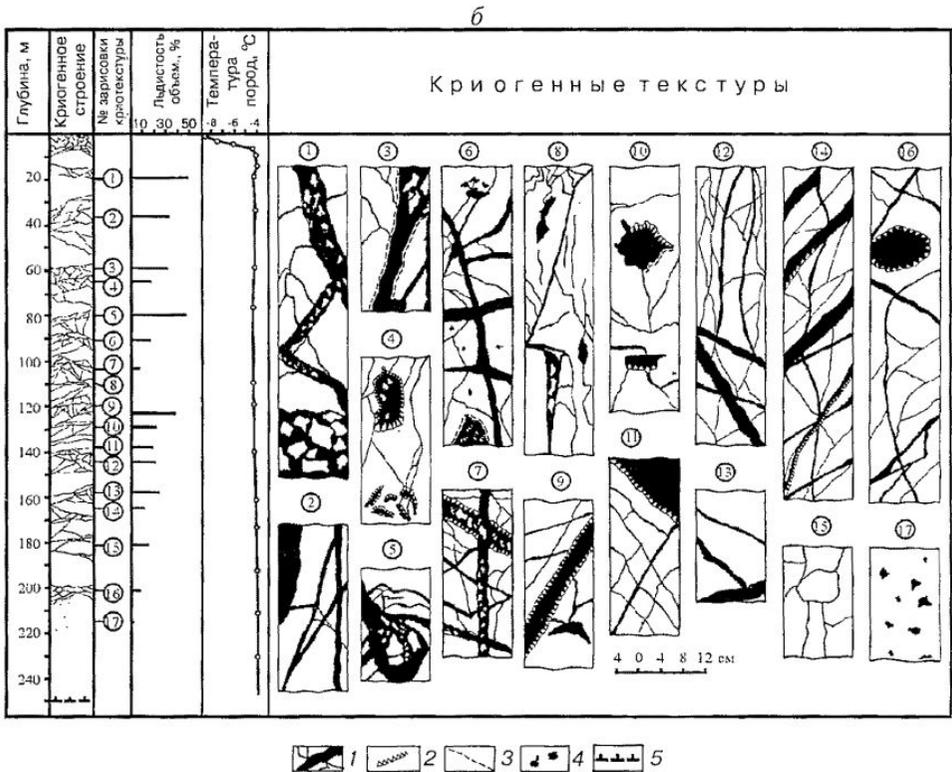


Рис. 12. Криогенное строение кимберлитов трубки Зарница (а - скв. 21, б - скв. 17):

1 - лед в трещинах; 2 - корочки кальцита; 3 - ожелезнение; 4 - лед в кавернах и порах; 5 - подошва морозных пород.

a*б**в*

Рис. 13. Трещинные криотекстуры кимберлитов (*а* – трещинно-жилвные, *б, в* – трещинные).
Фото М. П. Готовцева.

прозрачный, с пузырьками воздуха. Кимберлитам свойственны трещинные, трещинно-жилвные и трещинно-карстовые криогенные текстуры (рис. 13, *а, б, в*). В соответствии с особенностями расположения жилок льда в породе криотекстуры относятся к беспорядочно-сетчатым. Общая морфология трещин довольно однотипна. В большинстве случаев они извилистые, реже ровные, с шероховатыми стенками. Ширина трещин изменяется от 2 до 8 см. Кроме унаследованной трещиноватости интервал характеризуется обилием каверн, заполненных льдом. Размеры каверн самые различные – от 1 до 8 см в диаметре. Одной из особенностей трещин и каверн в кимберлитах является выполнение их кальцитом, редко гипсом, причем зачастую корочки кальцита оторваны от стенок трещин или каверн и взвешены во льду. То же самое можно сказать и об обломках кимберлитов, заключенных в массе льда (см. рис. 12 *а, б*).

В интервале 180–200 м трещиноватость заметно уменьшается. Объемная льдистость составляет 5–10 %, а ширина трещин не превышает 2 см. На глубине 200–220 м отмечены только каверны (диаметром 0.5–1 см), заполненные льдом. Ниже отметки 220 м выделяется монолитная толща морозных кимберлитов мощностью 35–40 м, в которой включения льда не зафиксированы. Подошва этого слоя соответствует кровле первого от поверхности водоносного комплекса.

3.1.3. Типы льдов в эпикриогенных горных породах

Преобладающая часть подземных льдов образуется в результате кристаллизации воды, содержащейся в горных породах до их промерзания. В эпигенетических мерзлых толщах они чаще всего встречаются в виде текстурообразующих. По осо-

бенностям формирования льда в скальных горных породах выделяются следующие типы: цементный, инъекционный, сегрегационный, инфильтрационный, сублимационный [Шумский, 1955, 1957; Втюрина, Втюрин, 1970; Втюрин, 1975; Кривоногова, 1975]. Применительно к условиям Далдыно-Алаkitского района следует отметить, что сегрегационное льдообразование возможно лишь в отдельных трещинах горных пород с дисперсным заполнителем. Сублимационные льды в разрезе не зафиксированы, что же касается инфильтрационного, то его формирование происходит главным образом в пределах слоя сезонного оттаивания. Автора же интересовали цементные и инъекционные подземные льды, характерные для массивов пород, промерзавших в условиях полного водонасыщения ниже слоя годовых теплооборотов.

В скальных горных породах цементные льды образуются за счет свободных подземных вод. Сам процесс не ограничивается никакими другими условиями, кроме наличия их в трещинах и охлаждения пород до температуры кристаллизации воды и ниже. Ни интенсивность охлаждения, ни его направление не имеют принципиального значения. Они могут повлиять только на структуру и текстуру образующегося льда. Кристаллизация воды в скальных породах не меняет размеров трещин (при отжати ее избытка) либо увеличивает их не более чем на 9 %.

По мнению Б. И. Втюрина и Е. А. Втюриной [1970], лед, возникающий в трещинах скальных пород при замерзании воды, должен быть практически лишен минеральных примесей при условии, что трещина заполнилась водой задолго до промерзания, и эти примеси успели осесть. Если трещина до промерзания была заполнена загрязненной водой, то частицы могут быть взмучены с ее дна при кристаллизации воды.

Структура цементного льда кристаллически-зернистая. Как показал П. А. Шумский [1957], в зависимости от размера различаются явно- и скрытокристаллические зерна льда. К последним относится лед с микро- и ультрамикрозернистой структурой. Цементный лед, как правило, чистый и прозрачный, с небольшим количеством автогенных пузырьков воздуха, выделившихся из воды во время ее замерзания.

Для развития инъекционного льдообразования прежде всего необходимо наличие свободных подземных вод, способных передавать гидростатическое давление и внедряться под напором в промерзающие или мерзлые горные породы. В скальных породах это трещинные и пластово-трещинные воды. Промерзание, обуславливая напор воды, приводит к образованию полостей и трещин, заполняющихся внедряющейся водой, позднее переходящей в лед. При этом необходимо, чтобы напор превосходил сопротивление пород изгибу или растрескиванию. Инъекционный лед также чист и прозрачен. Ксеногенные твердые примеси в нем встречаются лишь у основания шлиров в виде поднимающихся внутрь льда и местами изгибающихся языков и струек мелких минеральных частиц, поднятых, по-видимому, движущейся водой.

Воздушные включения всегда присутствуют в инъекционном льду. Они имеют как автогенное, так и ксеногенное происхождение. В большинстве случаев включения воздуха образуют слабо выраженную слоистость, вертикальные и косые сгущения. В крупных инъекциях зафиксированы группы и гроздья вытянутых верти-

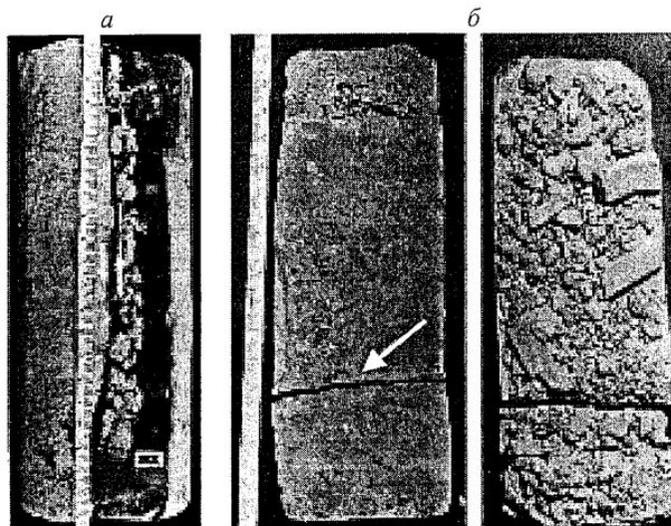


Рис. 14. Трещина скола в известняке, вскрытая в зоне тектонического нарушения (скв. 19):

а — мерзлый образец (стрелками показано направление смещения пластинки известняка); *б* — тот же образец после оттаивания

кально и изогнутых пузырьков неправильной формы. Встречаются также разветвленные системы, сферические, цилиндрические, нитевидные и сплюснутые горизонтально пузырьки [Шумский, 1955]. Химический состав газов, как

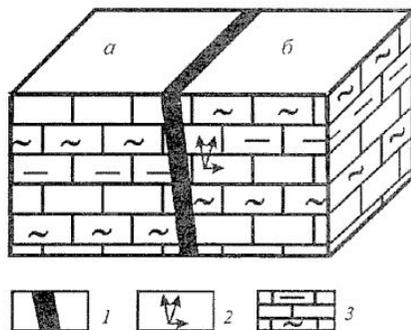
правило, близок к составу атмосферного воздуха, хотя в некоторых случаях в инъекционном льду содержатся включения иного происхождения. Ксеногенные газы представлены метаном, сероводородом, тяжелыми углеводородами, водородом, а также углекислотой, азотом и кислородом.

Есть основания полагать, что в Далдыно-Алакитском районе именно два типа льдов приняли участие в формировании строения горных пород. Вне зон тектонического дробления осадочных толщ и кимберлитовых трубок в трещинах напластования пород образовывались главным образом цементные льды. На участках значительной нарушенности пород складывались условия, благоприятные для цементного и инъекционного льдообразования. Для примера рассмотрим простую вертикальную трещину скола в известняке, вскрытую в зоне тектонического дробления на глубине 62 м (рис. 14, *а*). Трещина, шириной 3–4 см, заполнена льдом. В строении ледяной жилы обнаружены интересные особенности, которые не поддаются объяснению с точки зрения известных закономерностей льдообразования. В массе льда взвешены округлые обломки и пластинки известняка. В большинстве случаев они не имеют контактов между собой. Стенки трещины совершенно ровные, на них наблюдаются пятна ожелезнения. Обломки породы после оттаивания льда легко растираются в пыль.

Каков же механизм вовлечения разрушенной породы в лед? Пока однозначного ответа на этот вопрос дать нельзя. Предположим, что в процессе тектонических движений была нарушена сплошность массива пород, возникли системы трещин различной степени раскрытости. В таком случае образовывалась зияющая трещина и густая сеть субпараллельных волосяных трещин. Однако обломочный материал не потерял структурных связей, сохранив в естественном залегании признаки материнской породы. Позднее возникшая полость заполнилась подземны-

Рис. 15. Вариант подвижки блоков при замерзании воды в трещине скола (*a* – лежащее крыло, *б* – висячее крыло):

1 – трещина скола, заполненная льдом; 2 – направление подвижек висячего крыла; 3 – осадочные породы.



ми водами, которые с наступлением эпохи похолодания замерзли. В результате кристаллизации воды в трещинах и увеличения объема при переходе ее в твердое состояние обломки пород отделились друг от друга и от стенок трещин прожилками льда. Затем уже в мерзлом состоянии скальный массив претерпел деформации.

В зоне контакта льда и породы сформировались новые трещины, пластинка известняка оторвалась от стенки трещины и сместилась в вертикальном направлении (см. рис. 14, *a*). Во вновь образованные трещины в массиве пород внедрились напорные подмерзлотные воды, которые, замерзнув, еще более увеличили их размеры. Таким образом, возник прослой разрушенной породы, заключенный в массу льда. Наличие свободных подземных вод имело решающее значение для развития сначала цементного, а затем инъекционного льдообразования.

Можно предложить и другой вариант формирования ледяной жилы. Возникшая в результате тектонических подвижек трещина скола изначально была в сжатом состоянии. Разрушение неровностей и выступов поверхности сместителя обусловило образование брекчии трения – раздробленную и перетертую массу обломков пород, в данном случае какирит (орешник). Обломочный материал, заключенный между стенками трещины, находился в подвешенном состоянии, силы сжатия препятствовали его осыпанию. Позднее подземные воды, внедрившись в трещину, замерзли и увеличили ее объем. Обломки брекчии трения отделились друг от друга прожилками льда, а сам прослой отодвинулся от стенок трещины. Возникает вопрос, почему прослой разрушенных пород находится не в средней части, а несколько смещен влево? Этот факт объясним, если предположить, что угол падения сместителя был не строго вертикален, а составлял, например, 80–85°. Тогда уже повторные инъекции воды в трещину и ее замерзание могли вызвать перемещение только висячего блока (*б*), а это привело, в свою очередь, к образованию более мощного прослоя льда (рис. 15). Что касается пластинки известняка (см. рис. 14, *a*), то ее смещение, вероятно, произошло в результате вязкопластичного течения льда при деформации массива уже в мерзлом состоянии.

Естественно, что предложенные трактовки механизма льдообразования в зоне тектонического дробления гипотетичны и нуждаются в серьезной проверке, но они позволяют в какой-то мере раскрыть суть процесса.

Влияние тектонических подвижек на криогенное строение скальных горных пород ранее рассмотрено в работе Т. Н. Каплиной с соавторами [1970], где, в частности, охарактеризовано криогенное строение палеозойских известняков в штольне Гол-Хая. Криогенная текстура пород имеет трещинно-жильный характер. Ледяные жилы шириной 10–20 см приурочены к крутопадающим зонам дробления. Части

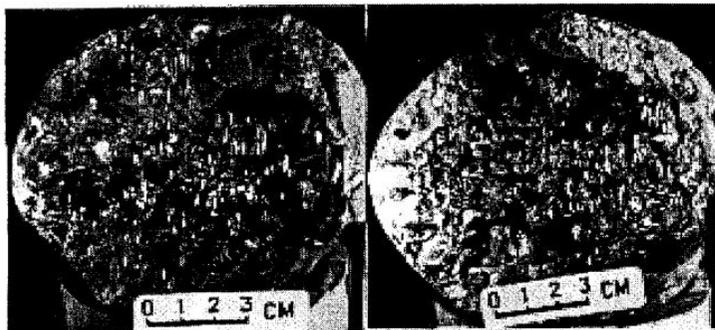


Рис. 16. Форма и расположение пузырьков газа в жиле льда, вскрытой в зоне тектонического дробления (а – сплюснутые пузырьки, б – округлые пузырьки).

глинки трения. По мнению авторов, прослой глинки не мог существовать, когда порода была в талом состоянии, а в трещинах находилась вода. Он возник, когда тектонические подвижки палеозойских известняков происходили в мерзлом массиве. Слой тектонической глинки, которую пересекала ледяная жила в этом месте, был частично вовлечен в движение и разъяединил ледяную жилу.

Особый интерес представляет строение подземных льдов, выполняющих крупные трещины. Скважиной на глубине 28 м вскрыта вертикальная ледяная жила мощностью 1.5 м. В ее апикальной части содержатся твердые примеси в виде ксенолитов, а также мелкие частицы грунта. По своему составу минеральные включения соответствуют вмещающей породе. Здесь же сосредоточено большое количество пузырьков газа размером от 0.1 до 1.5 см (рис. 16, а, б). Поэтому текстура льда средне- и крупнопузырчатая. Включения газа характеризуются хаотической ориентировкой и группируются в гнезда и гроздя эллипсоидальных, плоских, вытянутых и изогнутых пузырьков, указывающих на большую слож-

ность и разнообразие процессов кристаллизации. Размеры и форма пузырьков свидетельствуют об их ксеногенном происхождении. Этот вывод подтверждается также данными химического состава газов.

Химический состав газовой смеси в жильном льду близок к составу атмосферного воздуха (табл. 6). Однако отмечается повышенное содержание водорода – 0.006 %. Присутствует метан, причем его концентрация составляет 0.18 %. По-видимому, эти газы образовались на значитель-

Таблица 6

Газовый состав жильного льда и атмосферного воздуха, объем. %

Компонент	Проба	
	Жильный лед	Атмосферный воздух
H ₂	0.006	0.00001
He	0.00	0.0005
Ar	0.93	0.93
O ₂	19.07	20.95
N ₂	79.82	78.08
CO ₂	0.02	0.03
H ₂ S	0.00	0.00
CH ₄	0.18	0.00

ной глубине и поступали к поверхности вместе с движущейся водой. Отличается также и количественное отношение кислорода к азоту. Если во льду оно равно 0.24, то в атмосферном воздухе эта величина составляет 0.27.

В средней и нижней частях ледяной жилы ксеногенные твердые примеси и пузырьки газа отсутствуют. Лед пронизан большим количеством волосяных трещин, которые придают ему мутный и непрозрачный вид. Образование трещин, вероятно, вызвано подвижками и деформациями мерзлого массива.

Описанное строение жильного льда свидетельствует о сложном характере заполнения трещины водой и замерзания последней. Пока только можно предполагать, что жила сформировалась в результате инъекции напорных подземных вод, обогащенных газами, в мерзлый массив. Изучение структуры льда с использованием метода частичного таяния показало, что размеры кристаллов не превышают 1–2 мм. Это дает основания полагать, что скорость кристаллизации воды была достаточно высока.

В формировании криогенного строения тр. Зарница также приняли участие цементные и инъекционные льды. На глубине 80–150 м зафиксирована масса льдо-содержащих трещин, в которых взвешены обломки кимберлитов и корочки кальцита, выполнявшие стенки, а затем оторвавшиеся от них. По-видимому, вовлечение обломочного материала в лед происходило так же, как и в зоне тектонического дробления осадочного чехла.

Основываясь на вышеизложенном материале, сформулируем основной вывод. В Далдыно-Алакитском районе наличие свободных подземных вод на участках, характеризующихся ненарушенным залеганием горных пород, обусловило формирование цементных льдов в трещинах напластования. В зонах тектонического дробления осадочного чехла и в кимберлитовых трубках происходила смена цементного льдообразования инъекционным, сопровождавшаяся дополнительным раскрытием трещин и формированием специфического криогенного строения.

3.2. Гидрогеохимический разрез

Формирование гидрогеохимического разреза криолитозоны района обусловлено комплексом факторов, из которых главенствующую роль имели: 1) преобладание осадочных пород карбонатного состава в геологическом разрезе; 2) многофазовые этапы магматизма (кимберлитового и траппового); 3) неоднократная тектоническая активизация; 4) широкое развитие разрывных нарушений, приведшее к значительной проницаемости осадочного чехла; 5) криогенез системы “подземные воды – горные породы”. В структуре района отчетливо выделяются две зоны: а) свободного (полностью проморожена) и б) затрудненного водообмена. Незначительные скопления пресных подземных вод свойственны породам сезонно-талого слоя, а также гидрогенным несквозным подзерным и подруслым таликам.

3.2.1. Гидрогеохимические особенности подземных вод в твердой фазе

Подземные воды в твердой фазе изучены в пределах кимберлитовых трубок (Зарница, Попугаевой, Якутская) и во вмещающих терригенно-карбонатных породах верхнего кембрия. Пробы текстурообразующих льдов поинтервально отбирались из керна скважин, пробуренных без применения промывочных растворов (с продувкой забоя сжатым воздухом). При этом соблюдались методические рекомендации по взятию проб и подготовке их к химическому анализу. Оттаивание льда производилось в специальных полиэтиленовых пакетах, затем раствор переливался в бутылки и доставлялся в лабораторию. Всего проанализировано более 160 проб расплавов подземных льдов.

Полученные материалы позволяют охарактеризовать гидрогеохимические особенности промороженной зоны активного водообмена. В ее вертикальном разрезе выделяются две гидрохимические зоны: 1) пресных (А) подземных вод в твердой фазе с минерализацией менее 1000 мг/дм^3 ; 2) солоноватых (Б) подземных вод в твердой фазе с минерализацией $2000\text{--}12\,000 \text{ мг/дм}^3$.

Мощность зоны А изменяется от 30 (в днищах долин) до 180 м (на водоразделах). До глубины 130–150 м состав подземных вод как в пределах кимберлитовых трубок, так и во вмещающих толщах гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый и магниевый-кальциевый. Минерализация вод не превышает $100\text{--}400 \text{ мг/дм}^3$ (рис. 17). Сульфаты практически отсутствуют. С глубины 160–180 м состав меняется на гидрокарбонатно-хлоридный, а минерализация увеличивается до 1.0 г/дм^3 . Содержание сульфат-иона составляет $15\text{--}25 \text{ мг/дм}^3$. Появляется бром ($1\text{--}2 \text{ мг/дм}^3$).

В пределах трубки Попугаевой опробован интервал 35–193 м. До глубины 120 м подземные воды имеют сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав, а их минерализация варьирует от 0.16 до 0.39 г/дм^3 . Содержание хлора невелико и изменяется от 11 до 32 мг/дм^3 (7–16 %-экв). Бром отсутствует во всех пробах.

Аналогичные исследования тр. Удачная ранее выполнены З. Г. Устиновой [1964]. Ею установлено, что в интервале глубин 70–100 м в составе проб также преобладают гидрокарбонаты кальция и магния.

Минерализация расплавов подземных льдов, выполняющих трещины в кимберлитах, составляет 250 мг/дм^3 .

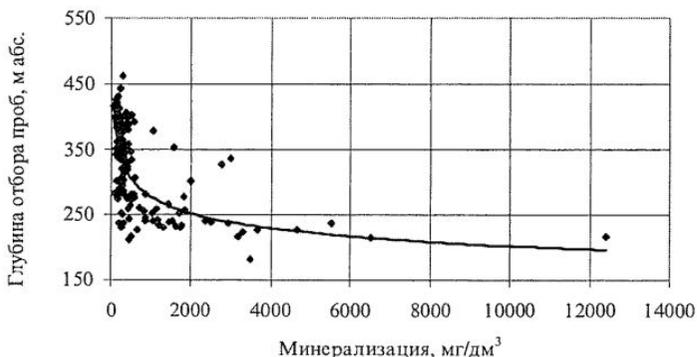


Рис. 17. Изменение минерализации подземных вод в твердой фазе с глубиной.

Распределение компонентов в подземных водах гидрохимических зон А и Б

Содержание, мг/дм ³	Компонент											
	М	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Li ⁺	Rb ⁺	Sr ²⁺
Максимальное	860.3	100	185.7	84.2	133.7	471.6	6.45	147.9	366.1	0.13	0.008	4.58
	12414	437	893	1325	1443	8013	55.9	1135	732.2	2.29	0.17	12.6
Минимальное	69.6	0.72	1.57	1.2	9	0.71	0	0	42.7	0	0	0
	1025.8	3.56	4.5	46.8	50.1	30.1	0	4	32.95	0.15	0.05	0.2
Среднее	315.46	7.81	16.22	21.42	37.74	66.07	0.86	13.84	152.60	0.04	0.003	0.49
	2614.52	72.31	185.42	243.22	331.42	1414.78	17.78	213.06	146.00	0.73	0.07	5.52
Стандартное отклонение	169.91	12.17	28.70	15.82	22.04	91.60	1.35	26.88	68.07	0.04	0.003	1.06
	2230.51	78.24	167.84	238.22	293.32	1475.32	14.13	262.65	130.29	0.75	0.07	4.40

Примечание. Серым цветом обозначена зона А, белым – зона Б; здесь и далее в таблицах М – минерализация.

Таблица 8

Корреляционная матрица подземных вод гидрохимических зон А и Б

Компонент	Коэффициент корреляции							
	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
М	0.915	0.940	0.983	0.975	0.988	0.694	0.486	-0.070
K ⁺	1.000	0.909	0.909	0.841	0.924	0.516	0.358	-0.153
Na ⁺		1.000	0.906	0.878	0.946	0.687	0.355	-0.119
Mg ²⁺			1.000	0.936	0.986	0.678	0.400	-0.069
Ca ²⁺				1.000	0.950	0.680	0.566	-0.081
Cl ⁻					1.000	0.681	0.367	-0.131
Br ⁻						1.000	0.364	-0.068
SO ₄ ²⁻							1.000	-0.151
HCO ₃ ⁻								1.000

Мощность зоны Б колеблется в пределах 30–40 м. Состав подземных вод исключительно хлоридный кальциево-магниевый и магниевый-кальциевый. Содержание сульфат-иона изменяется от 30 до 1135 мг/дм³, а брома – от 5 до 56 мг/дм³. В пределах тр. Удачная в составе вод зоны Б преобладают сульфаты кальция [Там же]. Характерной особенностью льдосодержащих трещин является выполнение их гипсом, кальцитом, пиритом. В целом распределение макро- и микрокомпонентов в подземных водах гидрохимических зон А и Б отражено в табл. 7.

При анализе корреляционной матрицы установлена тесная взаимосвязь ионов калия, натрия, магния, кальция, хлора и минерализации. Коэффициенты корреляции изменяются от 0.88 до 0.99 (табл. 8).

Довольно близкие связи имеет бром. Сульфат-ион слабо коррелирует с компонентами химического состава, а гидрокарбонат-ион не имеет связи вообще.

Состав подземных вод в твердой фазе, содержащихся в кимберлитовых трубах и во вмещающих породах, практически однотипен.

3.2.2. Гидрогеохимические особенности соленых вод и рассолов

В вертикальном разрезе зоны затрудненного водообмена также выделяются две гидрохимические зоны. В состав зоны В соленых вод и слабых рассолов входят подземные воды верхнекембрийского водоносного комплекса. Зона Г – крепких и весьма крепких рассолов – объединяет подземные воды средне-, нижнекембрийского и верхнепротерозойского водоносных комплексов.

Для оценки устойчивости химического состава рассолов и миграционных свойств макро- и микрокомпонентов проведена статистическая обработка результатов анализа подземных вод. Общий объем выборки составил 198 проб, в том числе 57 соответствовало зоне В и 141 – зоне Г. При статистической обработке гидрогеохимических данных использовались анализы только тех проб, которые получены в результате качественного опробования (как правило, при бурении скважин без применения промысловых растворов или в процессе длительных гидрогеологических откачек).

Подземные воды зоны В имеют хлоридный натриево-магниевый-кальциевый состав. Их минерализация изменяется от 31.1 до 203.3 г/дм³, при среднем значении 89.6 г/дм³. Среди катионов в большинстве случаев преобладает магний (до 48 %-экв). Это отчетливо видно по соотношению Ca/Mg, составляющему 0.7–2.1. Содержание сульфат-иона в среднем составляет 0.98, а гидрокарбонат-иона – 0.13 г/дм³. Распределение макро- и микрокомпонентов зоны (В) соленых вод и слабых рассолов показано в табл. 9.

Таблица 9

Распределение компонентов в подземных водах гидрохимических зон В и Г

Содержание	Компонент										
	М	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	Li ⁺	Rb ⁺	Cs ⁺	Sr ²⁺
	г/дм ³							мг/дм ³			
Максимальное	203.3	4.62	29.15	21.8	34.56	135.4	2.57	120.8	7.72	0.66	710
	404.30	23.05	48.24	28.00	97.50	253.70	6.47	568.20	106.10	1.04	2138.20
Минимальное	31.1	0.03	3.07	2.06	2.06	18.62	0.32	3.05	0.2	0	58
	223.56	2.39	8.42	1.82	34.28	137.83	2.33	34.13	3.04	0.01	375.00
Среднее	89.6	1.68	7.71	7.51	13.49	57.25	1.05	35.13	1.20	0.03	301.18
	323.68	11.96	24.42	13.51	65.93	204.01	4.13	165.24	11.26	0.17	1109.43
Стандартное отклонение	41.53	1.07	4.44	4.32	6.84	27.52	0.55	28.03	1.42	0.12	174.78
	46.28	3.84	7.16	3.13	12.98	29.04	0.92	90.21	10.73	0.20	333.00

Примечание. Серым цветом обозначена зона В, белым – зона Г.

Корреляционная матрица подземных вод гидрохимической зоны В

Элемент	Коэффициент корреляции								
	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	Li ⁺	Rb ⁺	Sr ²⁺
M*	0.542	0.797	0.760	0.922	0.966	0.922	0.622	0.193	0.742
K ⁺	1.000	0.412	0.418	0.612	0.586	0.613	0.529	0.346	0.596
Na ⁺		1.000	0.462	0.763	0.772	0.686	0.324	0.077	0.654
Mg ²⁺			1.000	0.640	0.810	0.816	0.754	0.213	0.716
Ca ²⁺				1.000	0.960	0.926	0.608	0.228	0.860
Cl ⁻					1.000	0.961	0.651	0.205	0.846
Br ⁻						1.000	0.726	0.295	0.828
Li ⁺							1.000	0.490	0.595
Rb ⁺								1.000	0.226
Sr ²⁺									1.000

Таблица 11

Корреляционная матрица подземных вод гидрохимической зоны Г

Элемент	Коэффициент корреляции								
	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	Li ⁺	Rb ⁺	Sr ²⁺
M*	0.115	0.662	0.827	0.970	0.996	0.962	0.686	0.448	0.830
K ⁺	1.000	0.789	0.859	0.883	0.887	0.871	0.688	0.520	0.783
Na ⁺		1.000	0.881	0.872	0.930	0.521	0.202	0.068	0.340
Mg ²⁺			1.000	0.926	0.953	0.820	0.520	0.360	0.620
Ca ²⁺				1.000	0.965	0.965	0.024	0.102	0.179
Cl ⁻					1.000	0.959	0.685	0.439	0.826
Br ⁻						1.000	0.746	0.457	0.843
Li ⁺							1.000	0.563	0.699
Rb ⁺								1.000	0.378
Sr ²⁺									1.000

При анализе корреляционной матрицы установлена тесная взаимосвязь ионов натрия, магния, кальция, хлора и минерализации подземных вод (табл. 10). Коэффициенты корреляции изменяются от 0.77 до 0.96. Из микрокомпонентов положительную связь с минерализацией, макрокомпонентами, а также с литием и стронцием имеет бром. Максимальное содержание брома составляет 2.57 при среднем значении 1.05 г/дм³. Хлор-бромное (40–80), а также натрий-хлорное (0.1–0.4) отношения устойчивы при всех значениях минерализации.

