

Г. С. ВАРТАНЯН

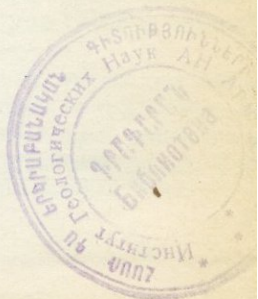
**МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
УГЛЕКИСЛЫХ ВОД  
ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ  
РЕГИОНОВ**

Г. С. ВАРТАНЯН

МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
УГЛЕКИСЛЫХ ВОД  
ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ  
РЕГИОНОВ



МОСКВА, «НЕДРА», 1977



Варганин Г. С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. М., «Недра», 1977, 288 с.

Работа представляет собой монографию, в которой обобщаются результаты 15-летних исследований автора, а также обширные литературные материалы по вопросам формирования провинции и месторождений углекислых минеральных вод, заложения и эволюции трещинных водонапорных систем в горно-складчатых регионах, особенностям их гидрогеологического изучения.

В работе дается комплексная оценка неотектонических, метаморфических, гидрохимических, гидродинамических процессов, приводящих к формированию глубинных углекислых флюидов, их эвакуации и локализации в верхних частях земной коры.

Делается попытка количественной оценки баланса вещества, перемещаемого в ходе метаморфической эволюции глубоких недр горно-складчатых поясов, для чего используются полученные автором аналитические зависимости, учитывающие ход важнейших геохимических реакций. Большой раздел монографии посвящен проблеме формирования на глубине «дефекта геологического пространства», как одного из важнейших факторов заложения и эволюции трещинных водонапорных систем в горно-складчатых регионах.

На базе региональных реконструкций условий формирования углекислых флюидов и с учетом особенностей морфологии трещинных водонапорных систем излагаются принципиально новые методы поисков, разведки и оценки запасов различных типов структурно-гидродинамических месторождений углекислых минеральных вод в горно-складчатых регионах.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, гидрогеологов, специалистов в области рудной геологии, вулканизма.

Табл. 14, ил. 50, список лит. — 226 назв.

Директивные документы КПСС и Советского правительства предусматривают реализацию большого цикла крупных народнохозяйственных мероприятий, обеспечивающих укрепление здоровья граждан СССР путем расширения сети здравниц и профилактических лечебных учреждений, а также строительства крупных предприятий промышленного розлива для населения лечебных и лечебно-столовых минеральных вод.

Усилению курортного строительства, увеличению мощности и материальной обеспеченности здравниц и заводов розлива посвящен ряд специальных постановлений Коммунистической партии и Правительства СССР, постановлений ВЦСПС.

В числе важнейших мероприятий находятся и геологоразведочные работы на подземные термоминеральные воды различного состава.

Освоение минеральных вод — этого весьма сложного и изменчивого природного минерала — требует разрешения таких проблемных вопросов, как познание механизмов и закономерностей накопления в недрах подземных флюидов, особенностей становления их ионного и газового состава в зависимости от смены термодинамических условий, выяснения особенностей распространения и локализации минеральных вод различного состава и др.

В советской гидрогеологической науке усилиями специалистов различных организаций системы АН СССР, Министерства здравоохранения СССР, Министерства геологии СССР, ВЦСПС, научно-исследовательских институтов и высших учебных заведений других ведомств успешно развивается учение о подземных термоминеральных растворах.

К настоящему времени благодаря работам широкого круга специалистов изучены важнейшие гидро- и газохимические характеристики разнообразных минеральных вод Советского Союза, достаточно подробно исследованы гидротермические условия отдельных участков и крупных регионов распространения минеральных вод, анализируются пространственные особенности их скопления.

Эти исследования в сочетании с другими гидрогеологическими разработками послужили основой для крупных региональных сводок по подземным минеральным водам территории СССР и некоторых сопредельных площадей.