Подземные воды зоны Г мощностью 2000 м и более представлены крепкими и весьма крепкими рассолами. Их минерализация изменяется от 223.6 до 404.3 при среднем значении 323.7 г/дм³ и возрастает в зависимости от глубины залегания подземных вод. Рассолы этой зоны геохимически едины (см. табл. 9). Ведущим анионом является хлор. Среднее содержание сульфат- и гидрокарбонат-иона составляет 0.34 и 0.33 г/дм³ соответственно. Концентрация брома варьирует от 2.33 до 6.47 г/дм³. Среди катионов доминирует кальций. Положительные корреляционные связи между макро- и микрокомпонентами в целом сохраняются (табл. 11).

**Промышленные компоненты в рассолах Далдыно-Алакитского района
(M – 223–404 г/дм³)**

Элемент	Минимальная допустимая концентрация, мг/дм ³	Содержание в рассолах, мг/дм ³
Mg	1000–5000	1182–28000
K	350–1000	2390–23050
Br	250–500	2330–6470
B	200	20–1476
Li	10–20	34–570
Cs	0.5–1.0	0.01–1.0
Rb	3.0	3.0–106
Sr	300–1000	375–2138

Хлор-бромное отношение имеет меньший разброс (34–66). Зависимость Cl/Br от минерализации описывается одинаково хорошо как логарифмической $Cl/Br = -7.3\ln(M) + 92.36$, так и степенной $Cl/Br = 104.37M^{-0.125}$ функциями. Величина натрий-хлорного отношения колеблется в пределах 0.1–0.5 и описывается уравнениями: $rNa/rCl = -0.07\ln(M) + 0.63$; $rNa/rCl = 0.96M^{-275}$. По комплексу гидрогеохимических признаков крепкие и весьма крепкие рассолы относятся к метаморфизованным и имеют аналоги на всей Сибирской платформе.

Гидрогеохимический разрез района наглядно иллюстрирует рис. 18.

В последние годы значение хлоридных кальциевых рассолов как ценного полезного ископаемого резко возросло. Во многих странах мира их рассматривают как поликомпонентный источник калия, магния, бора, брома, стронция, лития, рубидия, цезия. Сами названия **хлоридные кальциевые рассолы и промышленные воды** по сути превратились в синонимы [Основы..., 1983]. О промышленном значении этих вод свидетельствует высокое содержание большинства элементов (табл. 12).

К сожалению, до сих пор в нашей стране высокотехнологичные методы извлечения ценных компонентов практически не разработаны. В Институте химических технологий и минерального сырья (ИХТИМС, Новосибирск) под руководством Н. И. Коцупало проводятся экспериментальные исследования, связанные с адсорбцией лития на селективных сорбентах и хемосорбции на глиноземе. Сотрудниками ВостСибНИИГГиМСа (г. Иркутск) начато изучение адсорбции лития из рассолов на сорбенте “окись алюминия марки А-64” [Гребнева и др., 1997]. В институте ЯкутНИИпроалмаз АК “АЛРОСА” активизировалась работа по созданию опытного производства по извлечению брома, находящегося в природных водах района в виде сильных электролитов – бромидов калия, натрия, магния и кальция.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КРИОГЕНЕЗА ПОДЗЕМНЫХ ВОД И СКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В настоящее время сложились вполне определенные представления о влиянии охлаждения на формирование химического состава подземных вод. Промерзание водоносных пород приводит к образованию твердой фазы – льда, минерализация которого ниже минерализации исходных вод, насыщавших породы, а также к увеличению минерализации остаточных растворов. Наличие газовых включений, солей и химических соединений во льду – результат действия процессов **криогенной метаморфизации химического состава льдообразующей воды***. Количество вовлеченных в ледовую фазу солей зависит от их состава и концентрации природных растворов, условий и скорости движения подземных вод, скорости льдообразования. С ростом последней увеличивается концентрация во льду ионов $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-$, содержание их во льду по отношению к исходным растворам уменьшается в ряду $\text{Cl}^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{HCO}_3^-$.

Соли поступают в лед либо путем механического захвата раствора в межкристаллическое пространство, либо в результате совместной кристаллизации льда и солей. Между льдом и замерзающим раствором происходит распределение солей. Они вовлекаются в лед стадийно. Для каждой соли существует своя эвтектическая температура, при которой соль начинает выделяться из замерзающего раствора в осадок (табл. 13). В результате формируются кристаллогидраты и их смеси, неустойчивые при положительных температурах.

Рост минерализации остаточного раствора (**криогенное концентрирование**) происходит за счет наиболее растворимых соединений – гидрокарбоната натрия, сульфата натрия, хлоридов натрия, магния, кальция. Отдельным стадиям криогенного концентрирования соответствует определенный состав и минерализация вымороженного криометаморфизованного раствора, закономерно изменяющиеся с понижением температуры. Такая зависимость позволяет, с одной стороны, по составу и минерализации криометаморфизованных вод судить о температуре определенной стадии криогенного концентрирования, с другой стороны, ориентируясь на температуру пород на протяжении того или иного этапа криогенного концентрирования, судить о возможных криогенных преобразованиях химического состава и минерализации вод различного генезиса, насыщающих трещины и поры пород [Фотиев, 1991].

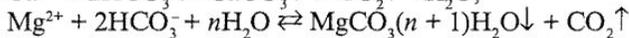
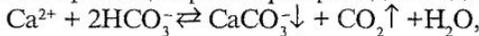
*Криогенная метаморфизация химического состава природных вод – направленное изменение концентрации и состава растворенных газов, минеральных и органических веществ, состояния окислительно-восстановительных, кислотно-основных и водно-солевых систем под влиянием физических, химических, физико-химических и биологических факторов при охлаждении воды до отрицательных температур, при кристаллизации и плавлении льда [Иванов, 1993].

Эвтектические температуры водно-солевых систем

Система	Температура кристаллизации, °С	Состав твердой фазы
CaCO ₃ +H ₂ O	-1.8...-1.9	Лед + CaCO ₃
NaHCO ₃ +H ₂ O	-2.3	Лед + NaHCO ₃
Na ₂ CO ₃ +H ₂ O	-2.1	Лед + Na ₂ CO ₃ 10H ₂ O
Na ₂ CO ₃ +H ₂ O	-10.0	Лед + Na ₂ CO ₃ 7H ₂ O
K ₂ SO ₄ +H ₂ O	-1.55...-2.9	Лед + K ₂ SO ₄
MgSO ₄ +H ₂ O	-4.8	Лед + MgSO ₄ 6H ₂ O
Na ₂ SO ₄ +H ₂ O	-3.5...-8.2	Лед + Na ₂ SO ₄ 10H ₂ O
CaSO ₄ +H ₂ O	-15...-17	Лед + CaSO ₄ 2H ₂ O
KCl+H ₂ O	-11.1	Лед + KCl
KCl+H ₂ O	-34.2...-36.8	Лед + KCl H ₂ O
KBr+H ₂ O	-13	Лед + KBr
NaCl+H ₂ O	-21.1...-22.9	Лед + NaCl 2H ₂ O
NaBr+H ₂ O	-24	Лед + NaBr
MgCl ₂ +H ₂ O	-35.5	Лед + MgCl ₂ 6H ₂ O
MgCl ₂ +H ₂ O	-33.6...-36.0	Лед + MgCl ₂ 12H ₂ O
CaCl ₂ +H ₂ O	-54...-55	Лед + CaCl ₂ 6H ₂ O

Примечание: Таблица составлена по данным W. E. Ringer [1906], К. Э. Гиттермана [1937], Б. А. Савельева [1963], Э. Р. Паундера [1967], И. С. Песчанского [1967], Ю. Т. Доронина, Д. Е. Хейсина [1975] и др. Также был использован Справочник химика. Т. 3 [1964].

Концентрирование при замораживании и увеличение парциального давления CO₂ в замерзающем растворе приводят к сдвигу равновесий в системах



в сторону осаждения кальцита, несквегонита и лансфордита [Иванов, 1983]. Направление течения этих реакций обусловлено выделением двуокиси углерода, вследствие чего уменьшается минерализация воды в течение цикла заморозание – таяние (криогенное опреснение). При осаждении карбоната кальция заметно уменьшаются величины соотношений Ca²⁺/Mg²⁺, HCO₃⁻/M, Ca²⁺+Mg²⁺/Na⁺+K⁺. Величина отношения Ca²⁺/Mg²⁺ является одним из признаков влияния криогенных процессов на состав подземных вод криолитозоны [Там же]. Изменение соотношения между компонентами в процессе криогенной метаморфизации ведет к направленному изменению состава пресных вод от гидрокарбонатных кальциевых к гидрокарбонатным магниевым и далее к гидрокарбонатным натриевым. Состав сульфатных натриевых вод с соотношением Ca²⁺<HCO₃⁻<Ca²⁺+Mg²⁺ при положительной температуре преобразуется до хлоридного магниевого, а при отрицательной – до хлоридного кальциевого. В результате вымораживания соленые хлоридные магниевые-натриевые воды морского генезиса изменяются на хлоридные магниевые и кальциевые.

Криогенная метаморфизация состава пресных и солоноватых вод протекает в очень узком температурном интервале (от 0 до -0..5 °С), отвечающем началу фазовых переходов. Переохлажденное состояние может быть достигнуто при условии значительного гидростатического давления. Температура кристаллизации воды с увеличением давления снижается примерно на 1 °С на каждые 130 атм.

4.1. Криогенная метаморфизация состава подземных вод зоны активного водообмена

Глубокое охлаждение земных недр в пределах района обусловило высокую интенсивность проявления процессов криогенной метаморфизации состава подземных вод зоны активного водообмена. Для большей наглядности смены гидрогеохимической обстановки по разрезу был сделан пересчет ионного состава отобранных проб в солеую форму. Хотя выражение результатов анализа химического состава подземных вод в солевой форме не соответствует действительному состоянию в них веществ (ионы, молекулы, комплексы), этот метод применим при прогнозировании смены состава вод под влиянием испарения в условиях аридного климата, изучении гидрогеохимии подземной гидросферы в прошлые геологические эпохи и др. Использование указанного метода дало возможность проследить, за счет каких солей происходило изменение минерализации подземных вод при их промерзании.

Распределение гипотетического солевого состава расплавов подземных льдов на примере тр. Зарница показано на рис. 19. С глубиной происходит незначительное изменение содержания гидрокарбонатов кальция и магния, стадийное увеличение содержания сульфата натрия, затем сульфата кальция и хлоридных солей. Во вмещающих осадочных породах картина аналогичная (рис. 20). Подобная закономерность обусловлена криогенным концентрированием подземных вод при их промерзании. В настоящее время температура пород в районе на глубине нулевых годовых амплитуд составляет $-2.9...-8.8$ °С. В интервале глубин 150–200 м она повышается до $-2.0...-5.0$ °С. В настоящее время реконструированы палеогеоэкологические условия Центральной Якутии на период минимума сартанской холодной эпохи. Установлено, что 18 тыс. лет назад температура мерзлых пород была ниже современной на 10–13 °С [Балобаев, 1991]. На южном склоне Анабарской антеклизы степень охлаждения земных недр, по-видимому, была еще больше. События позднеплейстоценового криохрона, несомненно, привели к изменению минерализации и ионного состава подземных вод зоны активного водообмена. При этом ряд солей достигал состояния эвтектики. Осаждение карбонатов кальция и магния было связано с изменением состояния карбонатной системы и сдвигом равновесий в сторону монокарбонатов. Кристаллизация гексагидрита, мирабилита могла происходить в результате существенного снижения их растворимости при отрицательной температуре.

Эвтектическая температура Na_2SO_4 составляет $-3.5...-8.2$ °С, MgSO_4 – -4.8 °С, CaSO_4 выпадает в осадок в интервале температур $-15...-17$ °С. Следовательно, охлаждения водонасыщенных пород в течение криогенного периода было достаточно для роста концентрации $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и полного перехода их в твердую фазу. Накопление же сульфата кальция могло происходить в результате отжата более концентрированного раствора при продвижении фронта промерзания вниз по разрезу. Аналогично в подземных водах увеличилось содержание хлоридов натрия, магния, кальция.

Следы криогенной метаморфизации подземных вод проявляются в виде вторичных солей, выделившихся в трещинах и порах водовмещающих горных пород.

Содержание солей, мг/дм³

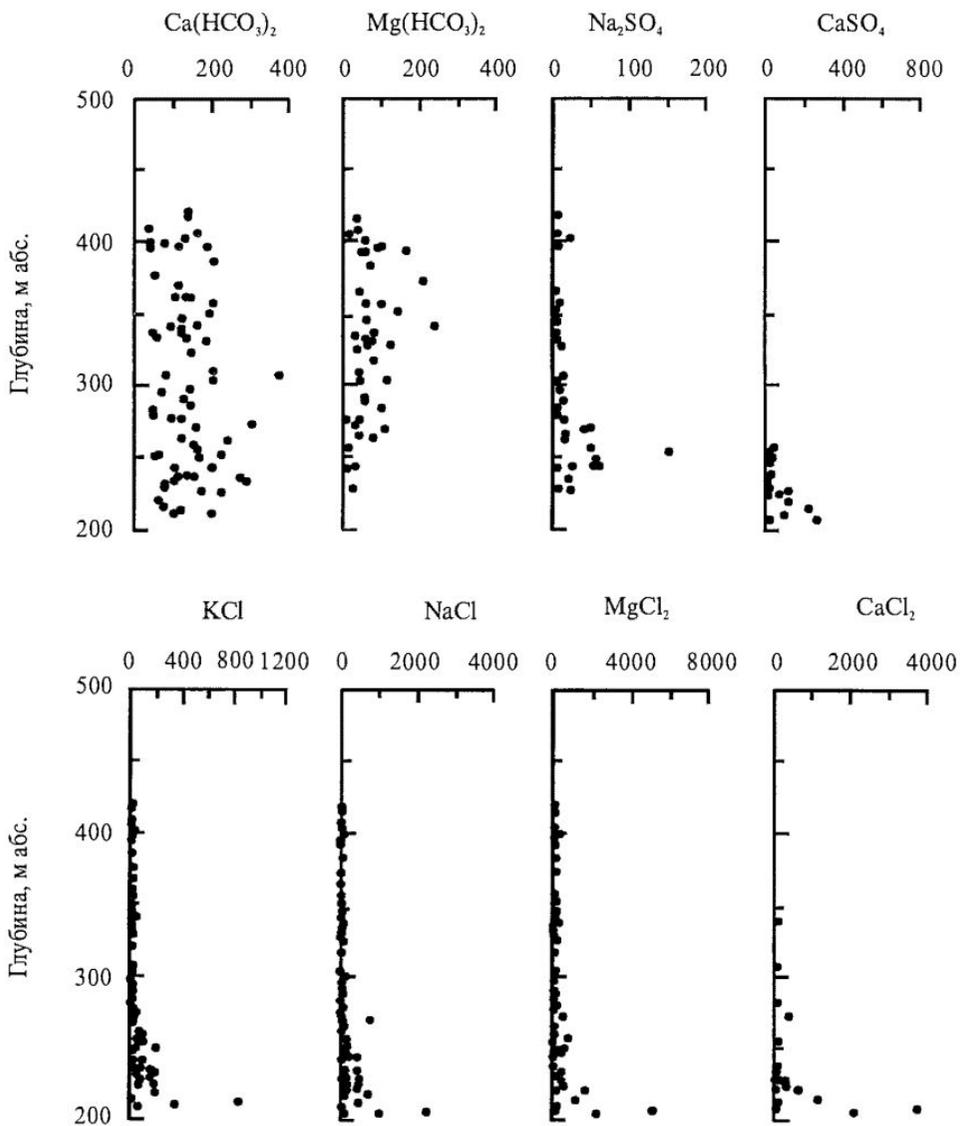


Рис. 19. Изменение гипотетического солевого состава расплавов подземных льдов с глубиной в пределах тр. Зарница.

Содержание солей, мг/дм³

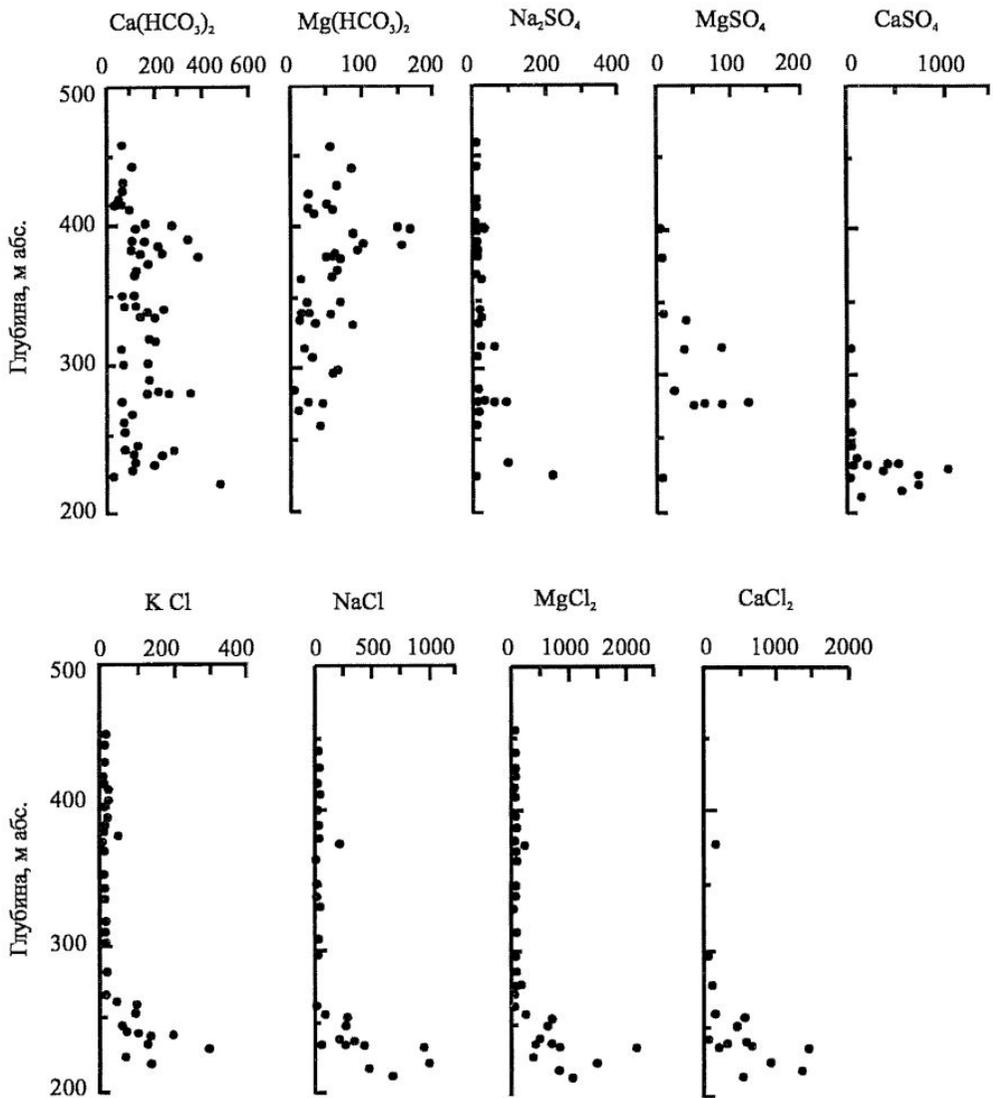


Рис. 20. Изменение гипотетического солевого состава расплавов подземных льдов с глубиной в осадочных породах.

Рис. 21. Гексагидрит в кимберлите тр. Осенняя (белые кристаллы)

По мнению З. Г. Устиновой [1964] и Р. С. Кононовой [1974], доказательством криогенного преобразования гидрокарбонатного кальциевого состава подземных вод в пределах Якутского и Хатангского бассейнов служат многочисленные включения кальцита, прослеженные в разных скважинах до глубины 1000 м. Такие же горизонты кальцитизации установлены и автором.

В трещинах и кавернах кимберлитов тр. Зарница, а также вмещающих пород в интервале глубин 60–200 м обнаружены натечные корочки кальцита, их обломки заключены и в массе льда. В кимберлитах тр. Осенняя на глубине 40–60 м впервые найден шестиводный сульфат магния [Егоров и др., 1987]. Он представлен тонкими, длинными (0.5–2.5 см) призматическими кристаллами (рис. 21). Минерал оптически двусный, отрицательный, $N_g = 1.456$, $N_m = 1.425 \pm 0.002$, $N_g - N_p = 0.031$, легко растворяется в холодной воде.

Соотношение Ca^{2+}/Mg^{2+} – очень важный геохимический показатель состава маломинерализованных подземных вод. В водах гидрокарбонатного класса с минерализацией до 0.5 г/дм³ величина Ca^{2+}/Mg^{2+} колеблется от 4 до 2. С повышением минерализации до 1 г/дм³ она изменяется от 2 до 1, а при дальнейшем ее увеличении магний начинает преобладать над кальцием [Алекин, 1970]. В условиях многолетней мерзлоты накоплению кальция в водах мешает постоянное осаждение его карбоната. Следствие этого процесса – снижение величины соотношения Ca^{2+}/Mg^{2+} [Иванов, 1983]. На территории Восточной Сибири, Забайкалья, Якутии и Северо-Востока России широко распространены воды, в составе которых магний преобладает над кальцием. Низкая величина их соотношения интерпретируется как следствие процессов криометаморфизма [Власов, Павлова, 1969; Иванов, 1969; Иванов, Власов, 1968, 1974]. Эта закономерность подтверждается и нашими наблюдениями. Для большинства проб подземных льдов соотношение rCa^{2+}/rMg^{2+} меньше 2–1 (рис. 22).

Показательна также зависимость содержания гидрокарбонат-иона от минерализации ледовых расплавов (рис. 23). При минерализации воды до 600 мг/дм³ содержание HCO_3^- быстро возрастает с увеличением относительной концентрации магния и натрия. Затем происходит снижение количества HCO_3^- при одновременном увеличении в растворе доли сульфат-иона, а также хлора.

Как видим, процессы многолетнего промерзания обусловили перестройку гидрогеохимического разреза. Причем их результаты наиболее отчетливо проявились в гидрокарбонатных водах, о чем свидетельствует, в частности, относительно высокое содержание натрия и магния, зависимость между содержанием HCO_3^- и минерализацией подземных льдов, а также наличие в разрезе вторичного минера-

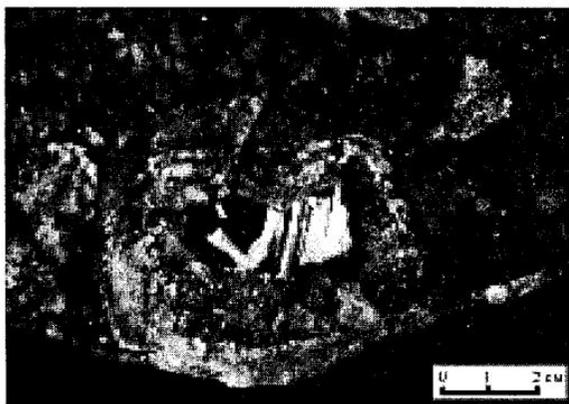




Рис. 22. Зависимость соотношения $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ в расплавах подземных льдов от их минерализации.

лообразования, связанного с криогенезом. Несомненно, некоторые гидрогеохимические особенности унаследованы от обстановки, существовавшей к началу эпохи похолодания. Об этом свидетельствует высокая обогащенность проб хлоридными солями. Понятно, что за счет криогенного концентрирования пресных гидрокарбонатных вод, практически лишенных хлоридных солей и занимавших ранее зону активного водообмена, столь высокое содержание хлора появиться не могло. Процесс промерзания водоносных пород при определенных условиях может быть главенствующим фактором формирования высокой минерализации подземных вод и их состава. Для этого необходима либо изначально высокая минерализация воды (например, насыщенность пород морской водой) или засоленность водовмещающих пород, либо промерзание значительных объемов воды.

В Далдыно-Алакитском районе распространились акватории с нормальной соленостью вод. В них происходила садка известняков, доломитов, мергелей, отлагался терригенный материал (песчаники, алевролиты и т. п.). По условиям образования отложения были в значительной степени засолены. В них накапливались соединения, обладающие потенциальной способностью перехода в раствор. Это не только растворимые соединения (карбонаты кальция и магния, гипс и ангидрит, рассеянный галит и т. д.), но и растворы, пропитывающие породу, а также обменные катионы, находящиеся в поглощенном состоянии. Также и кимберлиты при их формировании имели повышенную засоленность и служили источником увеличения минерализации подземных вод.

Для выяснения причин формирования исходного ионно-солевого состава подземных вод зоны активного водообмена из керна сква-



Рис. 23. Зависимость содержания HCO_3^- в расплавах подземных льдов от их минерализации.

жин отбирались образцы мерзлых пород весом 100–150 г. Чтобы предотвратить потери порового раствора и растворенных солей при оттаивании эти образцы помещались в стеклянные сосуды и высушивались. Для приготовления водных вытяжек из пород в лабораторных условиях использовалось соотношение порода–вода 1:5, длительность соприкосновения составляла 1 сут, образцы измельчались до размера фракций менее 1 мм. Метод водных вытяжек не дает представлений об отдельных частях ионно-солевого комплекса, однако позволяет оценить геологический разрез в целом по степени его **засоленности*** и качественный состав солей (ионов), участвующих в засолении [Мартынова, Часовникова, 1976].

Изменение химического состава водной вытяжки из кимберлитов тр. Зарница иллюстрирует рис. 24. До глубины 179 м водно-растворимые соли представлены

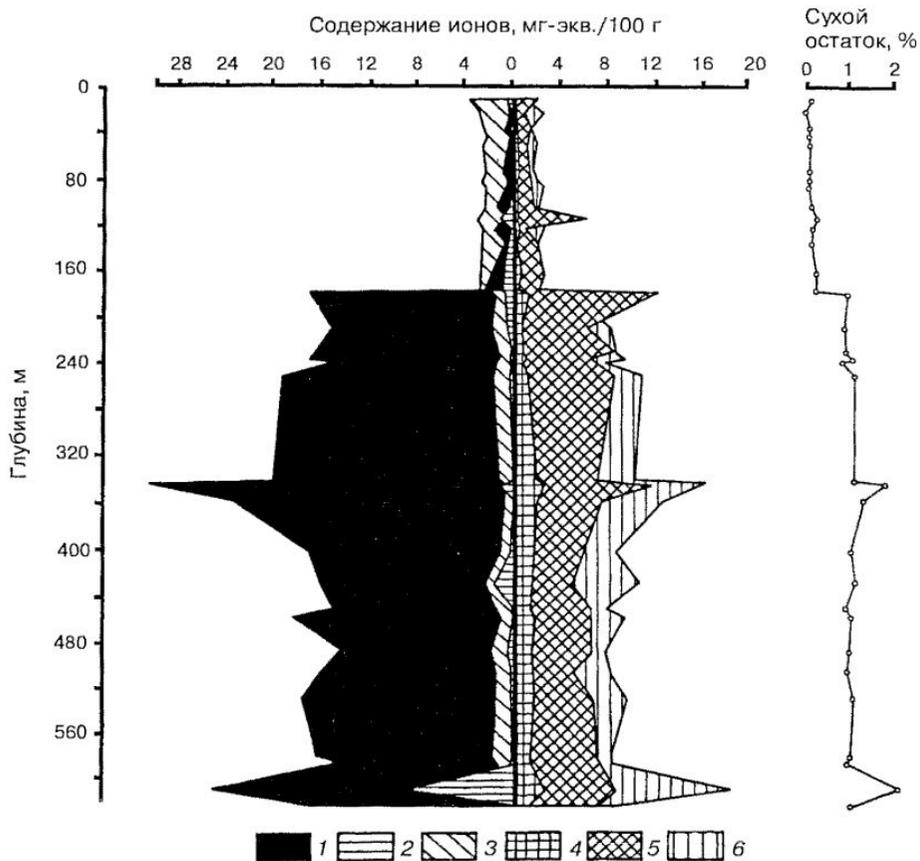


Рис. 24. Изменение химического состава водной вытяжки из кимберлитов тр. Зарница: 1 – Cl⁻; 2 – SO₄²⁻; 3 – HCO₃⁻; 4 – Na⁺; 5 – Mg²⁺; 6 – Ca²⁺.

*Под засоленностью пород понимается содержание солей в 100 г образца, определенное методом водных вытяжек.

гидрокарбонатами кальция и магния, содержание которых составляет 0.24–0.16 и 0.07–0.02 % соответственно. С глубиной растет концентрация сульфата натрия от 0.001 до 0.04 %. Содержание хлорида магния изменяется от 0.02 до 0.07 %. Засоленность кимберлитов составляет 0.18–0.3 %.

С глубины 181 м состав водной вытяжки исключительно хлоридный кальциево-магниевый. Засоленность кимберлитов в среднем составляет 1 %, а на отдельных глубинах достигает 1.7 и 2 %. Содержание гидрокарбоната кальция уменьшается от 0.13 до 0.01 %. В составе водно-растворимых солей появляются гипс и хлористый кальций. Содержание CaSO_4 с глубиной увеличивается от 0.06 до 0.63, NaCl – от 0.07 до 0.14, CaCl_2 – от 0.11 до 0.39 %. Концентрация MgCl_2 убывает от 0.57 до 0.39 %.

Засоленность осадочных толщ на междуречных пространствах (до глубины 60 м) составляет 0.13–0.22 %. Воднорастворимые соли представлены главным образом гидрокарбонатами магния и кальция (рис. 25). Их содержание не превышает

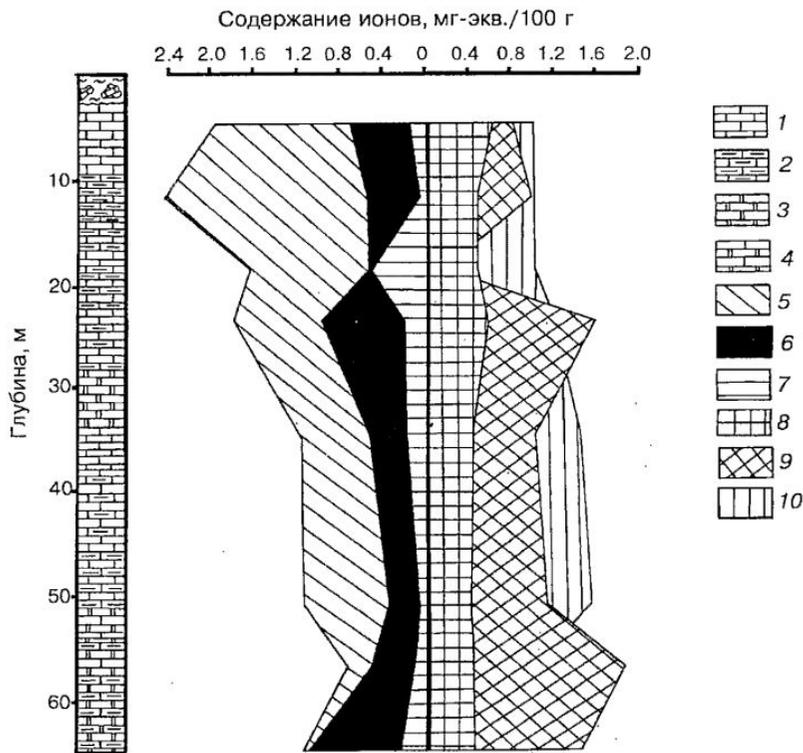


Рис. 25. Изменение химического состава водной вытяжки из осадочных пород, вскрытых в пределах междуречья (скв. 19).

1 – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – доломиты; 4 – доломитизированные известняки; 5 – HCO_3^- ; 6 – Cl^- ; 7 – SO_4^{2-} ; 8 – Na^+ ; 9 – Mg^{2+} ; 10 – Ca^{2+} .

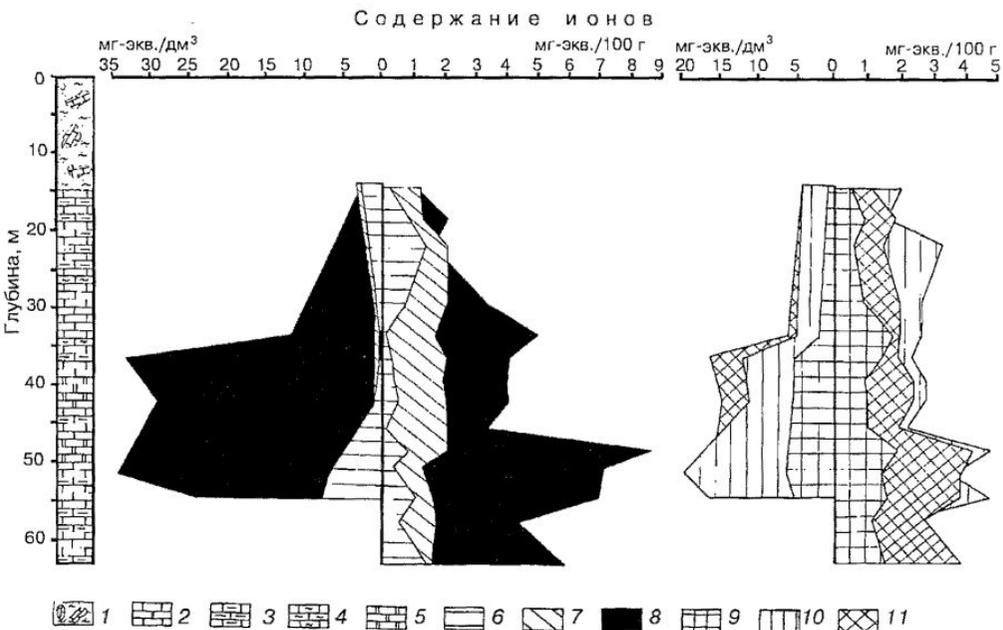


Рис. 26. Связь химического состава подземных льдов (левая часть графиков) и водных вытяжек из осадочных пород, вскрытых в днище долины р. Далдын (скв. 10).

1 – элювий; 2 – известняки; 3 – глинистые известняки; 4 – мергели; 5 – доломиты; 6 – SO_4^{2-} ; 7 – HCO_3^- ; 8 – Cl^- ; 9 – Na^+ ; 10 – Ca^{2+} ; 11 – Mg^{2+}

0.06–0.14 %. Доля сульфата натрия крайне мала (0.014–0.015 %). Хлориды натрия и магния имеют концентрацию 0.01–0.06 %.

В днище долины р. Далдын засоленность осадочных пород возрастает. В интервале глубин 0–24 м она составляет 0.2–0.3 %. Водно-растворимые соли представлены гидрокарбонатом и сульфатом кальция, хлоридами натрия и магния. Содержание $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ составляет 0.11–0.17 %, CaSO_4 – 0.03–0.1 %. Концентрация хлористого натрия не превышает 0.04, а хлористого магния – 0.03 %. С глубиной засоленность пород возрастает, а в солевом составе водных вытяжек преобладают хлориды натрия, магния и кальция. Их содержание колеблется от 0.05–0.06 до 0.1–0.2 %. При этом количество гидрокарбоната кальция практически неизменно. Содержание CaSO_4 в породах составляет 0.08–0.1 %.

Сравнение результатов химического анализа подземных текстуробразующих льдов и водных вытяжек из пород свидетельствует о том, что распределение основных макрокомпонентов в подземных водах зависело от вещественного состава пород (рис. 26). Присутствие в породах легкорастворимых соединений объясняется условиями образования осадочных толщ и кимберлитовых трубок. Формирование

исходного химического состава подземных вод было обусловлено главным образом растворением и выщелачиванием солей из пород инфильтрационными водами до эпохи похолодания. В зоне интенсивного водообмена господствовал фильтрационный массоперенос. При этом немаловажное значение имели геоморфологические особенности поверхности. Они определили большую промытость пород на возвышенных участках, обеднение их легкорастворимыми солями и, наоборот, повышенную засоленность разреза в понижениях рельефа. Присутствие хорошо растворимых соединений (хлоридов) в верхней части кимберлитовых трубок и осадочной толщи на междуречных пространствах свидетельствует о том, что темпы водообмена были невелики. Иначе на возвышенных участках породы были бы практически лишены хлоридов.

Таким образом, многолетний криогенез осадочного чехла в Далдыно-Алакитском районе сопровождался концентрированием подземных вод зоны активного водообмена, осаждением карбонатных и сульфатных солей, ростом концентрации легкорастворимых соединений. Гидрогеохимические особенности подземных вод верхней гидродинамической зоны унаследованы от обстановки, существовавшей к началу эпохи похолодания. Вмещающие породы и темпы водообмена оказали влияние на формирование их исходного состава.

4.2. Криогенная метаморфизация состава подземных вод зоны затрудненного водообмена

Криогенному преобразованию подверглись не только подземные воды верхней гидродинамической зоны, но и подмерзлотные соленые воды и рассолы. В настоящем разделе сделана попытка охарактеризовать в общем виде роль некоторых факторов в формировании их состава.

4.2.1. Температура кристаллизации соленых вод и рассолов

Температура – важный параметр процессов, происходящих в водных растворах. Она характеризует как состояние среды (воздуха, водовмещающей породы), так и состояние физико-химической системы (природного раствора). Понижение температуры в поле положительных или отрицательных значений влечет за собой уменьшение скорости реакций, растворимости большинства соединений, увеличение растворимости газов и концентрации недиссоциированных ионных пар, формирование индивидуальных кристаллогидратов и их смесей и др.

Каждое вещество характеризуется строго определенными температурами переходов из одного агрегатного состояния в другое (температура кипения, температура плавления или кристаллизации). Так, вода при нормальном атмосферном давлении (101.3 кПа) кристаллизуется при температуре 0 °С и кипит при 100 °С.

Иначе дело обстоит с подземными водами. Присутствие растворенного вещества повышает температуру кипения и понижает температуру замерзания растворителя тем сильнее, чем концентрированнее раствор. В большинстве случаев из ра-

створа кристаллизуется и выкипает только растворитель, вследствие чего концентрация раствора в ходе его замерзания или кипения возрастает. Это, в свою очередь, приводит к еще большему повышению температуры кипения и снижению температуры замерзания.

Фазовые переходы воды, сопровождающиеся кристаллизацией льда, а также величина ее минерализации (солености) определяют такой важный параметр, как **температура замерзания**. Экспериментально установлено, что вода в капиллярах не замерзает при $t = -18.5^\circ\text{C}$, а в грунтах – при $t = -6,5^\circ\text{C}$ [Боровик-Романова, 1924; Боженова, 1953]. Имеются сведения и о том, что прочносвязанная вода литосферы в жидкой фазе может существовать до -180°C [Шило, 1971]. Морские воды замерзают при $t = -1.9^\circ\text{C}$, хотя в Антарктиде имеется водоем, который сохраняет жидкое состояние вплоть до температуры -50°C благодаря высокой минерализации и хлоридному кальциевому составу воды [Иванов, 1983].

Рассмотрим условия замерзания подземных вод в соответствии с основными положениями криоскопии. Всякая жидкость характеризуется давлением пара, находящегося в равновесии с жидкостью, которое для каждой данной температуры – величина вполне определенная. Растворение какого-либо вещества затрудняет испарение растворителя. Давление пара раствора всегда ниже давления насыщенного пара чистого растворителя (при той же температуре). Понижение (депрессия) давления пара тем больше, чем выше концентрация раствора. Относительное понижение упругости пара растворителя равно отношению числа молей растворенного вещества и растворителя (закон Рауля), т. е.

$$P_0 - P/P = n/N + n, \quad (4.2.1)$$

где P_0 – упругость пара чистого растворителя, P – упругость пара раствора, n – число молей растворенного вещества, N – число молей растворителя.

Понижение давления пара растворителя над раствором не зависит от природы раствора, а определяется частичной (и соответственно мольной) концентрацией раствора. Для разбавленных растворов величиной n , очень малой по сравнению с N , можно пренебречь, в этом случае закон Рауля примет следующий вид:

$$P_0 - P/P = n/N. \quad (4.2.2)$$

Величина давления пара влияет на температуру замерзания раствора. Изменение давления пара чистого растворителя (кривая AW) и раствора ($A'S$) в зависимости от температуры показано на рис. 27. В соответствии с законом Рауля, $A'S$ расположена ниже AW (давление

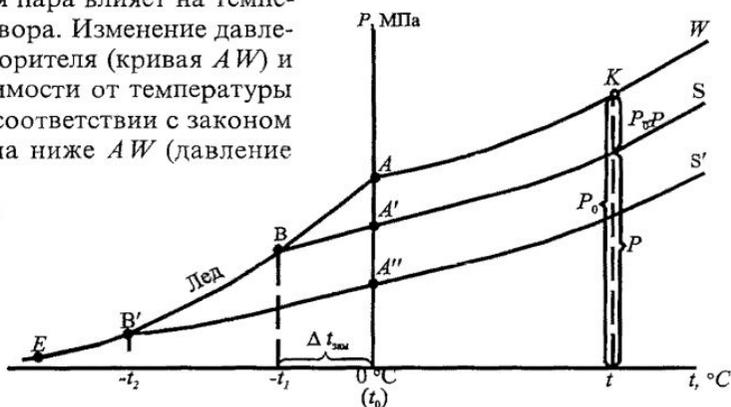


Рис. 27. Кривые равновесных давлений паров льда, воды и водных растворов двух различных концентраций по А. Г. Кульману [1961].

ние пара раствора при всех температурах лежит ниже давления пара чистого растворителя). На этом же рисунке приведена кривая давления пара льда EA . Всякая жидкость начинает замерзать при той температуре, при которой она будет иметь такое же давление пара, как и твердые кристаллы этой жидкости. Видно, что в точке A давление пара чистой воды и льда равны между собой (в этой точке кривые AW и EA пересекаются). Точке A соответствует температура $0\text{ }^\circ\text{C}$. Давление пара раствора при $0\text{ }^\circ\text{C}$ ниже, чем у чистой воды (точка A'), причем оно не равно давлению пара льда при той же температуре (точка A). Лишь при некоторой температуре ($-t_1$), лежащей ниже нуля, давление пара раствора уменьшается настолько, что становится равновесным давлению пара льда при той же температуре. Этому соответствует точка B – место пересечения кривых BS и EA . Температура ($-t_1$) и есть точка замерзания раствора данной концентрации: при этой температуре начнется выделение твердой фазы – мелких кристалликов льда. Это объясняет тот факт, что растворы всегда замерзают при более низкой температуре, чем чистый растворитель. Так, например, раствор, содержащий 100 г NaCl на 1 кг воды, замерзает при температуре $-3.2\text{ }^\circ\text{C}$, морская вода – при $t = -1.9\text{ }^\circ\text{C}$ и т. д. Величина $\Delta t_{\text{зам}}$ – понижение точки замерзания растворов по сравнению с точкой замерзания чистого растворителя пропорциональна моляльной концентрации раствора и не зависит от его природы. Следовательно, для всех растворов, где на 1000 г воды приходится по одному молю различных веществ (неэлектролитов), т. е. они содержат по числу Авогардо ($6 \cdot 10^{23}$) молекул растворенного вещества, величина $\Delta t_{\text{зам}}$ будет одинаковой. Согласно формуле (4.2.1), понижение давления пара у таких растворов будет одинаковым (величины n и N соответственно равны друг другу).

Такой раствор носит название моляльного. Значит, понижение точки замерзания всех растворов является величиной постоянной. В связи с этим вводится понятие криоскопической константы.

Криоскопическая константа – величина, показывающая, на сколько градусов раствор, состоящий из одного моля неэлектролита и 1000 г данного растворителя, замерзает ниже, чем чистый растворитель. Криоскопическая константа характеризует собой только растворитель и измеряется в $^\circ\text{C}$. Для воды она равна 1.86.

Следствием химической закономерности (4.2.1) является зависимость понижения температуры замерзания $\Delta t_{\text{зам}}$ от концентрации (закономерность Рауля)

$$\Delta t_{\text{зам}} = Km, \quad (4.2.3)$$

где K – криоскопическая постоянная, зависящая от природы растворителя, m – концентрация неэлектролита.

Закономерность Рауля лежит в основе криоскопического метода определения температуры замерзания растворов и молекулярных весов нелетучих растворимых веществ. При этом она используется в следующем виде:

$$\Delta t_{\text{зам}} = K \cdot g \cdot 1000 / M \cdot G, \quad (4.2.4)$$

где g и G – вес растворенного вещества и растворителя соответственно (g), M – молекулярный вес растворенного вещества. Для многокомпонентных растворов применима формула

$$T_{\text{зам}} = -1.86 \sum C_i [1 + L_i (k_i + 1)], \quad (4.2.5)$$

где C_i – моляльная концентрация любой соли, L_i – степень ее диссоциации при данной концентрации, k_i – количество ионов, образующихся при диссоциации соли [Иванов, 1983].

В настоящее время отсутствуют сведения о поведении соленых вод и рассолов хлоридного кальциево-магниевого и магниево-кальциевого состава при отрицательных температурах. В Далдыно-Алакитском районе подземные воды первого от поверхности комплекса охлаждены до $-3.5...-6.5$ °С, а крепкие и весьма крепкие рассолы имеют температуру $-2.9...-1.7$ °С. В период сартанского минимума температура подземных вод опускалась намного ниже.

Для установления температуры замерзания соленых вод рассолов была проведена серия экспериментов.

Методика экспериментов. Использовались соленые воды и слабые рассолы верхнекембрийского водоносного комплекса, непременно сходного химического состава проб воды (табл. 14). Диапазон изменения минерализации составлял $31-202$ г/дм³. В стеклянные сосуды объемом 0.5 л заливали 9 проб рассолов различной минерализации. Охлаждение происходило в холодильной камере. Наблюдение за фазовыми переходами велось через смотровое окно, температурные замеры производились с помощью ртутного термометра с ценой деления 0.1 °С. Целью работы было получение кривых охлаждения для проб воды различной минерализации. В ходе проведения эксперимента обеспечивалось активное перемешивание с помощью магнитной мешалки.

Результаты экспериментов.

Для того чтобы началась кристаллизация гравитационной пресной воды, недостаточно понизить ее температуру до 0 °С, необходимо некоторое переохлаждение, так как выделяющееся в момент кристаллизации тепло вновь вызывает некоторое повышение температуры воды. Происходит скачок температуры, которая, достигнув наибольшего значения, некоторое время остается постоянной. Это и есть температура кристаллизации воды. Наряду с температурой кристаллизации следует различать температуру начала кристаллизации воды, которая отличается от первой на величину температурного скачка.

В результате проведения экспериментов получено девять кривых охлаждения воды с различной минерализацией (рис. 28).

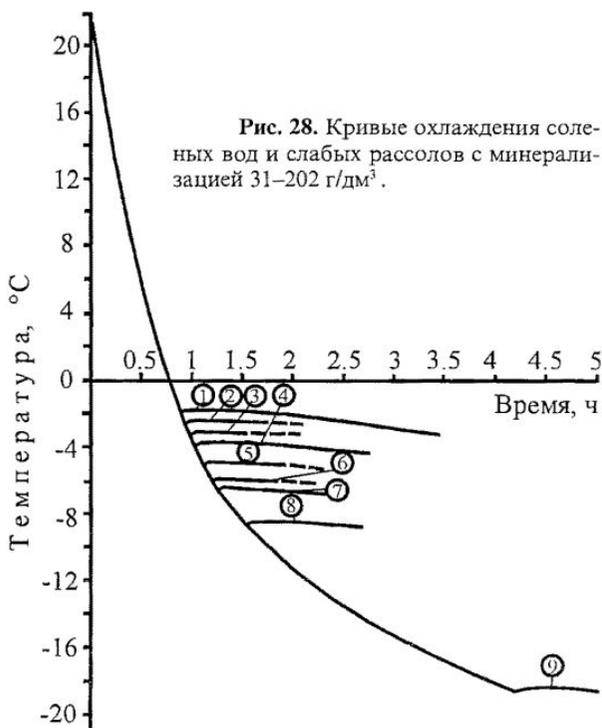


Рис. 28. Кривые охлаждения соленых вод и слабых рассолов с минерализацией $31-202$ г/дм³.

Химический состав соленых вод и рассолов, подвергшихся замораживанию

№ п.п.	№ скв.	Дата отбора пробы	Объемный вес, г/см ³	pH	Форма выражения анализа	Содержание ионов								Сумма ионов
						K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	
1	80	27.07.81	1.024	7.5	г/кг	0.61	3.76	2.08	3.87	18.18	0.31	1.51	0.06	30.38
		г/дм ³			0.635	3.96	2.13	3.96	18.62	0.32	1.55	0.06	31.11	
2	84	460	1.024	7.3	мг-экв	15.98	167.67	174.8	197.8	525.0	4.0	32.21	1.0	37.77
		%-экв			2.87	30.14	31.43	35.56	93.38	0.71	5.73	0.18	38.67	
3	33	22.01.81	1.033	6.85	г/кг	0.72	3.54	3.18	4.84	23.65	0.39	1.40	0.06	47.03
		г/дм ³			0.74	3.62	3.24	4.96	24.21	0.40	1.44	0.06	48.60	
4	90	256	1.043	6.95	мг-экв	18.85	157.67	226.19	247.51	682.81	5.04	29.90	1.0	58.86
		%-экв			2.73	22.84	38.97	35.86	95.00	0.70	4.16	0.14	61.31	
5	100-К	4.03.80	1.058	7.45	г/кг	0.66	4.02	4.00	7.16	29.58	0.57	1.03	0.08	70.26
		г/дм ³			0.68	4.15	4.132	7.40	30.56	0.57	1.09	0.08	74.33	
6	24	276	1.065	6.75	мг-экв	17.44	180.5	339.8	369.2	861.89	7.09	21.34	1.30	85.74
		%-экв			1.92	19.90	37.47	40.71	96.61	0.79	2.40	0.14	91.30	
7	6	13.05.81	1.065	7.1	г/кг	1.28	1.28	5.97	10.20	37.98	0.92	1.17	0.06	58.86
		г/дм ³			1.33	1.33	6.23	10.64	39.61	0.96	1.22	0.07	61.31	
8	15	631	1.094	7.1	мг-экв	33.09	57.82	512.17	531.1	1116.9	12.06	25.33	1.2	70.26
		%-экв			3.00	5.09	45.12	49.79	96.66	1.05	2.19	0.10	74.33	
9	82	24.09.80	1.065	6.75	г/кг	0.41	4.60	5.60	11.98	45.83	0.93	0.82	0.09	70.26
		г/дм ³			0.43	4.87	5.92	12.67	48.49	0.98	0.87	0.10	74.33	
10	24	273	1.073	7.1	мг-экв	10.99	211.89	486.46	632.27	1367.5	12.26	18.06	1.7	85.74
		%-экв			0.82	15.79	36.36	47.13	97.71	0.88	1.29	0.12	91.30	
11	6	29.06.80	1.073	7.1	г/кг	2.03	11.43	4.91	11.73	53.57	0.73	1.11	0.23	85.74
		г/дм ³			2.16	12.17	5.23	12.49	57.05	0.78	1.18	0.24	91.30	
12	6	313	1.073	7.1	мг-экв	55.28	529.08	430.35	623.37	1608.9	9.76	24.49	4.00	91.30
		%-экв			3.38	32.30	36.27	47.13	97.68	0.59	1.49	0.24	91.30	
13	6	13.07.84	1.073	7.1	г/кг	1.78	6.91	8.05	13.67	59.08	1.03	1.05	0.06	91.63
		г/дм ³			1.98	7.42	8.63	14.67	63.40	1.11	1.13	0.07	98.34	
14	15	110-120	1.094	7.1	мг-экв	48.8	323	710	732	1788	13.9	25.5	1.2	98.34
		%-экв			2.7	17.8	39.1	40.4	97.9	0.8	1.3	0.06	98.34	
15	15	8.09.83	1.094	7.1	г/кг	2.74	6.79	9.59	17.95	72.20	1.39	0.29	0.09	111.04
		г/дм ³			3.00	7.43	10.49	19.64	78.99	1.52	0.31	0.1	121.48	
16	82	250-260	1.144	6.55	мг-экв	76.7	323	862	980	2228	190	6.5	1.6	176.83
		%-экв			3.4	14.4	38.5	43.7	98.8	0.8	0.3	0.1	202.3	
17	82	20.08.81	1.144	6.55	г/кг	1.49	15.74	19.05	23.10	114.83	2.05	0.50	0.08	176.83
		г/дм ³			1.71	18.01	21.79	26.43	131.35	2.35	0.57	0.08	202.3	
18	82	215	1.144	6.55	мг-экв	43.61	783.0	1791.9	1718.9	3701.4	29.41	11.93	1.5	176.83
		%-экв			1.10	19.89	45.51	33.50	98.86	0.79	0.32	0.04	202.3	

Примечание. Порядковый номер в таблице соответствует номеру кривой в кружке на рис. 28

Замерзание соленых вод и слабых рассолов
Далдыно-Алакитского района

Минерализация воды, г/дм ³	Температура замерзания, °С
31.1	-1.9
38.7	-2.5
48.6	-3.2
61.4	-3.8
74.3	-5.0
91.3	-6.0
98.3	-6.5
121.5	-8.6
202.3	-18.7

Общий характер кривых однотипен. Видно, что вначале понижение температуры имеет почти прямую зависимость от времени. Разница температур жидкости и окружающей среды велика, поэтому охлаждение идет быстро, и кривая резко направлена вниз. С уменьшением разницы температур кривая охлаждения становится более пологой, т. е. скорость охлаждения уменьшается. Отдача тепла охлаждающейся жидкостью происходит по закону Ньютона – скорость охлаждения пропорциональна разности температур до момента превращения жидкости в твердое состояние [Блинов, 1965].

По достижении определенной температуры наблюдается перелом кривой и небольшой скачок температуры в сторону повышения, соответствующий началу кристаллизации воды. Для дистиллированной воды после скачка температуры кривая подходит к нулю, а для соленых вод и рассолов – до температуры замерзания, определяемой концентрацией солей. Температура остается постоянной до полного превращения воды в лед. После того как весь объем воды замерзнет, происходит дальнейшее понижение температуры твердой фазы. Минерализованные воды требуют значительного охлаждения и замерзают при более низкой температуре (табл. 15). На кривых это выражалось смещением точки перегиба относительно оси ординат. Если льдообразование в соленой воде (31,1 г/дм³) происходит при температуре -1.9°C , то рассол с минерализацией 202.3 г/дм³ замерзает только при -18.7°C .

На основе полученных данных построен график зависимости между температурой замерзания и минерализацией соленых вод и рассолов (рис. 29), на котором для сравнения показана зависимость, свойственная раствору хлористого натрия и морской воде. Отчетливо видно, что подмерзлотные воды района замерзают при более низкой температуре, причем расхождение кривых при малой (30–100 г/кг) минерализации небольшое, а с ростом последней увеличивается. По-видимому, способность подземных соленых вод и рассолов оста-

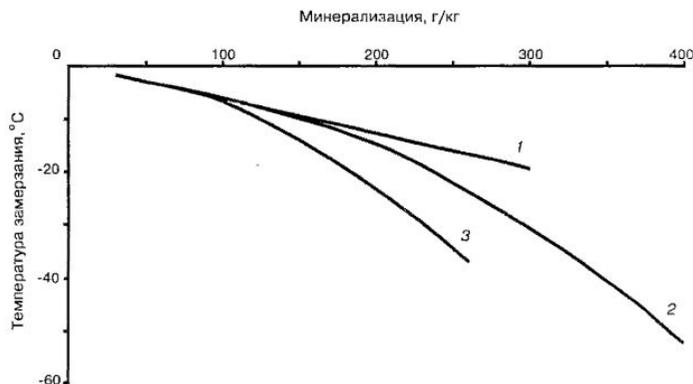


Рис. 29. Изменение температуры замерзания раствора NaCl (1), морской воды (2, по данным Н.Н. Зубова) и подземных соленых вод и рассолов Далдыно-Алакитского района (3) в зависимости от их минерализации.

**Гипотетический солевой состав морской воды
и подземных вод первого от поверхности комплекса
в Далдыно-Алакитском районе, %**

Морская вода		Подземные воды	
NaCl	77.8	CaCl ₂	23.5–56.3
MgCl ₂	10.9	MgCl ₂	5.7–49.2
MgSO ₄	4.7	NaCl	5.2–65.8
CaSO ₄	3.6	KCl	1.5–5.3
K ₂ SO ₄	2.5	CaSO ₄	1.1–5.4
CaCO ₃	0.3	Ca(HCO ₃) ₂	0.1–0.4
MgBr ₂	0.2		

ваться в жидком состоянии при большем охлаждении может быть объяснена иным химическим составом, чем у морской воды. В последней преобладает хлористый натрий, доля хлористого магния невелика. Составной частью подземных вод района являются хлориды калия, натрия, магния и кальция (табл. 16). Возможно, их взаимодействие приводит к изменению процесса кристаллизации.

Заслуживает внимания вопрос о переохлаждении воды перед началом кристаллизации. По данным Б. А. Савельева [1971], вода, лишенная минеральных примесей и изолированная от наружного воздуха, способна находиться в переохлажденном состоянии до температуры -6.6°C . Дарси получил переохлаждение дистиллированной воды в вакууме до -17.5°C , а воды из ручья – до -10.5°C [Песчанский, 1967]. Детальные лабораторные исследования процесса переохлаждения воды в горных породах были проведены А. П. Боженовой [1953], установившей зависимость температуры переохлаждения от интенсивности охлаждения и влажности грунтов. Повышение интенсивности охлаждения пород обуславливает уменьшение переохлаждения воды в них, а понижение влажности – увеличение. По данным А. П. Боженовой, наибольший диапазон температур переохлаждения свойствен свободной воде в песках: от -0.14°C при более интенсивном охлаждении до -3.49°C при менее интенсивном. При влажности пород, намного превышающей максимальную молекулярную влагоемкость, температура переохлаждения как в песках, так и в суглинках в среднем около $-2.3...-2.5^{\circ}\text{C}$. При влажности, меньшей максимальной молекулярной влагоемкости, она изменяется от -2.7 до -3.5°C и тоже слабо отличается в песках и суглинках. Видимо, температуру -3°C ориентировочно можно принять за температуру переохлаждения, при которой начинается кристаллизация внешней части прочносвязанной воды [Втюрина, Втюрин, 1979].

Не вызывает сомнений, что переохлаждение перед началом кристаллизации свойственно подземным водам и в природных условиях. Однако о величине его даже для свободной воды пока данных нет. Как уже отмечалось выше, соленые воды и слабые рассолы в земных недрах охлаждены до примерно $-3.5...-6.5^{\circ}\text{C}$, а температуры их замерзания при диапазоне минерализации $31-90\text{ г/дм}^3$ составляют $-1.9...-6.5^{\circ}\text{C}$. При таких условиях подземные воды должны либо замерзнуть, либо представлять собой смесь твердой и жидкой фаз. В реальной природной обстановке это пока не установлено. Необходимо учесть такой фактор, как давление, под влиянием которого температура замерзания воды понижается. Величина снижения определяется уравнением Клапейрона–Клазиуса–Томсона

$$\frac{\partial T}{\partial P} = A V \Delta L, \quad (4.2.6)$$

где T – абсолютная температура, P – давление, A – термический эквивалент работы,

ΔV – изменение удельного объема при фазовом превращении, L – скрытая теплота превращения. Она составляет $\partial T/\partial P = -0.00752$ °C/атм [Шумский, 1955].

Максимальная величина гидростатического напора подземных вод первого от поверхности комплекса составляет 280 м, а их минерализации – 200 г/дм³ (удельный вес 1.1 г/см³). В таком случае давление окажется равным 25 атм, а температура замерзания понизится всего на 0.15 °C. Можно предположить, что подземные воды находятся в переохлажденном состоянии, хотя в течение четвертичного периода значительное понижение температуры водовмещающих пород могло привести к фазовым переходам.

4.2.2. Влияние процессов льдообразования и температуры на состав соленых вод и рассолов

Специфика взаимного влияния температуры и льдообразования состоит в том, что с понижением температуры происходит уменьшение растворимости солей при одновременном повышении их концентрации в результате увеличения объема кристаллизующегося льда. Это обусловлено тем, что скорости понижения растворимости разных солей существенно отличаются, и повышение концентрации компонентов происходит быстрыми темпами вследствие интенсивного уменьшения объема растворителя (воды) при льдообразовании, фазовые переходы сопровождаются вовлечением солей в лед и их осаждением при достижении состояния эвтектики. В результате замедляется повышение общей концентрации солей вымораживаемого раствора и снижается концентрация осаждающегося соединения. Однако при последовательном охлаждении растворов скорость процессов, сдерживающих рост их минерализации, ниже скорости льдообразования, которое повышает минерализацию (соленость). Поэтому в процессе кристаллизации льда и охлаждения контактирующих с ним растворов всегда наблюдается увеличение минерализации вод [Иванов, 1983], происходит криогенное концентрирование.

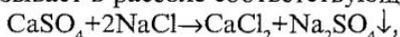
В работах Б. А. Савельева [1963, 1971] подробно рассмотрен процесс кристаллизации природных вод на молекулярном уровне. Автор указывает, что в природной воде, содержащей растворенные соли, подготовка и кристаллизация происходят сложным путем. Молекулы воды при наличии гидратных оболочек обладают различной степенью упорядоченности, зависящей от подвижности и ориентации молекул солей, входящих в эти оболочки. В процессе охлаждения раствора молекулы солей, растворимость и ионная диссоциация которых понижаются, так же как и молекулы воды, организуются в элементарную решетку. При этом образуются решетки льда и каждой соли в отдельности. В ходе замерзания элементарные решетки солей оттесняются к границам силового поля, в котором действует зародыш кристаллизации льда. Это происходит благодаря различию кристаллографических параметров у решеток солей и льда. В результате такого расслаивания возникает подобие клеток, стенки которых состоят из минерализованного раствора, а содержимое клеток – из более чистой воды. Сначала замерзает содержимое клеток, а затем стенок.

В морской воде и рассолах вокруг ядер кристаллизации также возникают силовые полигоны, которые еще более усиливаются оконтуривающим действи-

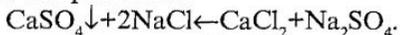
ем решеток солей, оттесненных к периферии силами кристаллизации льда. Образованный кристалл внутри клетки окружается слоем воды, более минерализованным, чем тот, из которого он возник. По мере понижения температуры и дальнейшего его роста этот слой непрерывно выжимается, становясь все более минерализованным. Рост продолжается до тех пор, пока минерализованный слой, окружающий кристалл, не встретит такой же слой соседнего кристалла и не сольется с ним. В результате каждый кристалл оказывается окруженным средой, имеющей более низкую точку плавления, чем он сам. Изложенный механизм кристаллизации позволяет понять процесс криогенного концентрирования воды под влиянием льдообразования.

Процесс изменения минерализации и состава соленых вод можно проследить на примере кристаллизации морской воды, которая, как известно, представляет собой раствор карбонатных, сульфатных и хлоридных солей (см. табл. 16).

Наличие в морской воде солей с различной температурой кристаллизации обуславливает вполне определенные закономерности изменения химического состава воды в процессе ее вымораживания [Ringer, 1906; Гиттерман, 1937; Зубов, 1945; Nelson, Thompson, 1954; Thompson, Nelson, 1956; Workman, 1954; Wakatsuchi, 1974]. При охлаждении морской воды с соленостью 30–35 % при температуре -1.8°C начинается кристаллизация льда. При дальнейшем вымораживании выделение льда происходит настолько интенсивно, что уже при температуре -5°C система представляет собой кашеобразную смесь. Изменение химического состава морской воды в процессе кристаллизации обусловлено последовательным выпадением из раствора солей. До -3.5°C выделяется углекислый кальций (около 59 %), при дальнейшем охлаждении интенсивность его выделения несколько уменьшается, а при температуре $-7.4\text{...}-8.2^{\circ}\text{C}$ начинается кристаллизация глауберовой соли ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Выделение из раствора сульфат-иона при температуре -10°C составляет около 59 %, понижение температуры еще на 5°C приводит к тому, что в концентрированном растворе остается всего 16 % сульфат-иона. Поскольку соли содержатся в рассоле в виде ионов, то выпадение в осадок уже первой соли приводит к изменению соотношения ионов по сравнению с их содержанием в морской воде и к возникновению химических реакций. К. Э. Гиттерман [1937] отмечает, что выпадение в осадок сульфата натрия вызывает в рассоле соответствующую реакцию

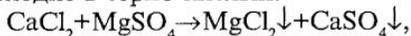


в результате которой образуются новые порции кристаллизующейся соли Na_2SO_4 , а в рассоле повышается доля ионов кальция и хлора. Такая реакция протекает до температуры кристаллизации ($-15\text{...}-17^{\circ}\text{C}$) сульфата кальция, ниже которой она принимает обратное направление:



Прекращается осаждение Na_2SO_4 , и из рассола сначала начинает выпадать в осадок сульфат кальция, а при температуре -22.6°C – хлористый натрий. По данным В. Рингера [Ringer, 1906], Т. Томпсона и К. Нельсона [Thompson, Nelson, 1956], полное замерзание морских вод соответствует эвтектике CaCl_2 , т. е. $-54\text{...}-55^{\circ}\text{C}$, тогда как по К. Э. Гиттерману, она равна -36°C и обусловлена выпадением из раствора MgCl_2 . Б. А. Савельев [1971] считает, что при завершении кристаллизации MgCl_2

жидкой фазы во льду не остается, поскольку хлористый кальций в результате реакции обмена переходит в серно-кислый:



хотя по некоторым лабораторным экспериментам следы рассола были обнаружены в образцах соленого льда даже при -80°C [Паундер, 1967].

Подмерзлотные соленые воды и рассолы в Далдыно-Алакитском районе характеризуются иным химическим составом, чем морская вода. Для них характерна высокая обогащенность хлоридами магния и кальция. Доля слаборастворимых солей (CaSO_4 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) очень мала (0.1–5 %). Предположим, что состав подземных вод до эпохи похолодания мало отличался от современного. В таком случае при охлаждении гидрогеологического разреза состояния эвтектики мог достичь только гидрокарбонат кальция, а возможно, и сульфат кальция. Но выделение этих солей в осадок не могло существенным образом повлиять на состав подземных вод. Поэтому промерзание водонасыщенных пород, сопровождаясь кристаллизацией льда, приводило лишь к повышению общей минерализации вымораживаемых растворов, т. е. имело место криогенное концентрирование. Чтобы подтвердить это, мы поставили серию экспериментов.

Методика экспериментов. Использовались три пробы воды с минерализацией 33.0; 75.3 и 98.5 г/дм³. Температура замерзания их изменялась от -1.9 до -6.5°C , что соответствует реальным природным условиям. Промораживание проб производилось в стеклянном литровом сосуде, сконструированном автором. Двойные стенки сосуда и наличие между ними вакуума обеспечивали движение фронта промерзания только сверху вниз. Скорость охлаждения составляла $0.1^\circ\text{C}/\text{мин}$. Замеры температур воздуха и воды в камере осуществлялись с помощью ртутного термометра с ценой деления 0.1°C . Прозрачные стенки сосуда давали возможность наблюдать процесс кристаллизации льда при охлаждении. В сосуд заливалось 0.8 л воды, после замерзания одной трети ее объема он извлекался из холодильной камеры. В массе льда сверлилась микроскважина, из которой с помощью шприца ($V=200\text{ см}^3$) с диаметром иглы 1 мм и длиной 15 см извлекалась проба концентрированного рассола. После этого отбиралась проба льда.

Результаты эксперимента. Проведенные исследования показали, что замерзание соленых вод и рассолов приводит к росту плотности, минерализации и концентрации компонентов остаточного раствора (табл. 17). Суммарное содержание веществ во льду ниже, чем в воде, из которой он образо-

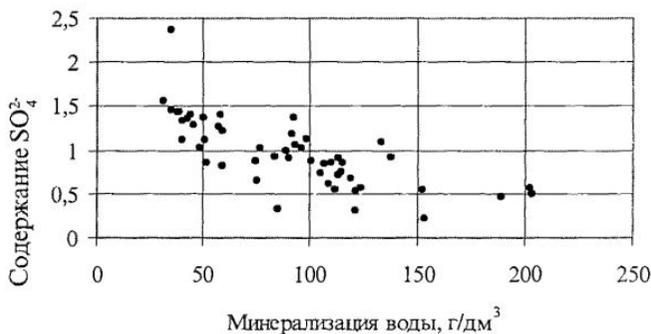


Рис. 30. Зависимость содержания сульфат-иона от минерализации подземных вод.

Криотенные изменения химического состава соленых вод и рассолов Далдыно-Алакитского района (данные лабораторных экспериментов)

№ скв.	Проба	Т _{зам.} , °С	Объем, вес, г/см ³	Форма выражения анализа	Содержание ионов											Сумма ионов
					K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻				
80	Вода до заморозания	-1.9	1.022	г/кг	0.59	3.85	2.59	3.88	19.71	0.31	1.66	0.05	32.32			
				г/кг	0.60	3.93	2.64	3.96	20.15	0.32	1.70	0.06	33.03			
				мг-экв	15.35	170.94	217.27	197.68	568.18	4.0	35.33	0.9				
				%-экв	2.55	28.43	36.14	32.88	94.01	0.71	5.84	0.15				
80	Смесь льда и рассола		1.020	г/кг	0.56	3.80	2.62	3.72	19.46	0.30	1.62	0.06	32.13			
				г/кг	0.57	3.88	2.67	3.79	19.84	0.30	1.65	0.06	32.77			
				мг-экв	14.63	168.60	219.55	189.15	559.72	3.77	34.35	1.0				
				%-экв	2.47	28.48	37.09	31.96	93.24	0.63	5.74	0.16				
80	Концентрированный рассол		1.025	г/кг	0.62	4.04	2.62	3.97	20.40	0.33	1.71	0.12	33.80			
				г/кг	0.63	4.14	2.68	4.07	20.91	0.34	1.75	0.12	34.65			
				мг-экв	16.17	179.94	220.77	203.11	589.76	4.22	36.5	2.0				
				%-экв	2.61	29.02	35.61	32.76	93.24	0.66	5.77	0.33				
8	Вода до заморозания	-4.6	1.056	г/кг	1.25	5.59	6.51	10.20	46.38	0.73	0.61	0.08	71.31			
				г/кг	1.32	5.90	6.87	10.77	48.98	0.77	0.65	0.09	75.30			
				мг-экв	33.8	257	565	537	1382	9.6	13.5	1.5				
				%-экв	2.4	18.4	40.6	38.6	98.2	0.7	1.0	0.1				
8	Смесь льда и рассола		1.052	г/кг	1.25	6.01	5.97	10.15	45.50	0.81	0.59	0.09	70.51			
				г/кг	1.32	6.32	6.28	10.67	47.87	0.85	0.62	0.10	74.18			
				мг-экв	33.8	274.80	546.42	532.61	1350.0	10.65	12.99	1.6				
				%-экв	2.4	20.18	37.94	39.12	98.16	0.77	0.95	0.12				
8	Концентрированный рассол		1.056	г/кг	1.43	6.85	7.20	9.84	50.07	0.91	0.64	0.12	77.05			
				г/кг	1.51	7.23	7.60	10.39	52.87	0.96	0.67	0.12	81.36			
				мг-экв	38.53	314.47	625.17	518.52	1491.2	12.05	13.99	2.00				
				%-экв	2.57	21.01	41.77	34.65	98.15	0.79	0.92	0.14				
6	Вода до заморозания	-6.5	1.073	г/кг	1.55	6.93	8.63	13.30	60.29		1.08	0.06	91.85			
				г/кг	1.66	7.44	9.26	14.28	64.69		1.16	0.06	98.54			
				мг-экв	42.48	323.47	761.34	712.34	1824.4		24.15	1.00				
				%-экв	2.31	17.58	41.39	38.72	98.64		1.31	0.05				
6	Смесь льда и рассола		1.072	г/кг	0.79	6.78	8.65	14.10	59.64	1.07	1.06	0.06	91.12			
				г/кг	0.85	7.27	9.27	15.08	63.94	1.15	1.14	0.06	97.68			
				мг-экв	21.68	316.20	762.08	752.26	1803.2	14.42	23.67	1.0				
				%-экв	1.17	17.06	41.14	40.63	97.88	0.78	1.29	0.05				
6	Концентрированный рассол		1.076	г/кг	1.82	7.40	8.39	14.50	63.55	1.13	1.16	0.08	98.01			
				г/кг	1.95	7.96	9.03	15.60	68.38	1.21	1.24	0.09	105.46			
				мг-экв	49.95	346.35	742.36	778.20	1928.6	15.1	25.90	1.4				
				%-экв	2.61	18.07	38.73	40.59	97.84	0.77	1.31	0.08				

вался. Обращает на себя внимание незначительное расхождение в минерализации исходной воды и концентрированного раствора (всего 1–7 г/дм³), а также высокие значения коэффициента вовлечения (90–95 %). Это объясняется тем, что, во-первых, в ходе эксперимента достаточно велика была скорость охлаждения, поэтому в образующийся лед вовлекалось большое количество рассола, отсюда такая высокая минерализация льда. Во-вторых, существенное изменение минерализации рассола удалось бы получить лишь при значительном сокращении объема воды (например, в 5–10 раз), но это сделать было невозможно, поскольку замораживалось всего 0.8 л рассола, а для химического анализа необходимо, по крайней мере, 0.2 л воды. При концентрировании морской воды вымораживанием обычно использовались ее большие объемы (30–50 л), также методика ступенчатого вымораживания, суть которой заключалась в том, что раствор охлаждался до температуры, при которой устанавливалось выгодное для анализа соотношение твердой и жидкой фаз. На основании состава жидкой фазы готовился новый раствор, который вымораживался при более низкой температуре и т. д. Мы же имели дело с реальными природными растворами сходного химического состава, но с разной минерализацией. Основной задачей являлось установление стадийности криогенного концентрирования при замерзании подземных вод.

В целом полученные результаты имеют большое значение. С позиций процессов криогенной метаморфизации, по-видимому, можно объяснить столь значительный разброс минерализации подземных вод первого от поверхности водоносного комплекса (от 31 до 202 г/дм³). Вероятно, до эпохи похолодания минерализация подземных вод не превышала 30–40 г/дм³. Интенсивность охлаждения водонасыщенных пород зависела главным образом от теплофизических свойств залегающих сверху мерзлых толщ, а также от глубины залегания водоносного комплекса. Поэтому в разных частях геологического разреза складывались условия, при которых значительное повышение минерализации подземных вод при промерзании водоносного комплекса либо имело место, либо практически отсутствовало. В коллекторах состояния эвтектики достигали карбонатные и, вероятно, сульфатные соли (рис. 30). Происходило криогенное концентрирование и рост минерализации отжимающегося раствора за счет накопления в его составе хорошо растворимых соединений (хлоридов натрия, магния и кальция).

Среди исследователей, изучающих рассолы, не достигнуто единого мнения о роли криогенеза в формировании состава и минерализации подмерзлотных вод района. Одни авторы [Устинова, 1964; Пиннекер, 1978] связывают с криогенными процессами рост минерализации слабых рассолов месторождения тр. Удачная, а также повышенное процентное содержание магния в солевом составе воды. Другие [Дзюба, 1984], сопоставляя хлоридные натриевые рассолы тр. Мир и хлоридные магниевые-кальциевые рассолы тр. Удачная, указывают на минимальное изменение их состава и минерализации под воздействием криогенеза. При изучении процессов криогенеза обязательен учет особенностей формирования подземных вод до эпохи похолодания.

Что касается крепких и весьма крепких рассолов, то процессы промерзания не оказали существенного влияния на их состав. Данные наших экспериментов

показывают, что зарождение кристаллов льда в хлоридном кальциевом рассоле с минерализацией 320 г/дм^3 происходит только при температуре $-37 \text{ }^\circ\text{C}$. Охлаждение до $-55 \text{ }^\circ\text{C}$ не приводит к полному замерзанию. Рассол представляет рыхлую кашеобразную смесь. Пространство между кристаллами льда заполнено раствором с минерализацией 360 г/дм^3 . Важно отметить еще одну особенность. При замерзании растворов сложного состава изменяются точки эвтектики легкорастворимых солей. Если при охлаждении морской воды выделение бигидрата хлористого натрия ($\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$) происходит при температуре $-21.1 \text{ }^\circ\text{C}$, то из рассола эта соль выпала в осадок в интервале температур $-37 \dots -45 \text{ }^\circ\text{C}$. На температуру кристаллизации $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ влияют другие компоненты, входящие в состав рассола. При вымораживании морской воды выпадение в осадок сульфата натрия происходит при температуре $-7.6 \text{ }^\circ\text{C}$, а не при $-3.5 \text{ }^\circ\text{C}$, как это должно быть в случае чистого раствора этой соли. Хлористый калий начинает осаждаться при значительно более низкой ($-34.2 \text{ }^\circ\text{C}$) температуре, чем из чистого раствора. Почти на $10 \text{ }^\circ\text{C}$ понижается эвтектическая температура у хлористого магния.

Таким образом, на основе экспериментальных работ установлено, что:

1. Температура замерзания соленых вод и слабых рассолов с минерализацией $31\text{--}200 \text{ г/дм}^3$ изменяется от -1.9 до $-18.7 \text{ }^\circ\text{C}$. Современные геотермические условия Далдыно-Алакитского района, по-видимому, определяют переохлаждение подземных вод с минерализацией $31\text{--}90 \text{ г/дм}^3$.

2. Криогенная метаморфизация состава соленых вод и слабых рассолов протекала под влиянием отрицательных температур, льдообразования и кристаллизации солей (карбонатов и, возможно, сульфатов), при этом интенсивность процесса зависела от исходной минерализации, глубины залегания водоносного горизонта и теплофизических свойств пород. Наблюдаемый в настоящее время широкий диапазон минерализации подземных вод отвечает различным стадиям криогенного концентрирования.

3. Охлаждения геологического разреза в течение четвертичного периода было недостаточно для сколько-нибудь заметного преобразования состава крепких и весьма крепких хлоридных кальциевых рассолов.

4.3. Дезинтеграция массивов скальных пород при их промерзании

Промерзание скальных горных пород сопровождается изменением напряженного состояния массива. Масштаб таких изменений, связанных со сменой температурного режима пород, зависит как от исходного состояния массива (степени его нарушения, обводненности и др.), так и от условий промерзания – абсолютных величин температур, их градиентов, скорости промерзания [Каган, Кривоногова, 1978]. По мере продвижения фронта промерзания вниз происходит переход в твердую фазу свободной воды в трещинах, предопределенных освобождением скального массива от нагрузки вследствие тектонических процессов или денудации сверху. Последующее оттаивание скальных пород (через короткий промежуток времени или через тысячелетия) приводит к деструкции массива. Поэтому промерзание плотных корен-

ных пород следует рассматривать как процесс криогенного выветривания (криогипергенеза), подготавливающего породы к разрушению. Многолетнемерзлые толщи в этом случае можно назвать толщами криогенного предразрушения [Попов и др., 1985].

Рассмотрим основные черты криогенного преобразования скальных массивов в пределах Далдыно-Алакитского района. Максимальной разрушенностью характеризуется верхняя часть массивов скальных пород (20–30 м от поверхности). Это зона активного криогипергенеза, включающая два горизонта. Первый горизонт представлен слоем сезонного оттаивания мощностью 1–2 м. Механическое разрушение горных пород в его пределах происходило в результате сезонного и суточного льдообразования. Промерзание сезонного слоя сопровождалось закупоркой трещин близ дневной поверхности льдом, вследствие чего при кристаллизации воды, находившейся в трещинах глубже, развивались колоссальные напряжения, приводившие к разрывам сплошности пород. Таким образом формировались дополнительные полости для льдообразования. В результате процессов криогенного выветривания скальные породы в слое сезонного оттаивания разрушены до щебня и дресвы и представляют собой так называемые криокластиты – зачаточный криоэлювий.

Во втором горизонте активного криогипергенеза имели место менее резкие температурные колебания, затухавшие у подошвы слоя годовых теплооборотов. Факторами разрушения здесь явились температурное выветривание, связанное с колебаниями отрицательных значений температуры, а также замерзание воды в трещинах. При этом сказывались различия в величине коэффициентов линейного расширения (сжатия) породы и трещинного льда, общие изменения объема всей системы.

На глубине свыше 30 м в скальных массивах также происходило перераспределение объема пустот. Уменьшение трещиноватости с глубиной, а также наличие в разрезе толщи морозных пород, исключаящих подток подмерзлотных вод, позволяет говорить о том, что промерзание происходило в условиях “закрытой” системы. При этом в процессе замерзания воды на стенки трещин передавалось значительное гидростатическое давление, величину которого можно оценить с помощью зависимости Бриджмена–Таммана [Цытович, 1973]:

$$P = 0.10 + 12.7T - 0.15T^2, \quad (4.3.1)$$

где P – давление, МПа; T – абсолютное значение температуры, °С.

Эта зависимость характеризует связь между температурой замерзания воды в условиях невозможности ее бокового расширения и величиной внешнего давления, которое развивают кристаллы льда при их формировании (рис. 31). Расчеты показали, что при существующих температурах мерзлых пород района давление, возникающее в результате фазовых переходов воды, изменяется от 37 до 71 МПа. В таких условиях возможность перемещения отдельных круп-

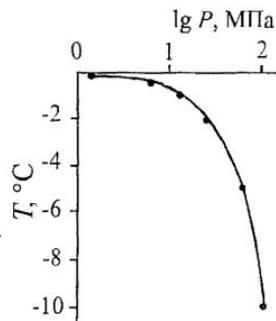


Рис. 31. Изменение давления при промерзании влаги в закрытой системе, рассчитанное по методу Бриджмена–Таммана [Шестернев, Ядрищенский, 1990].

ных блоков горных пород не вызывает сомнений. Следовательно, промерзание обводненных скальных пород сопровождалось увеличением их объема, т. е. распучиванием (термин предложен Н. Ф. Кривоноговой). По мнению А. А. Кагана и Н. Ф. Кривоноговой [1978], одним из основных критериев для суждения о распученности является отсутствие контактов между стенками трещин. Именно такая картина наблюдается в пределах Далдыно-Алакитского района. Трещины в массивах скальных пород не имеют контактов между собой и полностью заполнены льдом. В ряде случаев в массе льда взвешены обломки разрушенной породы. Вне зон тектонического дробления осадочных толщ размеры трещин в скальных породах увеличены только за счет изменения объема воды при одноактном промерзании. В массивах, претерпевших тектонические подвижки, трещиноватость в значительной степени усилена процессами инъекционного льдообразования. Формирование подземных льдов привело к развитию единого горизонта дезинтеграции, распространяющегося до глубин 200–220 м и более.

Исследованиями в различных регионах страны установлено, что у подошвы многолетнемерзлых пород и несколько ниже нее существуют горизонты активной криогенной трещиноватости в горных породах [Львов, 1916; Губкин, 1952; Калабин, 1972; Н. Толстихин, 1962; О. Толстихин, 1965, 1974; Гольдтман, 1972]. Их формирование объясняется морозным разрушением горных пород вследствие их неоднократного промерзания и оттаивания при смене направления мерзлотного процесса. Начальное обводнение и последующее питание возникающих подмерзлотных трещиноватых зон происходило главным образом подмерзлотными пресными водами, а также водами межмерзлотных и сквозных таликов. С тех же позиций трактуется значительная дезинтеграция скальных массивов по зонам тектонического дробления и вблизи них. В пределах рассматриваемого района на подошве многолетнемерзлых пород зоны активной криогенной трещиноватости не установлены. Доказательством тому является уменьшение трещиноватости и значений объемной льдистости пород с глубиной. Повышение температуры горных пород с середины сарганского похолодания (оледенения) сказалось лишь на мощности криолитозоны в целом. За 18 тыс. лет нижняя граница криолитозоны поднялась на 120–170 м под влиянием теплового потока снизу, а средняя скорость деградации за весь период составила 0,8 см/год [Балобаев, 1991].

По мнению В. Т. Балобаева, голоценовый оптимум не оказал влияния на развитие мерзлых толщ. В этот период температура горных пород не заходила в положительную область. Влияние климатического оптимума очень быстро стерлось последующим небольшим похолоданием, при котором мы живем и сейчас. Таким образом, длительные изменения теплообмена могли выразиться лишь в колебаниях температуры многолетнемерзлых пород, не переходящих через 0 °С в течение всего четвертичного периода.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОТРИЦАТЕЛЬНО-ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Изучение системы рассол–лед (мерзлая порода) обусловлено ее наличием в криолитозоне Земли, взаимодействием фаз при отрицательной температуре, большим влиянием на строение многолетнемерзлых пород, осложнением горных работ в криогенных разрезах и многими другими проблемами, включая экологические. Взаимодействие между льдом и рассолом теоретически может протекать по одному из следующих вариантов: 1) равновесия; 2) кристаллизации воды из раствора в лед при прогрессирующем охлаждении; 3) плавления льда, если температура среды ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, но выше точки криозтектики раствора. Самое распространенное в современных климатических условиях – третье состояние системы – особенно подходит к мерзлотно-гидрогеологическим условиям севера Сибирской платформы и Арктики. В этих регионах контактирование мерзлых пород с отрицательнотемпературными хлоридными рассолами – криопэгами – прослеживается повсеместно. Это меж- и подмерзлотные, как правило, напорные растворы с минерализацией $100\text{--}300\text{ г/дм}^3$ и более. Они не замерзают при известных температурах в недрах (обычно $-5\text{...}-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, минимально $-14\text{...}-10\text{ }^{\circ}\text{C}$), так как для кристаллизации растворенных в них солей необходимо более глубокое охлаждение ($-21.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ для хлористого натрия и $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$ для хлористого кальция). Такие растворы неравновесны со льдом и могут переводить его в жидкую фазу, ликвидировать флюидоупорность мерзлых пород и мигрировать сквозь криогенные толщи, тем не менее они сосуществуют с ними на протяжении многих тысяч лет. Выявление причин такого (кажущегося) равновесия – одна из основных задач проведенных исследований.

Система рассол–лед – это единственная в своем роде гетерогенная система, твердая и жидкая фазы которой состоят из одного и того же вещества – воды. Их взаимодействие совершается путем фазовых переходов воды, что сопровождается взаимным изменением объемов фаз с сохранением химического состава раствора. Изменение содержания H_2O в жидкой фазе приводит к появлению плотностных неоднородностей и более ярко выраженному конвективному массопереносу.

В первом приближении процессы между льдом и рассолом представляются простыми, так как фазовые переходы воды доступны описанию методами химической термодинамики по ограниченному числу параметров – температуре и концентрации (роль давления в обычных условиях не учитывается). Сложности же возникают в связи с конвективным характером взаимодействия, с необходимостью раскрытия кинетики процессов, т. е. скорости, направленности и механизмов массопереноса, с выявлением структуры равновесного состояния системы, кото-

рые определяются в основном экспериментально. Последние аспекты изучены недостаточно. Преимущественно определялась скорость плавления льда в растворах, чаще всего хлористого натрия, выражаемая в весовых, объемных или линейных единицах измерения. Установлено, что скорость прямо зависит от температуры среды и минерализации раствора, она выше при вынужденном движении раствора, чем при естественной конвекции [Пехович и Шаталина, 1968; Невский и Малышева, 1968; Федоров, 1989 и др.]. Общей чертой всех ранее выполнявшихся экспериментов было отсутствие непосредственного наблюдения за изучавшимся процессом (вслепую). Замеры производились путем взвешивания образцов льда, вынутых из раствора. Никто из исследователей не указывал на необходимость фиксации льда в объеме раствора (от всплывания), что должно исказить конвекцию и результат опыта. Серия опытов была выполнена в МГУ [Лебедеко, 1989а, б, 1990; Ершов и др., 1988, 1992.] по изучению миграции солей в пленочной незамерзающей воде, но без фиксации кинетических характеристик процесса.

Детально изучены процессы разделения и взаимодействия фаз при образовании морского льда [Гиттерман, 1937; Доронин, Хейсин, 1975; Цуриков, 1976; Савельев, 1963 и др.], а также при опреснении соленых вод путем их замораживания [Слесаренко, 1973], но в этих исследованиях решалась обратная задача.

5.1. Факты проявления процессов взаимодействия

В ходе разведки месторождений алмазов в Далдыно-Алакитском районе зафиксировано взаимодействие рассолов и многолетнемерзлых пород. При проведении опытных откачек (3 случая) из скважин и слива рассолов на неподготовленную поверхность или в зумпфы наблюдалось полное поглощение и фильтрация вод в толще мерзлоты на значительные расстояния.

В качестве примера приведем откачку, проводившуюся в июле 1984 г., из скв. 2-Г (тр. Зарница, интервал 400–750 м). Рассол с минерализацией 274 г/дм³ сливался из металлической емкости на поверхность залесенного склона в течение 5 сут со средним дебитом 12 м³/ч. Температура воды составляла –2 °С.

На вторые сутки у зумпфа образовалось небольшое углубление, размеры которого позднее увеличились до 4–5 м в диаметре, а глубина составила 1.6 м. Вначале рассол переливался через край воронки и стекал по склону ручья, температура воды в котором составляла 0...–1 °С. К концу откачки он полностью поглощался в обнажившийся щебенисто-глыбовый элювий кимберлитов. Поверхностный сток исчез, а в 500 м ниже по склону вода в мочажинах стала соленой. Через год электроразведочными работами на склоне зафиксирована полоса повышенной электропроводности, ориентированная по наибольшему уклону. Через месяц после окончания откачки вдоль этой полосы (шириной до 50 м) погибла вся растительность (моховой покров, кустарники, лиственницы).

Отработка тр. Удачная с середины 1985 г. ведется в условиях поступления в карьер подземных рассолов. На первом этапе была предпринята попытка наземного складирования дренажных вод с минерализацией 30–40 г/дм³ в накопитель емкостью 6 млн м³. Однако при сбросе стоков интенсивность их поглощения составила

2–3 тыс. м³/сут, а объем поглощенной жидкости превысил 100 тыс. м³. Процесс протекал с образованием провалов и зияющих трещин. Основное поглощение происходило в обнаженную зону Октябрьского разлома, что подтверждено несколькими скважинами, вскрывшими в его пределах техногенный водоносный горизонт (табл.18).

Подобные негативные проявления при отработке месторождений полезных ископаемых в условиях сплошной многолетней мерзлоты и рассолоносности ранее не наблюдались. Во всех случаях сброс дренажных вод осуществлялся в летнее время, поэтому лед в трещинах исчезал главным образом в результате теплового воздействия воды на него. Зимой процесс поглощения в ложе накопителя продолжался. Минерализация рассолов повысилась до 170–200 г/дм³, а их температура опустилась до –2...–5 °С.

Гидрогеологами Амакинской ГРЭ АК “АЛРОСА” и ЯкутНИИПроалмаза делались попытки оценить скорость фильтрации криопэггов в днище накопителя. В неглубокие скважины (60–80 м) заливалось от 6 до 20 м³ отрицательно-температурных вод, однако заметить начальный уровень не представлялось возможным, столь высока была скорость фильтрации. Интенсивность поглощения составила 10–30 м³/ч (2.8–8.3 л/с). Плановая и нисходящая фильтрация рассолов происходила в результате плавления льда в трещинах, а также через свободные коллекторы, не содержащие льда. Прямые признаки таких пустот – газопроявления и поглощение промысловой жидкости при бурении скважин в интервале разреза выше кровли первого от поверхности водоносного комплекса.

Впоследствии было принято решение о подземном складировании дренажных вод в толщу многолетнемерзлых пород в районе водораздельного участка зоны Октябрьского разлома. В 1986 г. начался сброс стоков через нагнетательные скважины ниже базиса эрозии, в интервале глубин 150–250 м. Система осушения месторождения функционировала следующим образом: дренажные воды из водосборных зумпфов, расположенных на различных уровнях, через промежуточный зумпф-накопитель, построенный во вмещающих осадочных толщах, перекачивались по водоводу к шести нагнетательным скважинам. В 1993 г. в толщу мерзлоты закачано около 3.8 млн м³, а к концу 1995 г. – 5.4 млн м³ рассолов. Под влиянием закачки в зоне многолетнемерзлых пород образовался техногенный водоносный горизонт мощностью в центральной части до 160 м. Плановое распространение рассолов по отдельным направлениям достигло 6–8 км [Сердюков и др., 1996].

5.2. Механизм плавления льда рассолами

Как известно из физической химии, системы, образующие водные растворы, могут существовать и находиться в равновесном состоянии только при определенных “эвтектических” температурах; их изменение приводит к выходу из устойчивого состояния всей системы.

Чтобы лучше понять механизм плавления льда рассолами, обратимся к фазовой диаграмме, характеризующей замерзание водных растворов различных солей (рис. 32). Растворение соли снижает температуру замерзания раствора. Раствор с

Таблица 18
Химический состав подземных вод техногенного горизонта, вскрытого в районе накопителя дренажных вод трубкы Удачная

№ скв.	Дата отбора пробы	Глубина отбора пробы, м	Объем, вес, г/см ³	рН	Форма выделения анализа	Содержание ионов								Сумма ионов
						K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	
6	2.09.85	18.5	1.019	7.35	г/кг	0.74	3.09	2.42	3.90	18.82	0.38	0.76	0.19	30.22
					г/дм ³	19.18	3.15	2.50	3.88	19.18	0.39	0.77	0.20	30.79
					мг-экв	3.44	24.54	203.1	198.5	540.8	4.86	16.16	3.32	0.59
13	18.10.85	2.4	1.016	6.45	г/кг	0.54	3.45	1.75	2.76	15.06	0.28	0.79	0.16	24.76
					г/дм ³	14.18	3.50	1.78	2.81	15.30	0.28	0.78	0.16	25.16
					мг-экв	3.13	33.67	146.0	140.0	431.5	3.52	16.14	2.7	0.59
14	4.11.85	10	1.016	7.45	г/кг	0.52	3.44	1.72	2.76	15.19	0.24	0.76	0.05	24.68
					г/дм ³	13.55	3.49	1.75	2.81	15.43	0.24	0.77	0.05	25.04
					мг-экв	3.02	33.77	144.0	140.0	435.2	3.05	16.04	0.90	0.20
18	2.12.85	40	1.018	6.8	г/кг	0.59	3.94	1.99	3.25	17.72	0.29	0.82	0.18	30.25
					г/дм ³	15.42	4.01	2.03	3.31	18.04	0.30	0.83	0.18	30.79
					мг-экв	2.96	33.41	167.0	165.0	508.9	3.76	17.34	3.0	0.56
33	14.08.86	29	1.030	7.35	г/кг	1.22	8.95	2.23	3.14	25.92	0.49	0.83	0.11	42.89
					г/дм ³	32.35	9.22	2.30	3.23	26.70	0.50	0.86	0.11	44.18
					мг-экв	4.13	51.15	188.9	161.3	753.1	6.26	17.83	1.80	0.24
32	18.08.86	97	1.030	7.35	г/кг	11.18	11.66	2.47	3.20	31.10	0.54	0.44	0.11	60.70
					г/дм ³	29.65	12.05	2.55	3.31	32.16	0.56	0.46	0.12	62.78
					мг-экв	3.19	56.42	210.0	165.3	907.0	7.01	9.60	1.90	0.20
30	23.09.86	177	1.045	6.75	г/кг	1.70	12.15	2.17	5.02	34.90	0.58	1.20	0.08	57.80
					г/дм ³	45.55	12.69	2.27	5.24	36.47	0.61	1.25	0.09	60.40
					мг-экв	4.36	52.79	186.3	261.6	1028	7.63	26.08	1.5	0.14

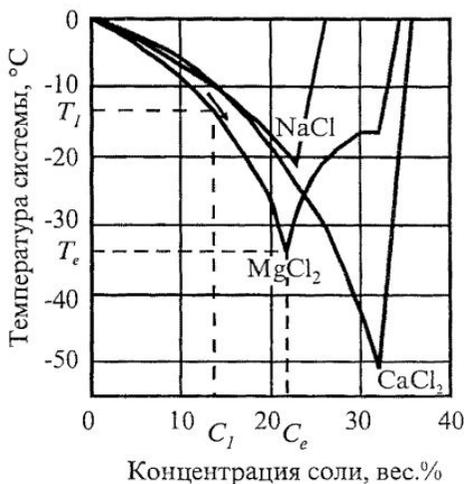
Рис. 32. Фазовая диаграмма замерзания водных растворов и растворения соли во льду [де Кервен, 1966].

концентрацией соли C_1 остается в жидком состоянии до тех пор, пока его температура не понизится до значения T_1 ; при дальнейшем охлаждении из раствора кристаллизуется лед, и при этом концентрация остаточного раствора увеличивается. При достижении температуры эвтектической точки T_e раствор превращается в смесь льда и соли. Приведенная фазовая диаграмма характеризует не только отвердевание раствора, но и процесс плавления твердых фаз, находящихся в системе твердая — жидкая составляющие. Она показывает наиболее низкую температуру T_e , при которой способна растворяться соль, и минимальное ее количество, необходимое для плавления определенного объема льда при данной температуре [Де Кервен, 1966].

Плавление льда твердой солью происходит следующим образом. На поверхности частиц соли имеется тонкая пленка адсорбированного водяного пара, а на льду — пленка воды, способная растворить некоторое количество молекул соли. Возникающие микроскопические капельки рассола при наличии градиента концентрации просачиваются в лед, который, плавясь, разжижает рассол. Уменьшение концентрации рассола приводит к тому, что в нем растворяются новые частицы соли. Одни соли (NaCl , $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), растворяясь, поглощают тепло, при этом температура контактной зоны падает и процесс замедляется; другие ($\text{MgCl}_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), выделяя его, обуславливают возникновение значительного температурного градиента, ускоряющего процесс плавления льда.

Рассолы, являясь растворами неорганических солей, также разрушают лед. Присутствие льда в рассоле при отрицательной температуре, более высокой, чем температура замерзания рассола, нарушает термодинамическое равновесие системы лед—рассол, в результате чего лед плавится. При этом концентрация рассола уменьшается. Плавление льда всегда начинается на границах между кристаллами, и здесь сосредоточена основная масса содержащейся во льду воды. Другая, значительно меньшая ее часть располагается вдоль базисных плоскостей внутри кристаллов. При наличии воды сцепление между кристаллами нарушается, и лед пронизывается сетью пор или рассыпается на отдельные зерна.

Тающий в рассоле лед создает пограничный слой, в котором концентрация и плотность раствора ниже, чем в основной массе жидкости. Возникающая разница в концентрациях на контакте и в рассоле приводит к концентрационной диффузии в сторону контакта. В том случае, когда масса раствора достаточно велика по сравнению с массой тающего в ней льда, режим таяния считается квазиустановившимся



[Пехович, Шаталина, 1968]. Плавление льда происходит до тех пор, пока концентрация солей в рассоле не достигнет равновесной концентрации, соответствующей началу замерзания рассола.

5.3. Экспериментальные исследования взаимодействия фаз в системе рассол–лед

Методика экспериментов. Изучалась модель заведомо неравновесной закрытой системы при температурах $-3...-8$ °С. В стеклянных цилиндрах емкостью 1–3 л порциями намораживался чистый лед и лед с мелким гравием, после чего сверху заливался рассол. Часть цилиндров с рассолом последовательно поворачивалась в горизонтальное и наклонные положения, чем создавалось боковое взаимодействие фаз и вертикальный контакт между ними. Начальное соотношение объемов жидкой и твердой фаз составляло от 1:1 до 3:1. Использовался природный хлоридный натриево-магниевый-кальциевый рассол с минерализацией 320 г/дм³, который выдерживает охлаждение до -37 °С без фазовых преобразований. Мы отказались от замеров скорости плавления льда и детальных измерений температуры, от определения концентрации жидкой фазы в различных частях объема, так как эти параметры имеют частный характер, чрезвычайно зависимы от многих факторов (начиная от соотношения объемов фаз и ориентировки граней льда в поле гравитации).

Более информативными оказались не количественные параметры, а визуальные наблюдения, позволившие установить структуру системы и картину ее релаксации до относительно равновесного состояния. Для этого последние эксперименты проводились не в холодильной камере, а в необогреваемом помещении в зимнее время. Применение весьма крепкого рассола обеспечивало скоротечность опыта – 3–5 сут, а не 30–40 сут, как у других исследователей [Федоров, 1989], использовавших менее концентрированные растворы.

Результаты экспериментов и их обсуждение. Рассмотрим схемы основных пространственных соотношений фаз.

1. Рассол выше льда, плоскость контакта горизонтальная (аналог модели – слив рассола на мерзлое основание, в поры и трещины горных пород, заполненные льдом). Благодаря весьма высокой минерализации рассола результат проявился в течение одного часа. Обнаружилось, что рассол (растворенные соли) мигрирует по всей поверхности льда, по его контакту со стенками сосуда и твердыми включениями, внедряется в объем льда по обычным физическим неоднородностям – кристаллизационным, текстурным, сгущениям пузырьков газа, механическим деформациям. Эта закономерность обусловлена тем, что сразу же начинают действовать миграционные факторы диффузионной (по пленочной незамерзающей воде) и электрохимической природы, проявляющиеся на поверхности кристаллических твердых тел. Подплавление льда с поверхности вызывает эффект скачкообразного освобождения пространства при переходе воды в жидкую фазу. Между льдом и инертными телами возникает и быстро расширяется полость, занимаемая рассолом. Начинается конвекция – по боковой поверхнос-

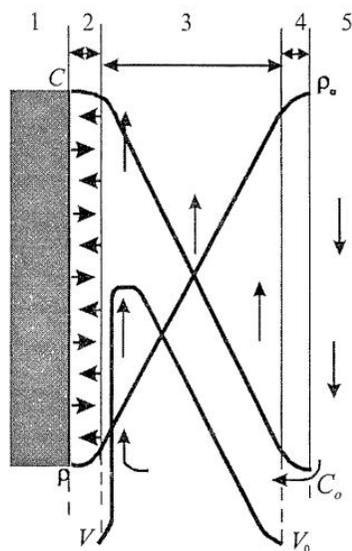
Рис. 33. Структура промежуточного слоя между рассолом и льдом при их боковом взаимодействии в режиме молекулярной диффузии

ти льда всплывает опресненный раствор, а более тяжелый рассол стремится в нижнюю часть освобожденного пространства, включая основание льда. Восходяще-нисходящие потоки отчетливо наблюдались благодаря специальной окраске рассола и ее обеспечиванию в разбавленном слое, а также по переносу взвешенных частиц. На верхней горизонтальной поверхности льда отсутствуют условия для столь же сосредоточенной приконтактной струйной конвекции. Ее плоскость понижалась параллельно начальному положению, что объясняется, очевидно, функционированием равномерно по всей площади отдельных конвективных ячеек, к каждой из которых отвесно опускается крепкий рассол, а вверх всплывает опресненная жидкость. Такой вывод подтверждается едва различимым общим просветлением окраски раствора надо льдом.

2. Плоскость контакта фаз вертикальная (аналог – лед в трещинах горных пород, вскрытых скважиной, которая заполнена подземным рассолом) (рис. 33).

Между льдом (1) и рассолом (5) находится промежуточный слой трехзональной структуры. Ко льду примыкает диффузионный слой (2), в котором активные ионы раствора взаимодействуют со льдом и отделяют дипольные молекулы воды от его кристаллической решетки. Теоретическое выражение толщины этого слоя отсутствует, в гетерогенных системах она составляет 0.01–0.0001 см и уменьшается с увеличением скорости потока растворителя. Границу раздела фаз называют также поверхностью разрыва [Савельев, 1991], так как здесь совершается скачкообразное уменьшение объема среды, обусловленное переходом воды в жидкое состояние.

В следующем слое (3) совершается диффузное перераспределение воды в объеме жидкой фазы, которая убывает от 100 % в объеме льда до исходного содержания воды в рассоле (кривая $C-C_0$). Концентрация растворенных солей и плотность соответственно увеличиваются от значений, близких пресной воде (на поверхности разрыва), до этих же показателей неизменного рассола (кривая $\rho-\rho_0$). Уменьшение плотности влечет за собой конвекцию (стрелки на графике): всплывание разбавленного раствора до высоты равных плотностей в объеме водяного столба или до его верхнего уровня; исходный раствор погружается до глубины зарождения восходящего потока, который начинается от основания льда. Скорость движения этого гидродинамического слоя максимальна у границы льда и убывает с удалением от него (кривая $V-V_0$). Толщина слоя неопределенная, зависит от величины плотностного градиента по нормали к потоку, достаточного для преодоления сил внутреннего трения (вязкости) жидкости, от скорости потока и факторов турбулентности, отклонения плоскости взаимо-



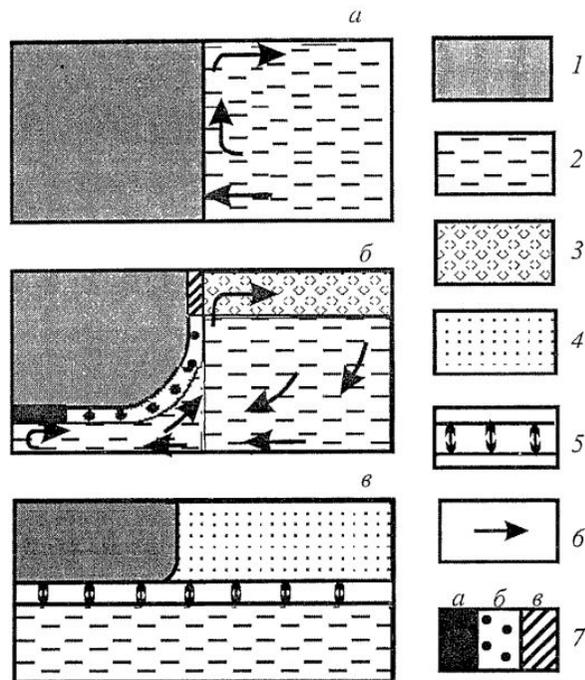


Рис. 34. Схема релаксации системы рассол–лед при вертикальном контакте фаз:

1 – первичный лед; 2 – рассол; 3 – опресненный раствор; 4 – вторичный лед; 5 – слой локального равновесия системы и взаимодействия фаз в режиме молекулярной диффузии; 6 – направление плотностной конвекции; 7 – гидродинамический слой; зоны: а) зарождения конвекции и наиболее активного плавления льда; б) убывающей неравновесности ко льду; в) нейтрализованного контакта фаз.

действия фаз от вертикали и других причин. Известно, что разноплотностные водные растворы перемещаются устойчивыми изолированными струями подобно несмешивающимся жидкостям, испытывая лишь частичный и далеко не полный массообмен [Валляшко и др., 1965]. Следовательно, между восходящим и нисходящим

потоками имеется разделяющая их граница (4) с нулевой скоростью.

Процесс самопроизвольной релаксации системы при боковом взаимодействии рассола со льдом показан на рис. 34. Течение в межфазовой плоскости началось через 10–20 мин после начала эксперимента (см. рис. 34, а) и далее наблюдалось вполне отчетливо. Очевидно, что беспрепятственный подток рассола ко льду происходит только в самой нижней его части. Здесь появляются первые порции опресненного раствора, который всплывает и образует гидродинамический слой рассмотренной структуры. Выше этот слой изолирует поверхность льда от объема рассола, поэтому наиболее интенсивно плавилось основание льда. Через 12 ч пространство подо льдом оказалось заполнено рассолом. Далее нижняя граница льда, сохраняя почти горизонтальное положение, поднималась быстрее, чем отступала боковая плоскость. В гидродинамическом слое имеется градиент концентрации; раствор в нем по мере движения опресняется, возникает зональность по интенсивности плавления льда – от зоны наиболее “агрессивного” взаимодействия до нейтрализованного контакта (см. рис. 34, б). Слой опресненного раствора накапливался сбоку ото льда и по толщине сравнивался с ним. В жидкой фазе исчезла горизонтальная составляющая плотностного градиента (см. рис. 34, в). Разбавленный раствор постепешно замерз, в системе появился вторичный (“перетолженный”) солоноватый лед, сомкнувшийся с первичным льдом.

Основание единой твердой фазы представляет собой горизонтальную плоскость, под которой исчезла площадная составляющая плотностного градиента, в

связи с чем прекратилась конвекция, и взаимодействие перешло в режим молекулярной диффузии. На дне объема взаимодействия находился рассол, его минерализация понизилась от 320 до 230 г/дм³, а непосредственно ко льду примыкал тонкий переходный слой раствора с контрастно более светлой окраской. При температуре опыта $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ его минерализация должна составлять примерно 75 г/дм³, согласно экспериментальной зависимости температуры замерзания рассолов сложного состава от их минерализации. В связи с наличием градиента концентрации в жидкой фазе, ориентированного вертикально, диффузионный поток активных ионов (хлора, магния, натрия, кальция) вызывает выделение молекул воды из льда. Однако опреснение раствора ниже его криоэвтектической солености приводит к обратному переходу в лед соответствующей части воды. Противоположные реакции идут с одинаковой скоростью, в приконтактном интервале при постоянной температуре устанавливается саморегулирующееся насыщение раствора. Достигается релаксация системы – переход в равновесное состояние. Подчеркнем, что равновесие не полное, а локальное, так как за пределами диффузионного слоя рассол и лед остаются неравновесными.

Необходимым и достаточным условием равновесия системы является строго горизонтальное положение межфазовой плоскости и ее замкнутость по контуру, исключаяющая отток из-под нее опресненного раствора (рис. 35, а). Если же горизонтальность основания ледового тела нарушается (в наших опытах цилиндру со льдом и рассолом придавались наклонные положения), то в замкнутой системе состояние равновесия восстанавливается самопроизвольно. В данном случае слой опреснения смещается вверх по уклону и не предохраняет лед от агрессивного воздействия рассола. Взаимодействие совершается в режиме конвективного массопереноса – происходит плавление нижней части льда, переток

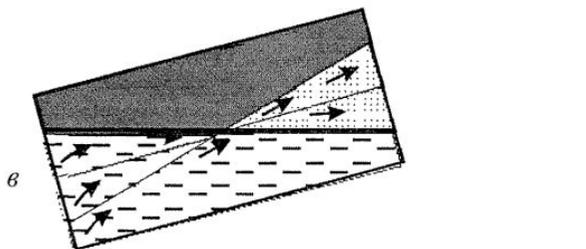
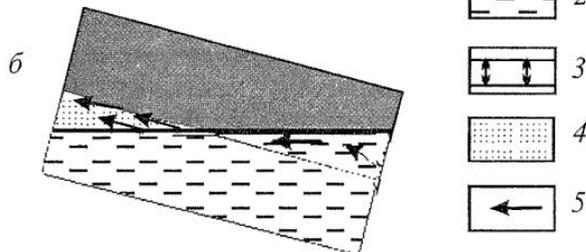
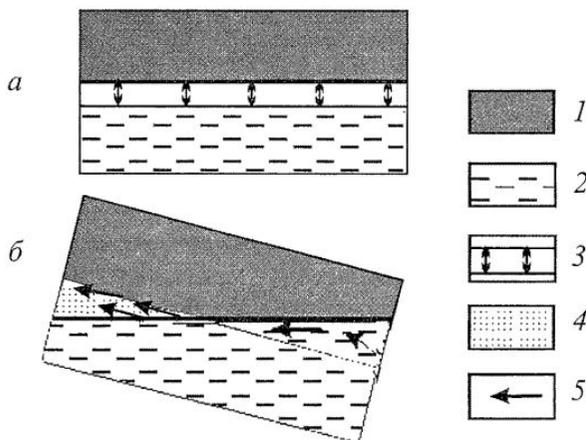


Рис. 35. Схема самопроизвольной релаксации системы, выведенной из состояния локального равновесия:

1 – первичный лед; 2 – рассол; 3 – слой локального равновесия системы и взаимодействия фаз в режиме молекулярной диффузии; 4 – вторичный лед; 5 – направление плотностной конвекции. Слой 3 на рис. 34, б и в соответствует горизонтальной границе между фазами.

Факторы взаимодействия рассола со льдом (мерзлой породой)

Свойства рассола	Свойства льда	Характеристика среды	Параметры процесса	Результаты
1. Температура 2. Минерализация 3. Плотность 4. Химический состав 5. Объем	1. Температура 2. Соленость 3. Объем, форма и площадь поверхности тела 4. Неоднородности: кристаллизационные, генетические, деформационные 5. Включения: жидкие и газовые, солевые, механические 6. Ориентировка тела и его граней в поле гравитации: горизонтальная, вертикальная, наклонная 7. Плавуемость	1. Положение рассола относительно льда: выше, ниже, боковой контакт 2. Площадь контакта фаз 3. Степень замкнутости (прочности) пространства взаимодействия 4. Условия для плотностной конвекции жидкой фазы 5. Возможность всплывания льда в объеме взаимодействия 6. Степень литификации (размокаемости, оплывания) вмещающих пород и устойчивости пустот после плавления льда 7. Степень льдистости (пустотности) и проницаемости пород в талом состоянии	1. Градиенты в объеме раствора и на контакте фаз: концентрационный, плотностной, температурный 2. Режимы массопереноса: молекулярная диффузия, естественная (свободная) конвекция, вынужденная (динамическая) конвекция 3. Характер контакта фаз: неподвижный раствор, конвективные ячейки, гидродинамический слой 4. Зональность в растворе по степени неравновесности со льдом 5. Эндо- и экзотермические эффекты (образования и плавления льда, растворения и кристаллизации солей) 6. Время релаксации неравновесной системы	1. Полное или частичное плавление льда 2. Опреснение и стратификация жидкой фазы по плотности 3. Образование вторичного льда 4. Освобождение пространства за счет фазовых переходов воды и включений газа во льду 5. Восстановление проницаемости скальных мерзлых пород 6. Нарушение устойчивости и несущих способностей рыхлых и слаболигнифицированных пород 7. Формирование межмерзлотных и сквозных таликов

разбавленного раствора в верхнюю часть пространства и накопление его, и последующее замерзание. Межфазовая плоскость вновь возвращается к горизонтали, конвекция прекращается, и формируется неподвижный переходный слой раствора с минерализацией, соответствующей температуре среды. Повторное (и, следовательно, любое) изменение такой ориентировки контакта фаз вновь вызывает конвекцию и автоматическую нейтрализацию системы (см. рис. 35, в).

Универсальное математическое описание рассмотренных схем взаимодействия отсутствует. Методов химической термодинамики для этого недостаточно, а кине-

тические параметры должны определяться для каждого случая экспериментально, в первую очередь – коэффициент конвективной диффузии, вводимый в классическое уравнение диффузионного массопереноса (согласно градиентному закону Фика). На основе теоретического анализа и результатов лабораторных исследований составлена сводка факторов, определяющих необходимые и достаточные условия для плавления льда рассолом. По сравнению с ранее опубликованным вариантом [Pinneker et al., 1989] она существенно дополнена, уточнена и имеет, по нашему мнению, законченный вид (табл. 19).

В природной обстановке взаимодействие криопэггов и мерзлых пород должно приводить к субгоризонтальной ориентировке плоскости их контактирования, в нарушенных условиях – к образованию ледовых пробок в скважинах, миграции рассолов из поверхностных углублений и поглощению их в толще мерзлоты.

5.4. Техногенные процессы в системе рассолы – многолетнемерзлые породы

По современным воззрениям, многолетнемерзлые толщи не представляют собой сплошного флюидоупорного экрана. В криогенных разрезах выделяется верхний льдонасыщенный интервал, ниже которого пустоты в породах в различной степени заполнены как льдом, так и газом, что установлено и в Далдыно-Алакитском районе. Формирование криолитозоны сопровождалось поднятием материков, понижением уровня Мирового океана на 100–130 м, усилением континентальности климата, резким сокращением количества жидких осадков и метеогенного питания подземных вод. Это повлекло за собой глубокое дренирование массивов горных пород, распространившееся в недра ниже эрозионных врезов. В зависимости от относительной расчлененности рельефа, в современных условиях составляющей в среднем 150–300 м, мощность зоны свободных ото льда коллекторов может достигать многих десятков метров. Снизу она ограничивается глубиной регионального палеодренирования или, иначе, положением на то время древнего уровня зоны водонасыщения. Последняя с увеличением глубины охлаждения геологического разреза (в местных условиях около 1000 м) также промерзла. Вероятно, безльдыстые коллекторы могут сохраняться преимущественно внутри водораздельных массивов, тогда как в долинах рек верхний и нижний горизонты сплошной льдистости сливаются (рис. 36).

Проницаемость мерзлых толщ подтверждается многочисленными фактами: наличием безльдыстых пустот в керне, интенсивным поглощением буровых растворов при проходке скважин, газопроявлениями, реакцией на изменение атмосферного давления (выходом или всасыванием воздуха). Подобное строение и формирование мерзлых толщ, наличие в них систем взаимосвязанных пустот отражено в трудах многих ученых [Цытович, 1973; Фотиев, 1978; Романовский 1983, 1993; и др.]; новейшее и наиболее полное исследование данной проблемы выполнено Б. А. Оловиным [1993].

Важным фактором были также газы, массовая эмиграция которых из глубоких горизонтов относится к типичным явлениям. Формирование криолитозоны сопро-

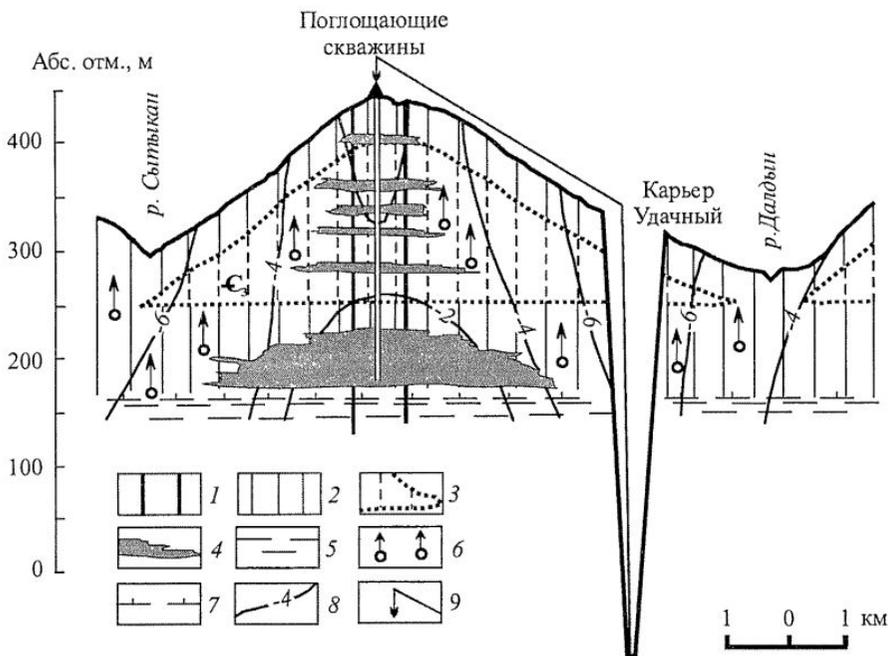


Рис. 36. Гидрогеологический разрез полигона захоронения дренажных рассолов в многолетнемерзлых породах (по состоянию на 1996 г.):

1 – зона тектонического нарушения, 2 – льдистый флюидоупорный спорадически газонасыщенный интервал мерзлой толщи, 3 – потенциально безльдистые газонасыщенные породы, 4 – техногенный талик, заполненный дренажными рассолами, 5 – подмерзлотный горизонт отрицательно-температурных рассолов, 6 – проявления и локальные залежи азотно-углеводородных газов, 7 – нижняя граница мерзлых пород, 8 – изотермы, °С, 9 – водовод от водосборных зумпфов к нагнетательным скважинам.

вождалось заметным снижением напора в подмерзлотных водоносных горизонтах [Гинсбург, Неизвестнов, 1973], в связи с чем усилилось отделение в свободную фазу газов, растворенных в подземных водах, и их общий поток из недр. Возникший верхний высокольдистый экран способствовал накоплению залежей преимущественно азотно-метановых газов внутри охлаждавшихся толщ.

В современной обстановке наличие безльдистых коллекторов подтверждается в изучаемом районе многочисленными газопроявлениями в скважинах, в отдельных случаях – в виде крупных фонтанов. Глубины их вскрытия (от 30 до 150–200 м) примерно соответствуют малольдистой части геологического разреза.

Таким образом, мерзлые толщи не являются безусловным флюидоупором для газов и тем более доступны для фильтрации минерализованных растворов, не замерзающих при естественной температуре разреза. Для крепких рассолов не служит преградой также и льдистая порода, если она проницаема в талом состоянии.

Для рассола, помещенного на мерзлое основание и расплавляющего лед, будет естественным стремление к стоку в самую нижнюю часть гидравлически связан-

ного пространства, вплоть до глубины залегания первого сверху литологического водоупора или выклинивания зоны экзогенной трещиноватости. Тектонические трещины тем более могут выполнять функции поглощающего колодца.

В итоге возможно формирование сквозного или несквозного техногенного “галика”. Полезная емкость массива мерзлых пород определяется не только сообщающимися пустотами, не содержащими лед. Емкостной резерв создается также при переходе H_2O в жидкую фазу— это около 9 % объема льда в породах. Кроме того, реальное значение имеет воздушная пористость природного льда, в среднем составляющая 3 % [Савельев, 1971]. В образцах керна авторы наблюдали сгущения газовых пузырьков до 5–10 % от объема конжеляционного льда на различных глубинах (5–10 м и более), что закономерно для текстурообразующих льдов, особенно в зонах тектонического дробления. Суммарная полезная емкость может быть достаточной для захоронения промстоков, о чем свидетельствует уже накопленный производственный опыт АК “АЛРОСА” [Борисов, Алексеев, 1996].

Опытными работами на полигоне захоронения дренажных вод карьера тр. Удачная установлено наличие трещинных поглощающих коллекторов в интервале глубин 35–220 м (рис. 37). Мощность проницаемых пластов изменяется от 10–20 см до 10–20 м [Дроздов, Готовцев, 1992]. Техногенные скопления воды образуются, как правило, на прослоях глинистых карбонатов.

Распределение водоносных горизонтов в верхней части геологического разреза имеет временный характер, с тенденцией их постепенного погружения в ни-



Рис. 37. Пути фильтрации дренажных рассолов в известняках на полигоне захоронения (скв. 44 – НВ). Трещины ранее были заполнены льдом (а, в – открытые трещины после фильтрации рассолов, б – трещины, частично выполненные льдом после фильтрации рассолов).

жележащие пласты. Пути для нисходящей миграции служат не только литологически проницаемые окна и тектоническая трещиноватость, но и многочисленные наблюдательные скважины, также предназначенные для дегазации массива захоронения.

Существует мнение, что при утилизации дренажных рассолов происходит их опреснение до тех пор, пока на периферии потока не сформируется льдопородная завеса, обеспечивающая капсулирование захороняемых растворов в массиве. Тем самым попадающие в многолетнемерзлые породы стоки имеют склонность к самоконсервации [Порохняк, Рассудов, 1993]. На наш взгляд, подобная гипотеза нуждается в серьезной проверке и требует специального исследования.

Совместными усилиями ученых и практиков были созданы математические модели полигона захоронения месторождения тр. Удачная [Сердюков и др., 1996]. На их основе получены новые представления о сущности процессов, происходящих при утилизации стоков в толще мерзлоты. Основные выводы сводятся к следующему: 1) главной составляющей суммарной емкости многолетнемерзлых пород является “наведенная емкость”, возникающая в результате плавления льда в пористых блоках, однако эта составляющая реализуется постепенно, медленно нарастая во времени; 2) плавление льда в пористых блоках происходит при минерализации рассолов больше равновесной; 3) в начальный период закачки дренажных рассолов с минерализацией больше равновесной происходит интенсивное нарастание проводимости (проницаемости) пород за счет вовлечения естественной и “наведенной” трещиноватости, возникающей в результате плавления трещинного льда. При этом рассолы с равновесной минерализацией могут уходить по отдельным трещинам на значительные расстояния.

Кроме математических моделей уже предложены методики долгосрочного прогноза мощности ореолов оттаивания массива мерзлых пород и рассеивания экологически вредных компонентов в нем. Приведены результаты экспериментального определения ряда параметров фазового равновесия и тепломассопереноса в породах [Ершов, и др., 1997].

Следует сказать, что сам способ захоронения дренажных рассолов в многолетнемерзлые породы оправдался с первой попытки благодаря удачному стечению обстоятельств – наличию оптимальных мерзлотно-гидрогеологических, структурно-тектонических и гидрогеохимических особенностей района. С учетом известных условий можно назвать и некоторые ориентировочные признаки для оценки потенциальных объектов захоронения и перспектив применения данного способа в том или ином регионе.

Прежде всего многолетнемерзлые толщи должны иметь сплошное распространение, значительную мощность (более 100–200 м) и положение нижней границы относительно дна ближайших долин ниже на десятки метров. Их температура должна быть низкой (–2...–3 °С), а существование – прогнозироваться по крайней мере на столетия. Более всего такие качества присущи мерзлым толщам северного типа. По величине водопроницаемости и полезной емкости предпочтительны эпигенетические осадочные литифицированные отложения, интенсивно трещиноватые кристаллические массивы, а также грубозернистые (обломочные) образования с изотропной проницаемостью. Вероятно, наилучшими предпосылками обладают крио-

генные толщи на участках расчлененного рельефа, сдренированные в период промерзания. Напротив, перспективы сингенетичных мерзлых образований сомнительны из-за их более высокой льдонасыщенности. Для захоронения целесообразно выбирать зоны тектонического дробления, которые играют роль “больших поглощающих скважин с открытым стволом”.

В последние годы способ захоронения опасных в экологическом отношении отходов в толще многолетнемерзлых пород активно обсуждается. Появилась серия публикаций по этой важнейшей проблеме [Зуев и др., 1990; Ершов и др., 1993а, б, 1995а, б, 1997]. Все авторы едины во мнении о том, что долгосрочное и надежное захоронение экологически опасных отходов в толщах мерзлых пород не только возможно, но и по многим показателям оказывается более предпочтительным, чем в немерзлых горных породах. Местоположение и глубина заложения подземных хранилищ будет определяться, с одной стороны, типом и видом отходов, определяющих сроки их безопасной изоляции, а также воздействием отходов на тепловую и механическую устойчивость мерзлых пород и их экранирующие свойства, с другой – конкретной природной геолого-географической, в том числе и геокриологической, вмещающей хранилище средой и прогнозом ее развития на требуемый срок изоляции этих отходов от экосферы.

Накопленный к настоящему времени опыт освоения месторождений алмазов в Далдыно-Алаkitском районе однозначно свидетельствует о серьезных изменениях, происходящих в пределах наземных и водных экосистем. За относительно короткий промежуток времени на территории района возведены крупные промышленные объекты (фабрики, шахты, карьеры), предприятия стройиндустрии, линии электропередач, трубопроводы, дороги. При их создании полностью уничтожены растительный и почвенный покровы, значительно трансформирована дневная поверхность, обширные территории отведены для размещения отвалов и хвостохранилищ. Общая площадь нарушений поверхности исчисляется десятками квадратных километров. Перемещаемые на поверхность дренажные рассолы содержат ряд компонентов, нормируемых природоохранными требованиями. В результате происходит весьма сильный техногенный прессинг на природную среду.

Максимальной концентрацией имеющих и потенциальных источников загрязнения характеризуются крупные центры алмазодобычи – г. Удачный, пос. Айхал. Источники загрязнения природной среды расположены в непосредственной близости от рудников. Основными из них являются: 1) дренажные рассолы; 2) промышленные стоки обогатительных фабрик; 3) хвостохранилища; 4) взрывы в карьерах и выбросы промышленных предприятий [Экология..., 1992, 1993; Alexeev, 1997a].

Дренажные рассолы представляют наибольшую опасность для окружающей природной среды. Поступление их в карьер тр. Удачная началось в 1983 г. при положении дна карьера на глубине 110 м. Минерализация вод составляла 25–40 г/дм³. В настоящее время глубина карьера превысила 400 м, минерализация откачиваемых рассолов составляет 300–320 г/дм³. Притоки достигли 45 м³/ч (12.5 л/с). В дальнейшем при углублении дна карьера до 600 м водопритоки возрастут до 300–400 м³/ч (84–111 л/с), а минерализация рассолов увеличится до 350 г/дм³ [Зуев и др., 1990].

Высокие содержания солей, прежде всего хлора и брома, являются одной из важнейших причин загрязнения поверхностных водотоков, использующихся в пределах района для питьевого водоснабжения. Сброс дренажных рассолов в речную сеть возможен в очень малом объеме. Наличие хлора и брома требует разбавления в сотни и тысячи раз.

Промышленные стоки обогатительных фабрик. В технологическом цикле обогащения руды фабрик АК «АЛРОСА», как правило, используется свежая ультрапресная вода с минерализацией 50–80 мг/дм³. Кроме того, на фабриках существует локальный водооборот при пневмофлотации руды крупностью 2 мм. Отходы обогащения (пульпа), прошедшие локальную очистку, поступают в хвостохранилище, откуда обратная вода после отстоя и воздействия реагентов возвращается в технологический процесс. Использование флотационного цикла обогащения руды для извлечения алмазов, а также наличие в кимберлитах легкорастворимых соединений способствовало накоплению в составе оборотной воды сульфатных и хлоридных солей, повышению рН стоков до 8.0–8.5. В итоге в хвостохранилище с фабрик поступает кимберлитовая пульпа с минерализацией жидкой фазы 4–8 г/дм³. Состав воды преимущественно сульфатно-хлоридный магниево-кальциевый. Содержание сульфат- и хлор-ионов составляет 1–2 г/дм³, что превышает предельно допустимую концентрацию.

Хвостохранилища. Хвостохранилище обогатительной фабрики тр. Удачная расположено на правом берегу р. Далдын в 1.3 км от уреза воды. Контур акватории накопителя окружен дамбой, сложенной крупнообломочными осадочными породами – известняками, мергелями. Установлено, что обломочный состав пород обуславливает фильтрацию минерализованных вод сквозь тело дамбы. С северо-восточного борта хвостохранилища ежегодно вытекает ручей, местом впадения которого является р. Далдын. В зимнее время минерализация воды в истоке достигает 7–8 г/дм³, а содержание брома – 0.1 г/дм³. Летом минерализация воды снижается до 4–5 г/дм³. Утечки из хвостохранилища фиксируются в течение 10 лет.

Отвалы вскрышных пород. Крупные отвалы вскрышных пород, занимающие обширные площади, представляют искусственно созданные мезоформы рельефа. Их высота превышает 80 м. Разрез отвалов представлен щебенисто-глыбовым материалом (известняки, мергели, доломиты). До глубины 30 м породы имеют положительную температуру, сезонное промерзание не превышает 7 м [Климовский, Готовцев, 1994]. Результаты определения химического состава водных вытяжек показывают, что засоленность осадочных пород составляет 0.5–1.5 %. Состав водной вытяжки исключительно сульфатно-хлоридный магниево-кальциевый.

В летнее время инфильтрация атмосферных осадков сквозь отвалы сопровождается выщелачиванием легкорастворимых соединений. В итоге у подножия отвалов формируются источники минерализованных вод. Зимой накопление легкорастворимых солей в жидкой фазе усиливается процессами криогенного концентрирования. Примером может служить источник у северных отвалов, впадающий в р. Далдын. Минерализация воды в нем изменяется от 1 до 3.5 г/дм³. В составе воды преобладают хлориды магния и кальция. Содержание брома достигает 30 мг/дм³.

Взрывы в карьерах и выбросы промышленных предприятий. Производство массовых взрывов для разрыхления руды, извлечение на поверхность огромных масс горных пород, а также выбросы предприятий влекут за собой привнос в атмосферу значительного количества твердых частиц, пыли и вредных веществ, выпадающих вместе с атмосферными осадками на значительных расстояниях от карьеров. На территории г. Удачного суммарное выпадение продуктов загрязнения в зимний период оценивается в сотни тонн [Экология..., 1992]. Вокруг карьера тр. Удачная сформировалось аномальное техногенное геохимическое поле. Влияние атмосферного загрязнения сильно сказывается на ухудшении санитарного состояния жилых кварталов города.

Негативные экологические последствия, связанные с обработкой месторождения алмазов в районе, наиболее ярко проявились в гидрохимическом режиме ряда рек. Проведенные наблюдения за гидрохимическим режимом р. Марха, в верховьях которой расположен г. Удачный, позволили проследить изменения, связанные с поступлением загрязняющих стоков в основную дрену района. Марха – типичная северная река, питание которой на 99 % обеспечивается за счет атмосферных осадков. Фоновый состав воды р. Марха гидрокарбонатный магниево-кальциевый с минерализацией от 70 до 350 мг/дм³ в зависимости от сезонов года.

Установлено, что идеальными индикаторами загрязнения речных вод являются хлор и бром. Они характеризуются высокими миграционными свойствами, находятся в ионной форме и не сорбируются русловым материалом. По состоянию на 1979–1980 гг. фоновое содержание хлора в р. Марха не превышало 1–4 мг/дм³ [Borisov et al., 1995]. Вблизи карьера тр. Удачная наиболее крупным притоком р. Мархи является р. Далдын. В 1984 г. на ее правом берегу проводилась откачка рассолов из скважины продолжительностью более одного месяца. Минерализация воды на изливе составляла 340 г/дм³. Анализ проб речной воды, отобранных в 500 м ниже по течению, показал, что к моменту завершения гидрогеологических работ минерализация воды повысилась от фоновых значений (0.2–0.3 г/дм³) до 1.7 г/дм³, а гидрокарбонатный состав сменился на хлоридный. Содержание брома в 50 раз превысило допустимую концентрацию, составляющую по нормативным документам 0.2 мг/дм³.

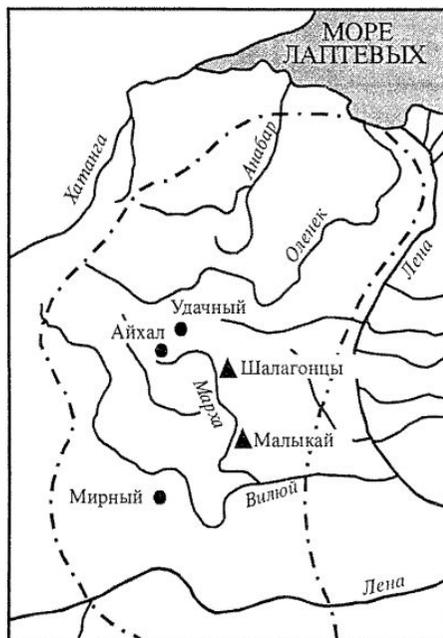
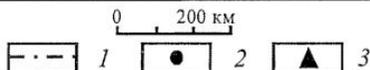


Рис. 38. Положение постов гидрохимических наблюдений в районе:

1 – граница Якутской алмазоносной провинции;
2 – центры алмазодобычи; 3 – гидропосты.



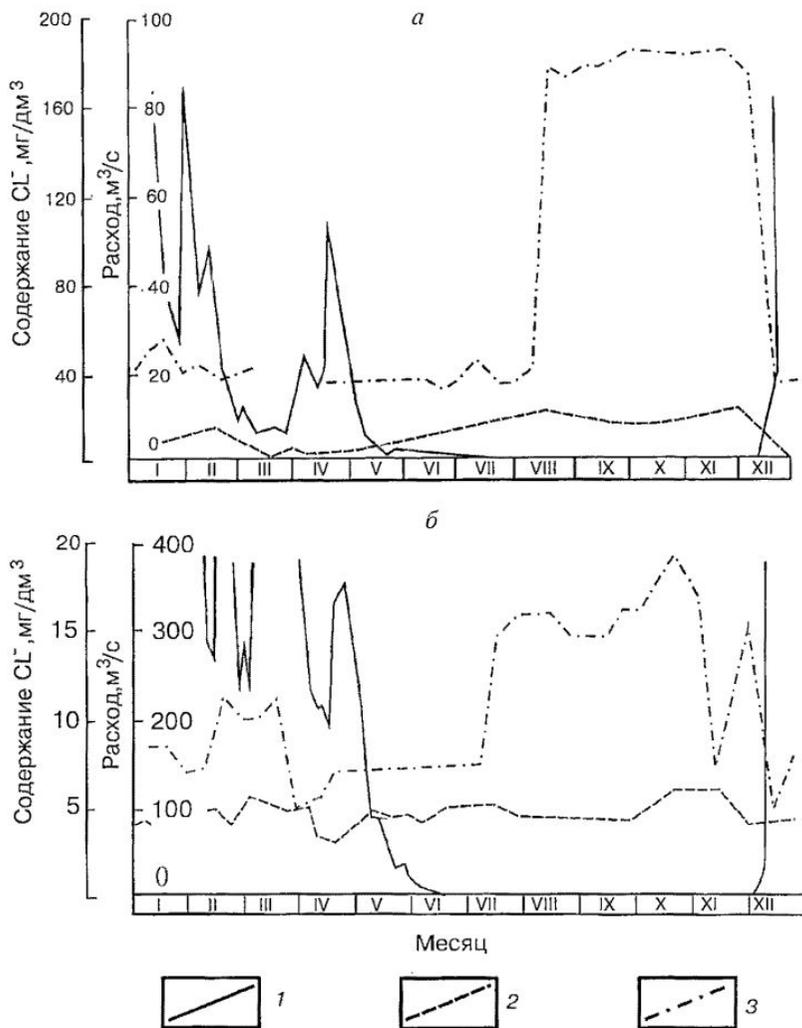


Рис. 39. Содержание хлора в р. Марха: *а* – гидропост Шалагонцы (в 120 км от г. Удачный); *б* – гидропост Малькай (в 700 км от г. Удачный); 1 – расход воды в реке; 2 – содержание хлора в период 1979–1980 гг.; 3 – содержание хлора в период 1989–1990 гг.

Режимные гидрохимические наблюдения на р. Марха, проведенные в 1988–1990 гг., показали, что через 20 лет после начала производственной деятельности в створах гидропостов зафиксировано загрязнение речной воды. В створе гидропоста Шалагонцы, расположенного в верхнем течении, заметно возросли содержания хлора и брома (рис. 38, 39, *а*).

Летом концентрации хлора и брома составляли соответственно 30–40 и 0.5–1.5 мг/дм³ при средней минерализации воды 250–280 мг/дм³. Зимой содержание этих компонентов возросло до 180–190 и 3–4 мг/дм³. Минерализация воды после перемерзания русла достигла 0.9–1.0 г/дм³.

В створе гидропоста Малькай, находящегося в 700 км ниже по течению, загрязнение проявилось в ослабленном виде (см. рис. 39, б). Река Марха на этом расстоянии практически безлюдная и принимает много притоков. При неизменной в целом минерализации воды (150–400 мг/дм³) содержание хлора в холодный период вдвое превысило фоновое значение и составило 10–12 мг/дм³. Появились следы присутствия брома.

Установленный рост содержаний указанных компонентов в р. Марха – прямое следствие техногенного влияния осваиваемого месторождения на поверхностную гидросферу. Расчеты показали, что допустимый сброс стоков в р. Марху составляет 1.5–2.0 % от прогнозного объема притоков рассолов в карьер тр. Удачная. Поступление в гидросеть рассолов с расходом всего 32 м³/ч (8.9 л/с) при минерализации 320 г/дм³ приведет к выводу реки из всех видов водопользования.

Ухудшение общей экологической обстановки в районе требует проведения исследований по программе длительного экологического мониторинга. Основой для проведения комплексных работ могут стать техногенные полигоны, на которых усилиями служб АК “АЛРОСА” с привлечением научных коллективов уже ведется сеть режимных наблюдений (геотермических, гидрогеологических, гидрогеохимических и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Завершая работу, хотелось бы отметить, что многие вопросы, связанные с проблемой криогенеза подземных вод и скальных пород, остались за рамками обсуждения или требуют специальных дополнительных исследований. Тем не менее автор попытался изложить свои представления о криогенных процессах, происходивших и происходящих в верхних горизонтах литосферы, на примере одного из северных районов Сибирской платформы.

Основные результаты и выводы исследований, отражающие научную значимость работы, сводятся к следующему.

1. Многолетний криогенез осадочного чехла в районе сопровождался концентрированием подземных вод зоны активного водообмена, осаждением карбонатных и сульфатных солей, ростом концентрации легкорастворимых соединений. Гидрогеохимические особенности подземных вод верхней гидродинамической зоны унаследованы от обстановки, существовавшей к началу эпохи похолодания. Вмещающие породы и темпы водообмена оказали влияние на формирование их исходного состава.

2. Впервые экспериментально установлено, что температура замерзания солевых вод и рассолов сложного состава изменяется от -1.9 до -37 °С. В современных геотермических условиях Далдыно-Алаkitского района возможно переохлаждение подземных вод, имеющих минерализацию от 31 до 90 г/дм³. Подмерзлотные соленые воды и рассолы, несомненно, подверглись криогенной метаморфизации их состава в позднем кайнозое. Причем интенсивность процесса существенно зависела от исходной минерализации подземных вод, глубины залегания водоносного комплекса и теплофизических свойств водовмещающих пород. Наблюдаемый в настоящее время широкий диапазон минерализации подземных вод отвечает различным стадиям криогенного концентрирования. Охлаждения геологического разреза в течение четвертичного периода было недостаточно для сколько-нибудь заметного преобразования состава крепких и весьма крепких хлоридных кальциевых рассолов.

3. В разрезе глубокоохлажденных скальных горных пород выделяется мощная льдонасыщенная зона, в строении которой основную роль играют цементные и инъекционные льды. Формирование подземных льдов привело к развитию единого горизонта криогенной дезинтеграции, распространяющегося до подошвы многолетнемерзлых толщ. В ходе криогенеза дезинтеграция пород сопровождалась также их деструкцией, т. е. частичным или полным разрушением структурных связей без потери сплошности.

4. Установлено, что система рассол-лед (мерзлая порода) относится к равновесно-неравновесным системам. Выявлена, систематизирована и оценена роль фак-

торов, обеспечивающих необходимые и достаточные условия плавления льда рассолом при отрицательных температурах. На основе экспериментальных исследований рассмотрено пространственное взаимодействие фаз в системе рассол – лед (мерзлая порода). Сформулированы некоторые ориентировочные признаки для оценки потенциальных объектов для захоронения высокоминерализованных подземных вод в толще многолетнемерзлых пород, а также перспективы применения подземного способа утилизации токсичных стоков в том или другом регионе России.

- Абрамов В. Ю., Кирюхин В. А., Потапов А., Хархордин И. Л.* Криогенная метаморфизация природных и техногенных растворов, содержащих тяжелые металлы (Россия) // Новые идеи в науках о Земле. Зап. междунар. конф.: Тез. докл. Т. 4. М., 1997. С. 124.
- Айдла Т. А., Тайбашев В. Н.* Исследования деформативных свойств оттаивающих скальных грунтов оснований // Методика инженерно-геологических исследований и картирования области вечной мерзлоты. Якутск, 1978. С. 96–103.
- Алекин О. А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 440 с.
- Алексеев В. Р., Иванов А. В.* Криогенная метаморфизация природных вод // Проблемы зимоведения. Чита, 1972. Вып. 4. С. 80–82.
- Алексеев С. В.* О криогенной метаморфизации подземных вод // III Темат. конф. молод. науч. сотруд.: Тез. докл. Иркутск, 1983. С. 86–89.
- Алексеев С. В.* Экспериментальные исследования криометаморфизма рассолов Далдыно-Алакитского района // XI Конф. молод. науч. сотrud. по геологии и геофизике Восточной Сибири: Тез. докл. Иркутск, 1984. С. 158–159.
- Алексеев С. В.* Криогенез подземных вод Далдыно-Алакитского района // XII Всесоюз. совещ. по подземным водам Востока СССР: Тез. докл. Иркутск–Южно-Сахалинск, 1988. С. 120.
- Алексеев С. В., Алексеева Л. П.* Итоги изучения гидрогеохимического разреза криолитозоны Далдыно-Алакитского района // Материалы XV Всерос. совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Тюмень, 1997. С. 33.
- Алексеев С. В., Алексеева Л. П.* Криолитозона Далдыно-Алакитского района. Проблемы эволюции и освоения // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск, 1998. С. 399–401.
- Алексеев С. В., Борисов В. Н.* Химический состав подземных льдов трубки Северная // Гляциологические исследования в Восточной Сибири. Иркутск, 1985. С. 129–137.
- Алексеев С. В., Борисов В. Н.* Экологические последствия освоения месторождений алмазов Западной Якутии // Знание — на службу нуждам Севера. Первая междунар. конф. Якутск, 1996. С. 178.
- Алексеев С. В., Дроздов А. В.* Гидрогеохимическая зональность мерзлой толщи района трубки Северная (Западная Якутия) // Всесоюз. совещ. по подземным водам Востока СССР: Тез. докл. Иркутск–Чита, 1985. С. 114–115.
- Алексеев С. В., Дроздов А. В.* О взаимодействии криопэггов с мерзлыми грунтами // XII Конф. молод. науч. сотrud. по геологии и геофизике Восточной Сибири: Тез. докл. Иркутск, 1986. С. 152–154.
- Алексеев С. В., Пишккер Е. В.* Гидрогеохимические особенности криолитозоны Далдыно-Алакитского района (Западная Якутия) // Проблемы изучения химического состава подземных вод. (Шестые Толстихинские чтения, 11–12 нояб. 1997 г.). СПб, 1997. С. 27–30.
- Анисимова Н. П.* Химический состав подземных и поверхностных вод и некоторые закономерности его изменения в районе среднего течения р. Лены. Якутск, 1959. 120 с.

- Анисимова Н. П.* К вопросу о формировании состава воды некоторых постоянно действующих источников Центральной Якутии // Условия залегания и свойства многолетнемерзлых пород на территории Якутской АССР. Якутск, 1960. Вып. 2. С. 50–59.
- Анисимова Н. П.* Химический состав воды в подозерных и подрусловых таликах района Лено-Амгинского междуречья Центральной Якутии // Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1962. С. 155–162.
- Анисимова Н. П.* Химический состав подземных льдов в аллювиальных песках среднего течения р. Лены // Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 101–111.
- Анисимова Н. П.* Перспективы использования подземных вод четвертичных отложений // Подземные воды Якутии как источник водоснабжения. М.: Наука, 1967. С. 71–84.
- Анисимова Н. П.* Некоторые особенности формирования химического состава озерного и наледного льда в Центральной Якутии // Наледи Якутии. М.: Наука, 1969. С. 183–190.
- Анисимова Н. П.* Формирование химического состава подземных вод таликов (на примере Центральной Якутии). М.: Наука, 1971. 195 с.
- Анисимова Н. П.* Криогенная метаморфизация химического состава подземных вод (на примере Центральной Якутии) // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск, 1973а. Вып. 5. С. 5–11.
- Анисимова Н. П.* Особенности формирования и распространения соленых вод в аллювиальных отложениях Центральной Якутии // Вопросы географии Якутии. Л.: Гидрометеиздат, 1973б. Вып. 6. С. 97–103.
- Анисимова Н. П.* Особенности формирования химического состава наледей // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. Якутск, 1975. С. 118–125.
- Анисимова Н. П.* Криогенные изменения химического состава воды источников // Гидрогеологические условия мерзлой зоны. Якутск, 1976а. С. 36–46.
- Анисимова Н. П.* Сезонные изменения химического состава криопэггов аллювиальных отложений // Гидрогеологические особенности мерзлой зоны. Якутск, 1976б. С. 60–70.
- Анисимова Н. П.* Гидрогеологические исследования в мерзлотоведении // Тр. III Междунар. конф. по мерзлотоведению (Эдмонтон, Альберта, Канада, 1978). Т. 1. С. 490–494.
- Анисимова Н. П.* Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука, 1981. 152 с.
- Анисимова Н. П.* Особенности гидрогеохимических исследований подземных льдов // Региональные геокриологические исследования в Восточной Азии. Якутск, 1983. С. 12–19.
- Анисимова Н. П., Кризук Л. Н.* Использование криохимических данных в изучении залежей подземного льда // Проблемы геокриологии. М.: Наука, 1983. С. 239–245.
- Аршуткини Е. В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. С. 389–432.
- Афанасенко В. Е., Чижов А. Б.* Некоторые данные по динамике соленых подземных вод криозоны Ботуобинского алмазоносного района // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1968. Вып. 8. С. 123–128.
- Балобаев В. Т.* Реконструкция палеоклимата по современным геотермическим данным // Тр. III Междунар. конф. по мерзлотоведению (Эдмонтон, Альберта, Канада, 1978). Т. 1. С. 11–14.

- Балобаев В. Т.* О реконструкции палеотемператур многолетнемерзлых пород // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М.: Наука, 1985а. С. 129–136.
- Балобаев В. Т.* Современное состояние и динамика многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене и голоцене по геотермическим данным // Методы реконструкции палеоклимата. М.: Наука, 1985б. С. 79–88.
- Балобаев В. Т.* Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 192 с.
- Балобаев В. Т., Девяткин В. Н.* Мерзлотно-геотермические условия Западной Якутии в связи с ее нефтегазоносностью // Гидрогеология нефтегазоносных областей Сибирской платформы. Новосибирск, 1982. С. 18–28.
- Балобаев В. Т., Володько Б. В., Девяткин В. Н. и др.* Руководство по применению полупроводниковых терморезисторов для геотермических измерений. Якутск, 1985. 48 с.
- Балобаев В. Т., Павлов А. В., Перльштейн Г. З. и др.* Теплофизические исследования криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 22–34.
- Баранов И. Я.* Наблюдения над замерзанием воды // Тр. Комитета по вечной мерзлоте. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. Т. 6. С. 167–171.
- Баранов И. Я.* Геокриологическая карта СССР масштаба 1:10 000 000: Поясн. зап. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 48 с.
- Баранов И. Я.* Криометаморфизм горных пород и его значение для палеогеографии четвертичного периода // Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 6–36.
- Баранов И. Я.* Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород. М.: Наука, 1965. 150 с.
- Баранов И. Я.* Геокриологическая карта СССР масштаба 1:5 000 000. Поясн. зап. М.: Изд-во АН СССР, 1970. 52 с.
- Басков Е. А., Зайцев И. К.* Основные черты гидрогеологии Сибирской платформы // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 101. Вопросы региональной и поисковой гидрогеологии. Л., 1963. С. 89–152.
- Баулин В. В., Величко А. А., Данилова Н. С.* История развития многолетнемерзлых пород на территории СССР // Проблемы геокриологии. М.: Наука, 1983. С. 222–230.
- Бахман В. И., Ефимов А. И.* К вопросу о химическом составе воды и донных отложений некоторых термокарстовых озер Центральной Якутии // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории ЯАССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 114–122.
- Блинов Л. К.* Солевой состав морской воды и льда // Тр. ГОИН. 1965. Вып. 83. С. 5–55.
- Бодунов Е. И., Белецкий В. Л., Фрадкин Г. С. и др.* Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1986. 176 с.
- Боженова А. П.* Переохлаждение воды при замерзании в почво-грунтах // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Сб. 1. С. 144–156.
- Борисов В. Н.* Особенности влияния климата и техногенеза на гидросферу в рассолонных районах криолитозоны (на примере севера Сибирской платформы) // Современные изменения в литосфере под влиянием природных и техногенных факторов. М.: Недра, 1996. С. 93–111.

- Борисов В. Н., Алексеев С. В.* К вопросу о взаимодействии рассолов и мерзлых пород // XII Всесоюз. совещ. по подземным водам Востока СССР: Тез. докл. Иркутск–Южно-Сахалинск, 1988. С. 162.
- Борисов В. Н., Алексеев С. В.* Криогенное строение и емкостные свойства многолетне-мерзлых пород (в Западной Якутии) // XIV Всерос. совещ. по подземным водам Востока России: Тез. докл. Иркутск, 1994а. С. 94.
- Борисов В. Н., Алексеев С. В.* Криопэги — особый фактор осложнения работ в криолитозоне // Горное дело в Арктике: Тез. докл. III междунар. симпоз. СПб, 1994б. С. 150.
- Борисов В. Н., Алексеев С. В.* Многолетнемерзлые породы как объект для захоронения высококонцентрированных промстоков (на примере севера Сибирской платформы) // Материалы первой конференции геокриологов России. М., 1996. С.160–170.
- Борисов В. Н., Алексеев С. В., Алексеева Л. П., Плешевенкова В. А.* Метаморфизованные рассолы в сфере влияния горных работ // Материалы XV Всерос. совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Тюмень, 1997. С. 32.
- Борисов В. Н., Алексеев С. В., Климов А. Ю., Плешевенкова В. А.* Гидрогеохимическая зональность Западной Якутии (в связи с условиями отработки коренных месторождений алмазов) // Земная кора и верхняя мантия Восточной Сибири. Иркутск, 1987. С. 146–153.
- Борисов В. Н., Климов А. Ю., Черемных А. В. и др.* О первом накопителе дренажных вод на мерзлом основании // XII Всесоюз. совещ. по подземным водам Востока СССР: Тез. докл. Иркутск–Южно-Сахалинск, 1988. С. 118.
- Борисов В. Н., Пинкекер Е. В., Алексеев С. В., Дроздов А. В.* Подземные рассолы в техногенных процессах и их взаимодействие с мерзлыми породами // Тез. докл. I Всесоюз. съезда инженеров-геологов, гидрогеологов и геокриологов. Киев, 1988. С. 38–39.
- Боровик-Романова Т.* Переохлаждение воды в капиллярах // Журн. Рус. физ.-хим. о-ва. Сер. физ. 1924. Т. 24, № 1. С. 14–22.
- Брахина Н. Ф.* Криогенное строение многолетне- и сезонномерзлых пород южной части Алданского района // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1966. Вып. 6. С.112–119.
- Буденный Ю. А., Зильберборд А. Ф.* Мерзлотно-геологические условия разработки угольных месторождений Южной Якутии // Колыма. 1965. № 11. С. 26–29.
- Бунеев А. Н.* Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. М.: Медгиз, 1956. 226 с.
- Валяшко М. Г., Ветштейн В. Е., Жеребцова И. К. и др.* Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза, по экспериментальным данным // Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. С.120–124.
- Ведерников Л. Е.* К инженерно-геологической характеристике мерзлых коренных пород Севоро-Востока СССР // Тр. ВНИИ золота и редких металлов. 1969. Т. 29. С. 293–314.
- Вельмина Н. А.* О происхождении инъекционных льдов // Подземный лед. М.: Изд-во МГУ, 1965. Вып. 11. С. 83–90.
- Вельмина Н. А.* Особенности гидрогеологии области многолетнемерзлых пород и основные ее проблемы // Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С. 16–28.
- Вельмина Н. А.* Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы (криогидрогеология). М.: Недра, 1970. 326 с.

- Власов Н. А., Павлова Л. И.* Распределение солей между ледовой и жидкой фазой при вымораживании рапы Доронинского озера // Изв. Физ.-хим. НИИ при Иркутск. ун-те. 1961. Т. 5, № 2. С. 89–109.
- Власов Н. А., Павлова Л. И.* Влияние процессов замораживания на состав гидрокарбонатных вод // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, № 3. С. 675–679.
- Власов Н. А., Павлова Л. И., Иванов А. В.* Роль криогенной метаморфизации в формировании химического состава природных вод // Междунар. геохим. конгресс. Тез. докл. М., 1971. Т. 2. С. 799–800.
- Власов Н. А., Чернышев Л. А.* К вопросу о гидрохимии льда и динамике распределения солей между льдом и рапой Селенгинского сульфатного озера // Изв. Физ.-хим. НИИ при Иркутск. ун-те. 1961. Т. 5, № 2. С. 89–109.
- Власов Н. А., Чернышев Л. А.* Физико-химические процессы в ледовой фазе при замерзании природных вод // Вопросы гидрогеологии и гидрогеохимии. Иркутск, 1969. Вып. IV. С. 187–191.
- Воззов В. И., Гурари Ф. Г., Сурин А. И.* Геотермические условия нефтегазоносности Сибирской платформы // Сов. геология. 1983. № 10. С. 49–56.
- Воззов В. И., Сурин А. И.* Закономерности распространения многолетнемерзлых пород на Сибирской платформе // Гидрогеология нефтегазоносных областей Сибирской платформы. Новосибирск, 1982. С. 5–8.
- Волкова В. П.* Химический состав природных вод Мирнинского района Якутской АССР // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1971. Вып. 11. С. 152–160.
- Волкова В. П.* Особенности формирования химического состава природных льдов и вод в условиях сплошного распространения низкотемпературных мерзлых толщ (на примере мерзлотно-гидрогеологических структур Яно-Индигирского междуречья): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1973. 29 с.
- Волкова В. П., Романовский Н. Н.* Некоторые особенности химического состава подземных льдов Уяндинской впадины и прилегающих частей Селеннянского хребта / Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1970. Вып. 10. С. 114–129.
- Волохов О. В.* Геокриологические условия Анабаро-Оленекского междуречья // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 3. С. 85–88.
- Вотищев К. К., Мецзякова А. Н.* Химический состав льда озера Байкал // Докл. АН СССР. 1961. Т. 136, № 5. С. 1205–1209.
- Вторшин Б. И.* Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 213 с.
- Вторшина Е. А., Вторшин Б. И.* Льдообразование в горных породах. М.: Наука, 1979. 279 с.
- Гайдаенко Е. П.* Растворимость льда в мерзлых грунтах под воздействием соленых растворов // Проблемы инженерной гляциологии. Новосибирск: Наука, 1986. С. 32–36.
- Гасанов Ш. Ш.* Криолитогенез — физико-географический вариант осадочного процесса // Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 23–36.
- Гасанов Ш. Ш.* Криолитологический анализ. М.: Наука, 1981. 112 с.
- Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы.* Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1986. 176 с.
- Геокриология СССР.* Средняя Сибирь. М.: Недра, 1989. С. 183–214.
- Гинсбург Г. Д.* Геотермические условия и нефтегазоносность Норильского района. М.: Наука, 1973. 92 с.
- Гинсбург Г. Д., Гуревич А. Е., Резник А. Д.* О причинах низких пластовых давлений на севере Сибири // Сов. геология. 1971. № 9. С. 45–58.

- Гитсбург Г. Д., Неизвестнов Я. В.* Гидродинамические и гидрохимические процессы в области охлаждения земной коры // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск, 1973. Вып. 5. С. 22–28.
- Гиттерман К. Э.* Термический анализ морской воды. Концентрирование соляных рассолов естественным вымораживанием // Тр. Соляной лаборатории АН СССР. 1937. Вып. 5, ч.1.С. 5–23.
- Глишка Н. Л.* Общая химия. Л.: Химия, 1979. С. 213–263.
- Гольдберг В. М., Скворцов Н. П., Лукьянчикова Л. Г.* Подземное захоронение промышленных сточных вод. М.: Недра, 1994. 282 с.
- Гольдтман В. Г.* Инженерно-геологические последствия многолетнего промерзания пород на Северо-Востоке // Тр. ВНИИ золота и редких металлов. 1972. С. 248–263.
- Готовцев С. П.* Исследование льдистости скальных пород Сибирской платформы // Региональные геокриологические исследования в Восточной Азии. Якутск, 1983. С. 66–72.
- Готовцев С. П., Климовский И. В., Михайлов В. А., Пермьяков П. П.* Прогноз эволюции многолетней мерзлоты при подземном захоронении высокоминерализованных подземных вод // Рациональное природопользование в криолитозоне. М., 1992. С. 63–71.
- Грабовников В. А., Татарчук Ю. С., Шипулин Ю. К.* Использование недр для экологически безопасного подземного захоронения токсичных жидких отходов // Геоэкологические исследования и охрана недр. 1995. № 4. С. 38–48.
- Гребнева П. И., Вахромеев А. Г., Воробьев В. Н.* Адсорбция лития из рассолов Сибирской платформы // Материалы XV Всерос. совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Тюмень, 1997. С. 20.
- Губкин Н. В.* Подземные воды бассейна верхнего течения р. Колымы. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 132 с.
- Гусев В. А.* Кластер-анализ // Алгоритмы и программы. Информ. бюл. 1977. № 1. С. 18.
- Данилов И. Д.* Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978. 198 с.
- Данилов И. Д.* Подземные льды. М.: Недра, 1990. 140 с.
- Данилов И. Д., Ершов Э. Д.* Древнее оледенение и вечная мерзлота Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 32–42.
- Данилова Н. С.* Условия и особенности формирования криогенного строения многолетнемерзлых пород Средней Сибири // Тр. ПНИИИС. 1972. Т.18. С.158–171.
- Девяткин В. Н., Гаврильев Р. И.* Геотермия вмещающих пород карьера “Мир” (Западная Якутия) // Строение и тепловой режим мерзлых пород. Новосибирск: Наука, 1981. С. 76–79.
- Девяткин В. Н., Шамигулин В. Ю.* Геотермическая характеристика месторождения Сытыкан // Геотеплофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 142–148.
- Девяткин В. Н., Шамигулин В. Ю.* Геотермические условия кимберлитовой тр. Юбилейная // Мерзлотные исследования в осваиваемых районах СССР. Новосибирск: Наука, 1980. С. 79–82.
- Де Кервен М. Р.* Растворение ледяных корок и предупреждение их возникновения // Лед и снег. М.: Мир, 1966. С. 447–456.
- Дзенс-Литовский А. П.* Минеральные озера в условиях вечной мерзлоты // Тр. комиссии по изучению вечной мерзлоты. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. Т. 6. С. 79–106.

- Дзенс-Литовский А. П.* Кемпендяйское месторождение ледяной поваренной соли “ледянки” // *Природа*. 1945. № 6. С. 41–44.
- Дзенс-Литовский А. П.* К вопросу об использовании вод великих сибирских рек // *Географический сборник. Вопросы изучения водных ресурсов*. М., 1954. Т. 4. С. 153–171.
- Дзюба А. А.* Разгрузка рассолов Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 156 с.
- Декабрьская геология СССР*. Л.: Наука, 1988. 442 с.
- Дорониш Ю. П., Хейсин Д. Е.* Морской лед. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 318 с.
- Дроздов А. В., Алексеев С. В.* Особенности миграции рассолов в мерзлой толще при подземном захоронении // *Тез. докл. XIII Всесоюз. совещ. по подземным водам Востока СССР*. Иркутск–Томск, 1991. С. 200.
- Дроздов А. В., Готовцев С. П.* Особенности миграции рассолов при их подземном захоронении // *Формирование подземных вод криолитозоны*. Якутск, 1992. С. 31–48.
- Дучков А. Д., Балобаев В. Т., Володько Б. В.* Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии. Новосибирск: Изд. ОИГГМСО РАН, 1994. 141 с.
- Егоров А. Г., Костерин А. В., Шешуков А. Е.* Одномерные задачи протаивания мерзлого грунта фильтрующимся раствором // *Изв. РАН. Механика жидкости и газа*. 1995. № 5. С. 149–160.
- Егоров К. Н., Уцаповская З. Ф., Швырев Г. Г. и др.* Гексагидрит в кимберлитах Якутии // *Зап. ВМО*. 1987. № 6. С. 718–721.
- Еришов Э. Д.* Криолитогенез. М.: Недра, 1982. 212 с.
- Еришов Э. Д.* Физико-химия и механика мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1986. 332 с.
- Еришов Э. Д.* Эволюция толщ мерзлых пород в истории Земли // *Геокриологические исследования*. М., 1989. С. 3–16.
- Еришов Э. Д.* Общая геокриология. М.: Недра, 1990. 559 с.
- Еришов Э. Д.* Совещание “Инженерно-геологические проблемы захоронения токсичных и радиоактивных отходов в криолитозоне” // *Геозкол. Инж. геол. Гидрогеол. Геокриол.* 1996. № 3. С. 139.
- Еришов Э. Д., Данилов И. Д.* Криолитогенез: достижения, перспективные направления и задачи исследований // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. 1992. № 1. С. 82–92.
- Еришов Э. Д., Данилов И. Д., Чеверев В. Г.* Петрография мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1987. 311 с.
- Еришов Э. Д., Комаров И. А., Чувилит Е. М.* Прогноз процессов взаимодействия жидких техногенных рассолов, захороняемых в массиве мерзлых пород // *Геозкология*. 1997. № 2. С. 19–29.
- Еришов Э. Д., Кривоногова Н. Ф.* Криогенные текстуры скальных пород // *Основы геокриологии*. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 65–67.
- Еришов Э. Д., Лебедеко Ю. П., Чувилит Е. М., Наумова Н. С.* Экспериментальные исследования процессов массопереноса в промерзающих засоленных породах // *Инж. геол.* 1992. № 4. С. 27–35.
- Еришов Э. Д., Лебедеко Ю. П., Чувилит Е. М., Языкин О. М.* Микростроение мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1988. 183 с.
- Еришов Э. Д., Лисицина О. М.* Докайнозойская криолитозона Земли // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. 1993а. № 2. С. 3–16.
- Еришов Э. Д., Лисицина О. М.* Покровные оледенения и мерзлые породы в истории Земли // *Геозкол. Инж. геол. Гидрогеол. Геокриол.* 1993б. № 4. С. 3–26.

- Ершов Э. Д., Лисицина О. М., Пармузин С. Ю.* Геокриологические аспекты подземного захоронения средне- и низкорadioактивных отходов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1995. № 6. С. 37–52.
- Ершов Э. Д., Пармузин С. Ю., Лисицина О. М.* Проблемы захоронения радиоактивных отходов в криолитозоне // Геоэкология. 1995. № 5. С. 20–36.
- Ершов Э. Д., Пармузин С. Ю., Лисицина О. М.* Многолетнемерзлые породы как среда захоронения экологически опасных отходов // Геоэкология. 1997. № 1. С. 23–39.
- Ершов Э. Д., Пу Ши Ше, Лебедево Ю. П. и др.* Процессы массопереноса и деформирования в мерзлых породах, взаимодействующих с водными растворами солей // Инженерно-геологическое изучение и оценка мерзлых, промерзающих и оттаивающих грунтов (ИГК-92): Матер. 3 науч.-техн. семинаров, окт. 1992. СПб, 1993. С. 67–77.
- Ершов Э. Д., Чижов А. Б., Гаврилов А. В., Максимова Л. Н.* Геоэкологические условия криолитозоны // Геоэкол. Инж. геол. Гидрогеол. Геокриол. 1993. № 2. С. 3–17.
- Ефимов А. И.* Гидрогеологические особенности района месторождения алмазов трубки “Мир” в юго-западной Якутии // Тр. Второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1959. Вып. 2. С. 79–89.
- Ефимов А. И.* Подземные воды области ММП восточной части Сибирской платформы // Проблемы гидрогеологии. М.: Гостехиздат, 1960. С. 89–95.
- Жаггар К. Б., Холодова М. Н.* Химический состав льда р. Воронеж // Гидрохимические материалы. Л.: Гидрометеиздат. 1961. Т. 32. С. 25–31.
- Зильберборд А. Ф.* О выветривании мерзлых коренных пород в подземных выработках // Современные вопросы региональной и инженерной геокриологии. М.: Наука, 1964. С.194–202.
- Зубов Н. Н.* Льды Арктики. М.: Главсевморпуть, 1945. 360 с.
- Зув В. М., Сафонов Л. А., Солопанов А. Т.* Создание экологически безопасной системы защиты горных работ от подземных вод // Разведка и охрана недр. 1990. № 12. С. 39–42.
- Иванов А. В.* Влияние сезонного промерзания и многолетней мерзлоты на соленакопление в почвах, грунтовых водах, минеральных озерах Восточного Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. хим. наук. Иркутск, 1969. 26 с.
- Иванов А. В.* Геохимическая роль процессов наледообразования // Всесоюз. совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. Иркутск; Улан-Удэ, 1976а. С. 108–109.
- Иванов А. В.* Содержание и формы некоторых микроэлементов в наледных солях // Наледи и наледные процессы в Восточной Сибири. Иркутск, 1976б. С. 111–119.
- Иванов А. В.* Проблемы исследования физико-химических процессов наледообразования // Наледи Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. С.176–185.
- Иванов А. В.* Гидрохимические процессы при наледообразовании. Владивосток, 1983. 107 с.
- Иванов А. И.* Краткое введение в гляциохимию. Владивосток, 1986. 14 с.
- Иванов А. В.* Теория криогенных и гляциогенных гидрохимических процессов // Итоги науки и техники. Гляциология. Т. 5. М.: ВИНТИ, 1987. 236 с.
- Иванов А. В.* Формирование химического состава конгеляционных льдов // Гляциохим. и криоген. гидрохим. процессы. Владивосток, 1989а. С. 6–49.
- Иванов А. В.* Химические взаимодействия в системе “вода–лед–порода” // Материалы гляциологических исследований. М., 1989б. Вып. 65. С. 75–80.
- Иванов А. В.* Геохимические процессы при наледообразовании // Проблемы наледообразования. Новосибирск: Наука, 1991. С. 45–54.

- Иванов А. В.* Гляциогенный круговорот веществ. Хабаровск, 1993. 94 с.
- Иванов А. В.* Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Хабаровск: Дальнаука, 1998. 163 с.
- Иванов А. В., Алексеев В. Р.* Криогенная метаморфизация природных вод и ее роль в круговороте веществ // Докл. Ин-та географии СО АН СССР. 1976. № 49. С. 31–40.
- Иванов А. В., Власов Н. А.* О составе грунтовых вод водосборных площадей минеральных озер Восточного Забайкалья // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. 1968. Вып. 3(5). С. 180–182.
- Иванов А. В., Власов Н. А.* Влияние криогенных процессов на формирование гидрокарбонатных натриевых вод // Гидрохимические материалы. Л.: Гидрометеиздат, 1974. Т. 61. С. 55–61.
- Иванов А. В., Власов Н. А.* Сезонные криопэги минеральных озер Восточной Сибири / Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 8. С. 93–101.
- Иванов А. В., Гольдагель А. Я., Власов Н. А.* Химия льда солоноватых озер Юго-Восточного Забайкалья // Гидрохимия и гидрология юга Дальнего Востока. Владивосток, 1977. С. 17–35.
- Иванов А. В., Гоичаров А. Ф., Слишко Е. Н. и др.* Микроэлементы в наледных солях Восточного Саяна // Наледи Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. С. 185–191.
- Иванов А. В., Сизиков А. И., Алексеев В. Р.* Условия образования и формы проявления наледей на озерах Забайкалья // Наледи и наледные процессы в Восточной Сибири. Иркутск, 1976. С. 97–107.
- Иванов А. В., Полевая Н. П.* Лабораторные исследования замерзания воды различной солености // Тр. ГГИ. Л., М.: Гидрометеиздат, 1941. Вып. 11. С. 239–243.
- Иванов М. С.* Долериты трапповой формации Сибирской платформы, разрушенные криогенезом до глинистой фракции // Инженерно-геологическое изучение и оценка мерзлых, промерзающих и протаивающих глинистых грунтов "ИГК-90": 2 Всесоюз. семин., Ленинград, сент., 1990. СПб, 1993. С. 96–98.
- Каган А. А., Кривоногова Н. Ф.* Основные принципы инженерно-геологического изучения многолетнемерзлых скальных оснований гидротехнических сооружений // Гидротехническое стр-во. 1973. № 6. С. 18–22.
- Каган А. А., Кривоногова Н. Ф.* Многолетнемерзлые скальные основания сооружений. Л.: Стройиздат, 1978. 207 с.
- Каган А. А., Кривоногова Н. Ф.* Инженерно-геологические условия строительства и эксплуатации гидротехнических сооружений, возводимых на многолетнемерзлых скальных породах // Проблемы инженерного мерзлотоведения в гидротехническом строительстве. М.: Наука, 1986. С. 34–44.
- Казьмин Л. А., Халиуллина О. А.* Универсальная программа многошагового регрессионного анализа // Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1979. С. 116–122.
- Калабин А. И.* Об одной важной мерзлотно-гидрогеологической закономерности и ее следствиях // Матер. Всесоюз. науч. совещ. по мерзлотоведению. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 265–270.
- Калинин В. М., Якунов В. С.* Региональные закономерности поведения мощности мерзлых толщ. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 142 с.
- Каплина Т. Н., Кондратьева К. А., Ромаиовский Н. Н.* Проявление новейших тектонических движений в криогенном строении эпигенетически промерзших пород // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1970. Вып. 10. С. 96–104.

- Катасонов Е. М.* Типы мерзлых толщ и проблемы криолитологии // Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск, 1972. С. 5–16.
- Кингери У. Д., Гуднау У. Х.* Миграция рассола в соленом льду // Лед и снег. М.: Мир, 1966. С. 214–225.
- Климат Якутской АССР:* Атлас. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 32 с.
- Климовский И. В., Готовцев С. П.* О природе аномалий температуры мерзлых толщ в Западной Якутии // Региональные геокриологические исследования в Восточной Азии. Якутск, 1983. С. 54–65.
- Климовский И. В., Готовцев С. П.* Криолитозона Якутской алмазоносной провинции. Новосибирск: Наука, 1994. 167 с.
- Климовский И. В., Устинова З. Г.* Об особенностях температурного режима многолетнемерзлых пород района кимберлитовой трубки Удачная // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления по территории Якутской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 96–106.
- Ковальский В. В., Брахфогель Ф. Ф.* Обзор представлений о закономерностях размещения проявлений кимберлитового магматизма Структурный контроль проявления кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1974. С. 5–11.
- Коидратьева К. А., Хруцкий С. Ф., Чижев А. Б.* Геокриологические условия южной части Яно-Индибирской равнины // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск, 1973. Вып. 2. С. 46–52.
- Кошцев В. Н.* Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.
- Кононова Р. С.* О роли процессов криогенеза в формировании региональной зональности на примере подземных вод Якутии // VI совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. Иркутск–Хабаровск, 1970. С. 42–43.
- Кононова Р. С.* Гидрохимическая зональность подземных вод как один из показателей палеомерзлотных условий // Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск, 1973. Вып. 5. С. 90–94.
- Кононова Р. С.* Криогенная метаморфизация подмерзлотных вод Восточно-Сибирской артезианской области // Сов. геология. 1974. С. 106–115.
- Кононова Р. С.* Криогенные факторы формирования химического состава подземных вод и особенности гидрогеохимической зональности территории мерзлой зоны // Проблемы теоретической и региональной гидрогеохимии. М.: Изд-во МГУ, 1979. Кн.1. С. 119–123.
- Кононова Р. С., Неизвестнов Я. В., Толстихин Н. И., Толстихин О. Н.* Криопэги — отрицательно-температурные воды Земли // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1971. Вып. 11. С. 75–88.
- Корневская Н. М., Тарасов М. Н.* К вопросу о формировании ионного состава и минерализации льда при различных условиях // Гидрохимические материалы. Л.: Гидрометеиздат, 1968. Т. 47. С. 77–88.
- Корневская Н. М., Тарасов М. Н.* О режиме минерализации и ионного состава льда некоторых водоемов Северного Кавказа // Гидрохимические материалы. Л.: Гидрометеиздат, 1972. Т. 53. С. 21–32.
- Косолапов А. И.* Геохимические исследования природных вод и газов Западной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 207 с.
- Крамбейн У., Кауфмен М., Мак-Кеммон Р.* Модели геологических процессов. М.: Мир, 1973. 150 с.

- Кривоногова Н. Ф.* К методике инженерно-геологического изучения криогенного строения скальных пород для целей гидротехнического строительства // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1976а. Вып. 15. С. 150–159.
- Кривоногова Н. Ф.* Анализ типов льдообразования в скальных породах при инженерно-геологической характеристике // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1976б. Вып. 15. С. 147–149.
- Кривоногова Н. Ф., Соболев С. В., Февралев А. В.* Развитие галика под водохранилищем в условиях кондуктивного теплообмена // Геоэкол. Инж. геол. Гидрогеол. Геокриол. 1994. № 3. С. 95–98.
- Кудрявцев В. А., Романовский Н. Н., Чижов А. Б.* Взаимодействие подземных вод с многолетнемерзлыми породами // Гидрогеология и инженерная геология. М.: Наука, 1972. С. 57–63.
- Кудряшов Б. Б., Яковлев А. М.* Бурение скважин в мерзлых породах. М.: Недра, 1983. 286 с.
- Кульман А. Г.* Общая химия. М., 1961. С. 187–250.
- Лебедеко Ю. П.* Криогенная миграция ионов и связанной влаги в льдонасыщенных мерзлых породах // Инж. геология. 1989а. № 4. С. 21–30.
- Лебедеко Ю. П.* О миграции ионов в мерзлых породах // Гляциохимические и криогенные процессы. Владивосток, 1989б. С. 57–62.
- Лебедеко Ю. П.* Механизм массопереноса и хемогенного формирования мерзлых пород при взаимодействии их с растворами солей // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 1990. № 4. С. 55–66.
- Лебедеко Ю. П., Чувиллин Е. М.* Особенности развития физико-механических процессов в мерзлых породах при действии на них растворов солей // Основы геокриологии. Ч. 1. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 206–215.
- Ломоносов И. С.* Вертикальная гидрогеохимическая зональность в районе месторождения алмазов трубки Мир // Материалы по гидрогеологии месторождений полезных ископаемых Восточной Сибири. Иркутск, 1962. С. 67–83.
- Львов А. В.* Поиски и испытания водоисточников водоснабжения на Западной части Амурской железной дороги в условиях вечной мерзлоты почвы. Иркутск, 1916. 881 с.
- Макаров С. З.* Материалы по изучению соляных озер Кулундинской степи. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1935. Ч. II. 236 с.
- Максимович Г. А., Яценко Г. В.* Химический состав льда озер (и прудов) // Химическая география и гидрогеохимия. Пермь, 1963. С. 101–105.
- Марамзин Г. А., Рязанов А. А.* Бурение разведочных скважин в районах распространения многолетнемерзлых пород. М.: Недра, 1971. 148 с.
- Мартынова М. А., Часовникова Е. В.* Водные вытяжки из пород как один из методов исследования зоны гипергенеза (на примере надсолевых отложений Старобинского месторождения калийных солей) // Гидрогеология и гидрогеохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. С. 82–87.
- Мацак М. С.* Петрохимические особенности разновозрастных даек диабазов и долеритов южной части Анабарского щита. Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., 1973. С. 78–86.
- Мельников П. И.* О глубине промерзания верхней зоны земной коры на территории ЯАССР // Геотермические исследования и использование тепла земли. М.: Наука, 1966. С. 110–113.
- Мельников П. И., Романовский Н. Н., Фотиев С. М.* Новые направления в изучении подземных вод криогенной области // Проблемы геокриологии. М.: Наука, 1983. С. 7–21.

- Методика мерзлотной съемки*. М.: Изд-во МГУ, 1979. 358 с.
- Методы анализа рассолов и солей*. М., Л.: Химия, 1964. 404 с.
- Молчанов Ю. Д., Халитова С. М., Готовцев С. П.* Составление физико-геологической модели участков захоронения дренажных вод карьера трубки Удачная (1992–1993 гг.). Якутск, 1993. 70 с.
- Невский А. С., Мальшева А. И.* Теплопередача при плавлении льда в растворах солей // Тепло- и массоперенос. Минск, 1968. Т. 2. С. 89–97.
- Неизвестнов Я. В., Семенов Ю. П.* Подземные криоплги шельфа и островов Советской Арктики // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск, 1973. Вып. 5. С. 103–105.
- Неизвестнов Я. В., Толстихин Н. И.* Влияние криогенеза на формирование подземных вод артезианских бассейнов Арктики // Всесоюз. конф. по мерзлотоведению: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1970. С. 75–78.
- Обидин Н. И.* Новые данные о подземных водах и вечной мерзлоте советских рудников острова Шпицберген по исследованиям 1952–1954 гг. // Тр. Ин-та геологии Арктики. 1958. Т. 88. С. 129–140.
- Обидин Н. И.* Вечная мерзлота и подземные воды Западно-Сибирского мезозойского прогиба и Сибирской платформы к северу от Полярного круга // Тр. НИИГА. 1959. Т. 65. Вып. 13. С. 159–173.
- Общая химия*. М.: Изд-во МГУ, 1975. С. 225–280.
- Общее мерзлотоведение*. М.: Изд-во МГУ, 1978. 463 с.
- Олейников Б. В., Шварцев С. Л.* Современное сульфатообразование в зонах окисления пирротин-халькопиритовых гидротермальных рудопроявлений (на северо-западе Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 1968. № 6. С. 15–25.
- Олейников Б. В., Шварцев С. Л., Мандрикова Н. Т., Олейникова Н. Н.* Никельгексагидрит — новый минерал // Зап. ВМО. 1965. С. 534–547.
- Оловин Б. А.* Фильтрационная проницаемость вечномерзлых грунтов. Новосибирск: Наука, 1993. 257 с.
- Основные понятия и термины геокриологии*. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 16 с.
- Основы геокриологии*. М.: Изд-во МГУ, 1995. Ч. 1. 368 с.; 1996. Ч. 2. 397 с.
- Основы гидрогеологии. Использование и охрана подземных вод*. Новосибирск: Наука, 1983. 231 с.
- Осокин А. Б.* Геокриологические условия района поселка Билибино (среднее течение Кенервеем, бассейн реки Малый Анюй) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 84–87.
- Паундер Э. Р.* Физика льда. М.: Мир, 1967. 190 с.
- Пентегов Б. П.* Динамика распределения солей в рассоле, льде и иле Доронинского содового озера // Вестн. ДВ ФАН СССР. 1932. № 3–4.
- Песчанский И. С.* Ледоведение и ледотехника. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 461 с.
- Петряшин Л. Ф., Нийгер Ф. В., Порохняк А. М. и др.* Способ складирования токсичных рассолов в условиях многолетней мерзлоты // А. с. 1606392 СССР, МКИ⁵ В 65G5/00. Ивано-Франк. ин-т нефти и газа. № 4642298/23-03; заявл. 26.01.89; опубли. 15.11.90, Бюл. № 42.
- Пехович А. И., Шаталина И. Н.* Экспериментальные исследования таяния льда в водном растворе // Тепло- и массоперенос. Минск, 1968. Т. 2. С. 98–104.
- Печеркин И. А., Бурматова Э. А.* О гидрохимии льда камских водохранилищ // Химическая география и гидрогеохимия. Пермь, 1964. Вып. 3(4). С. 31–42.
- Пивоварова З. И.* Радиационные характеристики климата СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 335 с.

- Пиннекер Е. В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
- Пиннекер Е. В.* Взаимодействие криолитосферы и подземных вод глубоких горизонтов артезианских бассейнов // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск, 1973. Вып. 5. С. 106–110.
- Пиннекер Е. В.* Значение изотопных определений при изучении месторождений подземных вод // Месторождения подземных вод Иркутской области. Л.: Недра, 1974. С. 14–31.
- Пиннекер Е. В.* Проблемы региональной гидрогеологии // Закономерности распространения и формирования подземных вод. М.: Наука, 1977. 196 с.
- Пиннекер Е. В., Алексеев С. В.* Подземные воды мерзлой зоны литосферы в условиях интенсивной техногенной нагрузки // Современные проблемы гидрогеологии (Пятые Толстихинские чтения, 11–13 нояб. 1996 г.). СПб, 1996. С. 44–46.
- Пиннекер Е. В., Писарский Б. И.* Особенности взаимодействия подземных вод и многолетнемерзлых пород // Региональная гидрогеология и инженерная геология Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 21–27.
- Пиннекер Е. В., Алексеев С. В., Алексеева Л. П.* Гидрогеология и гидрогеохимия центральной части Якутской алмазоносной провинции // Проблемы региональной гидрогеологии (Седьмые Толстихинские чтения, 11–12 нояб. 1998 г.). СПб, 1998. С. 32–36.
- Пиннекер Е. В., Борисов В. Н., Кустов Ю. И. и др.* Новые данные об изотопном составе кислорода и водорода рассолов Сибирской платформы // Вод. ресурсы. 1987. № 3. С. 105–115.
- Писарский Б. И., Пиннекер Е. В., Демьянович Н. И. и др.* Формирование подземных вод и их роль в геологических процессах // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука, Сиб. изд. фирма РАН, 1996. С. 230–236.
- Питьева К. Е.* Гидрогеохимия. М.: Изд-во МГУ, 1978. 325 с.
- Питьева К. Е., Брусиловский С. А., Вострикова Л. Ю. и др.* Практикум по гидрогеохимии. М.: Изд-во МГУ, 1984. 254 с.
- Плотишкова М. И., Кардопольцева О. И., Салтыков О. Г. и др.* Стратиграфия и литология “водораздельных галечников” Мархино-Тюнгского междуречья и палеогеография времени их накопления в связи с историей формирования алмазоносных россыпей бассейна р. Мархи // Труды ЯФ СО АН СССР, 1963. Сб. 9. С. 14–20.
- Пономарев В. М.* Формирование подземных вод по побережью северных морей в зоне вечной мерзлоты. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 95 с.
- Пономарев В. М.* Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 200 с.
- Попов А. И.* Мерзлотные исследования в земной коре (криолитология). М.: Изд-во МГУ, 1967. 304 с.
- Попов А. И.* Криолитогенез // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск, 1973. Вып. 3. С. 45–50.
- Попов А. И.* Криолитогенез, состав и строение мерзлых пород и подземные льды (современное состояние проблемы) // Проблемы криолитологии. 1976. Вып. V. С. 7–22.
- Попов А. И.* Криолитогенез и его место в системе литогенеза // Проблемы криолитологии. 1979. Вып. VIII. С. 7–25.
- Попов А. И., Розенбаум Г. Э., Тумель Н. В.* Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 238 с.
- Попов В. Ф., Тетельбаум А. С., Федоров А. М.* Математическая модель процесса разрушения льда раствором соли // Формирование подземных вод криолитозоны. Якутск, 1992. С. 167–172.

- Порохняк А. М., Рассудов А. В.* Захоронение жидких отходов в криолитозоне. М.: Недра, 1993. 112 с.
- Посохов Е. В.* Формирование химического состава подземных вод. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 334 с.
- Посохов Е. В.* Общая гидрогеохимия. М.: Недра, 1975. 208 с.
- Природные изотопы гидросферы /* Под ред. В. И. Ферронского. М.: Недра, 1975. 350 с.
- Резников А. А., Муликковская Е. П., Соколов И. Ю.* Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970. 488 с.
- Розинец И. И., Плотников Н. И.* Техногенез и охрана окружающей среды при разработке рудных месторождений // Горн. журн. 1992. № 12. С. 3–9.
- Романовский Н. Н.* Некоторые особенности мерзлотно-гидрогеологического строения артезианских бассейнов открытого типа в области многолетней мерзлоты // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1968. Вып. 8. С. 89–111.
- Романовский Н. Н.* Подземные воды криолитозоны. М.: Изд-во МГУ, 1983. 232 с.
- Романовский Н. Н.* Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 335 с.
- Ромашков Ю. И., Швец В. А.* Поведение линзовых рассолов галогенных формаций при минусовых температурах // II Всесоюз. солевое совещ.: Тез. докл. Новосибирск, 1979. Т. 2. С. 126.
- Рубищик Э. А.* Применение математических методов и ЭВМ при анализе результатов гидрогеохимических исследований // Рациональное использование и охрана подземных вод. Красноярск, 1984. С. 129–142.
- Савельев Б. А.* Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. М.: Изд-во МГУ, 1963. 541 с.
- Савельев Б. А.* Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1971. 507 с.
- Савельев Б. А.* Методы изучения мерзлых пород и льдов. М.: Недра, 1985. 222 с.
- Савельев Б. А.* Гляциология. М.: Изд-во МГУ, 1991. 288 с.
- Самарина В. С.* Формирование химического состава подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 114 с.
- Сердюков Л. И., Артемьева Е. Л., Строганова Е. В. и др.* О природе поглощающей способности многолетнемерзлых пород при захоронении в них дренажных рассолов // Горн. журн. 1996. № 7–8. С. 5–12.
- Сиденко П. Д.* Мерзлота и подземные воды в низовьях Лено-Оленекского междуречья // Тр. НИИГА. 1959. Т. 102, вып. 10. С. 173–180.
- Слесаренко В. Н.* Современные методы опреснения морских вод. М.: Энергия, 1973. 248 с.
- Спесивцев В. И.* Криогенное строение элювия Далдыно-Сытыканского района (Северо-западная Якутия) // Мерзлотные исследования в осваиваемых районах СССР. Новосибирск: Наука, 1980. С. 167–173.
- Справочник химика.* Т. 3. М., Л.: Химия, 1964. 1006 с.
- Стремяков А. Я.* Особенности формирования химического состава грунтовых и поверхностных вод Чукотского полуострова // Гидрохимические материалы. Л.: Гидрометеоиздат. 1965. Т. 39. С. 15–28.
- Стремяков А. Я.* Особенности формирования подземных вод по побережью северных морей // V Совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. Иркутск–Тюмень, 1967. С. 95–96.
- Сумгин М. И.* Вечная мерзлота и почвы в пределах СССР. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 379 с.

- Тейлор Х. П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213–298.
- Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М., Л.: Гостеолиздат, 1941. 204 с.
- Толстихин Н. И. Принципы структурно-гидрогеологического районирования территории Сибири // Региональная гидрогеология Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1962. С. 2–9.
- Толстихин Н. И. Криосфера и криопэги // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 3. С. 115–117.
- Толстихин Н. И., Вельмина Н. А., Ефимов А. И. Гидрогеология области многолетнемерзлых пород СССР // Докл. на Междунар. конф. по мерзлотоведению. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 158–166.
- Толстихин Н. И., Максимов В. М. Якутский артезианский бассейн // Зап. Ленингр. горного ин-та. 1955. Т. 31, вып. 2. С. 18–24.
- Толстихин Н. И., Толстихин О. Н. Криогенез и водоносность гидрогеологических структур // Очерки по гидрогеологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. Вып. VI. С. 21–29.
- Толстихин Н. И., Толстихин О. Н. Подземные воды мерзлой зоны СССР // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и выступления. Якутск, 1975. Вып. 8. С. 73–87.
- Толстихин О. Н. Об одном своеобразном типе артезианских бассейнов зоны многолетнемерзлых пород // Докл. АН СССР. 1965. Т. 163, № 6. С. 1463–1466.
- Толстихин О. Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1974. С. 31–47.
- Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Дубиков Г. И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. М.: Изд-во МГУ, 1980. 240 с.
- Трофимов В. Т., Герасимова А. С., Красилова Н. С. Устойчивость геологической среды и факторы, ее определяющие // Геоэкол. Инж. геол. Гидрогеол. Геокриол. 1994. № 2. С. 18–28.
- Труш Н. И., Нистратова Т. А. Оценка пород северных склонов хребта Полоустного и Приполоустненской полигенетической равнины // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1972. Вып. 12. С. 91–100.
- Тютюнов И. А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательных температурах. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 143 с.
- Тютюнов И. А. Физико-химическое изменение горных пород на Крайнем Севере // Физико-химические процессы в промерзающих и мерзлых грунтах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 7–27.
- Уошборн А. Л. Мир холода. Геокриологические исследования. М.: Прогресс, 1988.
- Устинова З. Г. К гидрохимии кимберлитов трубок Якутии // Вопросы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1964. С. 237–252.
- Федоров А. М. Лабораторные исследования разрушения льда и ледопородных монолитов рассолами // Условия и процессы криогенной миграции вещества. Якутск, 1989. С. 83–96.
- Фотиев С. М. Подземные воды и мерзлые породы Южно-Якутского угленосного бассейна. М.: Наука, 1965. 230 с.
- Фотиев С. М. Роль химического состава и минерализации подземных вод в процессе промерзания водоносных комплексов Сибирской платформы // VI Совец. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. Иркутск–Хабаровск, 1970. С. 44–45.

- Фотиев С. М.* Роль химического состава и минерализации подземных вод в процессе промерзания водоносных комплексов Сибирской платформы // Тр. ПНИИИС. 1971. Вып. 11. С. 55–62.
- Фотиев С. М.* Зональные и региональные закономерности формирования прерывистости толщи многолетнемерзлых пород // Тр. ПНИИИС. 1974. Вып. 29. С. 115–123.
- Фотиев С. М.* Условия формирования и закономерности распространения различных типов криогенной толщи на территории СССР // Тр. ПНИИИС. 1975. Вып. 36. С. 135–146.
- Фотиев С. М.* Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. 236 с.
- Фотиев С. М.* Типизация криогенной толщи по распространению // Инж. геология, 1988. № 3. С. 63–72.
- Фотиев С. М.* Схема гидрогеокриологического районирования территории СССР // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 9. С. 76–85.
- Фотиев С. М.* Состав и минерализация криометаморфизованных подземных вод как палеотемпературный показатель. М.: Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 1. С. 74–80
- Фотиев С. М.* Закономерности криогенной метаморфизации химического состава морской воды // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. 2. Якутск: ИМЗ СО РАН, 1996. С. 16–26.
- Фотиев С. М.* Гидрохимический метод оценки палеотемпературы пород на арктическом побережье // Криосфера Земли. 1997. Т. 1, № 2. С. 29–35.
- Фотиев С. М., Данилова Н. С., Шевелева Н. С.* Зональные и региональные особенности криогенных толщ Средней Сибири // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск, 1973. Вып. 2. С. 74–80.
- Фотиев С. М., Данилова Н. С., Шевелева Н. С.* Геокриологические условия Средней Сибири. М.: Наука, 1974. 146 с.
- Цуриков В. Л.* О формировании ионного состава и солености морского льда // Океанология. 1965. Т. 5., вып. 3. С. 463–472.
- Цуриков В. Л.* Жидкая фаза в морских льдах. М.: Наука, 1976. С. 12–46.
- Цытович Н. А.* Механика мерзлых грунтов. М.: Высш. шк., 1973. 446 с.
- Часовщикова Е. В.* К вопросу о методике приготовления водных вытяжек и интерпретации полученных материалов // Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. С. 211–224.
- Часовщикова Е. В.* Сопоставление водных вытяжек, искусственных и естественных поровых растворов // Гидрогеология и гидрогеохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. С. 88–97.
- Часовщикова Е. В., Мартынова М. А.* О применимости метода водных вытяжек в гидрогеологических исследованиях // Вестн. ЛГУ. Геология, география. 1977. № 12. С. 42–48.
- Часовщикова Е. В., Самарина В. С.* Об ионно-солевом комплексе дочетвертичных пород Таджикистана // Вестн. ЛГУ. Геология, география. 1969. № 18. С. 61–71.
- Черский Н. В.* Перспективы нефтегазоносности северо-востока Якутской АССР // Геология газовых месторождений. М., 1959. С. 56–75.
- Чижов А. Б.* Новые данные о строении мерзлых толщ Ботуобинского алмазоносного района // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во МГУ, 1967. Вып. 7. С. 155–158.
- Чижов А. Б.* О роли взаимодействия многолетнемерзлых пород и подземных вод в формировании мерзлотно-гидрогеологических условий (на примере Западной Якутии) // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1968. Вып. 8. С. 111–122.
- Чижов А. Б., Ванько Ю. В., Деревягин А. Ю.* Изменение геологической среды криолитозоны при хозяйственном освоении // Инж. геология. 1990. № 5. С. 76–82.

- Чижов А. Б., Деревягин А. Ю., Симонов Е. Ф. и др. Изотопный состав подземных льдов района оз. Лабаз // Криосфера Земли. 1997. Т. 1, № 3. С. 79–84.
- Шварцев С. Л. Некоторые результаты гидрогеохимических исследований в условиях многолетней мерзлоты // Геология руд. месторождений. 1963. № 2. С. 69–74.
- Шварцев С. Л., Шубенин Н. Г. Особенности формирования микрокомпонентного состава подземных вод зоны криогенеза (на примере западной части Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 1973. № 11. С. 69–74.
- Шварцев С. Л. Геохимическая деятельность мерзлоты // Природа. 1975. № 7. С. 67–73.
- Швецов П. Ф. К вопросу о связи температуры и мощности вечной мерзлоты с геологическими и гидрогеологическими факторами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1941. № 1. С. 114–123. Швецов П. Ф. Криогенные геохимические поля на территории многолетней криолитозоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 1. С. 46–51.
- Швецов П. Ф. Физическое выветривание сезоннопротаивающих коренных пород в откосах Крайнего Севера // Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967. Т. 1. С. 171–177.
- Шестернев Д. М. Криогипергенез крупнообломочных и скальных пород криолитозоны. Якутск: Ин-т мерзлотоведения. СО РАН, 1997. 120 с.
- Шестернев Д. М., Верхогуров А. Г., Ядрищенский Г. Е. К методике исследований динамики криогенного выветривания скальных и крупнообломочных пород в Забайкалье // Зап. Заб. фил. Географ. о-ва РФ, 1992. Вып. 125. С. 114–118.
- Шестернев Д. М., Ядрищенский Г. Е. Строение и свойства пород криолитозоны Удокана. Новосибирск: Наука, 1990. 126 с.
- Шило Н. А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования // Перигляциальные процессы. Магадан, 1971. С. 3–56.
- Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
- Шумский П. А. Строение мерзлых пород // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Сб. 3. С. 52–71.
- Экология бассейна реки Вилюй: промышленное загрязнение. Якутск, 1992. 120 с.
- Экология реки Вилюй. Якутск, 1993. 240 с.
- Якупов В. С., Калинин В. М., Данилов В. С. Мерзлая толща и криопэги в Западной Якутии по геофизическим данным // XXVII Междунар. геологический конгресс (4–14 авг. 1984 г.). М., 1984. Т. 8. С. 185–186.
- Ясько В. Г. Роль современных криогенных процессов в формировании состава подземных вод гидрогеологических массивов Забайкалья // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. Якутск, 1975. С. 132–141.
- Ясько В. Г. Изменение гидрохимического режима подземных вод под влиянием искусственной деградации мерзлоты // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. Якутск, 1975. С. 149–156.
- Afanasiev V. P., Kryuchkov A. I., Cherny S. D. Geographic position and geological characteristics of the field trip area // Kimberlites of Yakutia. Field guide book. Novosibirsk, 1995. P. 9–11.
- Alexeev S. V., Borisov V. N. Technogenic processes in the brine-permafrost system // Hydrological Science and Technology. 1995. Vol. 11, N 1–4. P. 169–173.
- Alexeev S. V. Environmental effects of developing the diamond deposits of Western Yakutia // Proc. Intern. Symposium on Engineering Geology and Environment. Athenes-Greece: Rotterdam. Balkema, 1997a. P. 2303–2307.
- Alexeev S. V. The cryogenesis of groundwaters of the Daldyn-Alakit region (Western Yakutia) // Proc. Fifth Int. Symp. on Cold Region Development. Anchorage-Alaska: Hanover, NH 03755-1290. 1997b. P. 369–372.
- Alexeev S. V., Alexeeva L. P. Permafrost zone of Daldyn-Alakit region. The problems of evolution and development // 28 Arctic Workshop. Colorado. USA. 1998. P. 301–304.

- Analytical methods for atomic absorption spectrophotometry.* Perkin-Elmer, 1973. P. 44.
- Aoki K., Hibiya K., Yoshida T.* Storage of refrigerated liquified gases in rock caverns – characteristics of rock under very low temperature // *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci. and Geomech. Abstr.* 1992. Vol. 29, N 2. P. 89–100.
- Borisov V. N., Alexeev S. V.* Permafrost as a matter for burial of highly concentrated industrial waste // *Proc. 7th Int. Congress Int. Assoc. of Eng. Geology.* Lisboa-Portugal: Rotterdam. Balkema, 1994. P. 2385–2391.
- Borisov V. N., Alexeev S. V.* Brines – perennially frozen ground. Problems of interaction // *Proc. 7th Int. Conf. on Permafrost. (Extended Abstracts).* Yellowknife. Canada. 1998.
- Borisov V. N., Alexeev S. V. & Pleshevenkova V. A.* The diamond mining quarries as a factor affecting surficial water quality // *Proc. WRI-8 Int. Symposium.* Vladivostok-Russia: Rotterdam. Balkema, 1995. P. 557–560.
- French H. M.* The periglacial environment. Longmen Inc., N.Y. 1976.
- Gosink J. F., Baker G. C.* Salt fingering in subsea permafrost: some stability and energy consideration // *J. Geophys. Res. C.* 1990. Vol. 95, N 6. P. 9575–9583.
- Hivon E. G., Segó D. C.* Distribution of saline permafrost in the north west territories, Canada. // *Can. Geotechn. J.* 1993. Vol. 30, N 3. P. 506–514.
- Lake R. A., Lewis E. L.* Salts rejection by sea ice during growth // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75, № 3. P. 583–587.
- Lewis C. J., Thompson T. G.* The effects of freezing on the sulfate / chlorine ratio of sea water // *J. Marine Res.* 1950. Vol. 9, N 3. P. 211–217.
- Mackey J. R., Konishchev V. N., Popov A. I.* Geological control of the origin, characteristics, and distribution of ground ice // *Third International Conference on Permafrost (Edmonton, Alta., 10–13 July 1978), Proc. 2: Ottawa, Canada Natl. Research Council.*
- Mohamed A. M. O., Shooshpasha I., Yong R. N.* Boundary layer transport of metal ions in frozen soil // *Int. J. Numer and Anal. Meth. Geomech.* 1996. Vol. 20, N 10. P. 693–713.
- Nelson K. H., Thompson T. G.* Deposition of salts from seawater by frigid concentration // *J. Marine Res.* 1959. Vol. 13, N 2. P. 166–182.
- Pinneker E. V., Alexeev S. V.* The groundwaters of the permafrost zone under the conditions of man-made load // *Proc. Fifth Int. Symp. on Cold Region Development.* Anchorage-Alaska: Hanover, NH 03755-1290. 1997. P. 353–355.
- Pinneker E. V., Alexeev S. V., Borisov V. N.* The interaction of brines and permafrost // *Proc. WRI-6 Int. Sympos.* Malvern-England: Rotterdam. Balkema, 1989. P. 557–560.
- Pounder E. R.* *Physics of ice.* Pergamon Press, 1965. 231 p.
- Ringer W. E.* Changes in the composition of sea water salts during freezing // *Chemical weenblad,* 1906. Vol. 3. P. 233–249.
- Streletskaaya I. D.* Formation, distribution and dynamics of criopegs and associated problems of construction north-west Yamal peninsula, Russia // *Cold. Reg. Eng. "Glob. Perspect": Proc. 7th Int. Spec. Conf., Edmonton, March 7–9, 1994.* Montrel, 1994. P. 801–804.
- Szilder K., Lozowski E. P., Forest T. W.* One-dimensional freezing of seawater in constrained volume // *Can. Geotechn. J.* 1995. Vol. 32, N 1. P. 122–127.
- Thompson T. G., Nelson K. H.* Concentration of brines and frigid conditions // *Amer. J. Sci.,* 1956. Vol. 254, N 4. P. 227–238.
- Wakatsuchi M.* Experiments of the growth of sea ice and the rejection of brine // *Low temperature science.* 1974. Vol. 32. P. 207–219.
- Washburn A. L.* *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments* // Edward Arnold. London, UK. 1979. 420 p.
- Workman E. J.* On geochemical effects of freezing // *Science.* 1954. Vol. 119, N 3080. P. 73.
- Zakharov Y., Silvestrov L. K.* Subsurface voids within permafrost used as underground storage // *29th Int. Geol. Congr., Kyoto.* 1992. P. 858–862.
-