Вместе с тем интенсивные работы по освоению новых месторождений термоминеральных вод требуют в настоящее время дальнейшей детализации знаний о пространственно-генетических закономерностях размещения подземных минеральных вод в различных структурно-фациальных зонах.

Существует настоятельная потребность в углубленном исследовании тонких механизмов формирования и накопления в подземных водах различных геохимически и биологически активных компонентов, возникает необходимость в более четких представлениях об особенностях движения, восполнения и разгрузки минеральных вод и др.

Особого внимания в этом отношении заслуживают подвижные горно-складчатые регионы, где современная активная сейсмо-тектоническая деятельность наиболее контрастно подчеркивается масштабными проявлениями весьма специфичных подземных термоминеральных вод различного газового состава и нагретости.

Для этих регионов современной орогении в настоящее время все еще нет специальных гидрогеологических разработок, увязывающих особенности проявления специфичных минеральных вод (рассматриваемых в ряде случаев как возможные дериваты глубинных флюидов) с течением важнейших геологических процессов.

Начиная с 1960 г. автор занимается вопросами поисков, разведки и оценки эксплуатационных запасов месторождений термоминеральных вод.

Многочисленные анализы данных разведки конкретных объектов, полученные в процессе проведения производственных, а позднее тематических исследований, накопленные при оказании кураторской помощи геологоразведочным подразделениям Министерства геологии СССР, а также в результате участия в работе Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых при Совете Министров СССР, убедили автора в необходимости построения работ по практическому освоению месторождений термоминеральных вод горно-складчатых регионов на базе детализированного анализа развития основных геологических процессов, учета закономерностей формирования и эволюции трещинно-жильных водонапорных систем крупных территорий.

Наряду с существенным повышением эффективности геологоразведочных работ на месторождениях минеральных вод этот подход к исследованиям должен обеспечить получение новой информации, имеющей высокую теоретическую значимость.

Среди термоминеральных флюидов исключительный интерес и вместе с тем наибольшую сложность в изучении представляют ценные углекислые воды, природа которых в настоящее время еще недостаточно выяснена.

Последнее обусловлено тем, что, несмотря на более чем вековую историю эксплуатации и исследования этих вод, ряд естественно-исторических факторов длительное время оставался непознанным. Такое обстоятельство в сильной мере затрудняло создание целостной картины формирования и локализации минеральных вод.

Многие из этих решающих факторов в настоящее время активно изучаются. Ряд из них еще предстоит выявить и обстоятельно исследовать. Однако уже сейчас накопленный материал позволяет искать ответы на важнейшие вопросы гидрогеологии углекислых вод, базируясь на твердом фундаменте современных достижений

таких ветвей геологической науки, как петрология, теория метаморфизма, тектоника, гидрогеохимия, подземная гидродинамика и др.

В данной работе автор ставил перед собой следующие задачи:

I. Установление общих закономерностей размещения водонапорных трещинных систем в горно-складчатых регионах, изучение их важнейших гидрогеологических характеристик.

II. Выяснение основных факторов, обуславливающих региональный характер проявления углекислых вод в горно-складчатых регионах и выявление степени взаимосвязи  $\text{CO}_2$ -генерирующих процессов с процессами заложения в эволюции трещинных водонапорных систем.

III. Выявление основных структурно-гидродинамических моделей месторождений углекислых вод, классификация их как объектов геологоразведочных работ.

На базе таких решений предусматривалось совершенствование ранее существовавших и разработка новых принципов и методических приемов, рациональных при изучении сложно построенных месторождений углекислых вод в горно-складчатых регионах.

В процессе подготовки работы были проанализированы материалы по геолого-тектоническим, структурным, геотермическим условиям крупных регионов распространения углекислых вод, использованы данные по характеру и интенсивности течения метаморфических процессов в глубоких недрах, оценены обводненность магматогенно-метаморфических и осадочных комплексов пород, химический и газовый состав минеральных вод.

В качестве базовых регионов, на примере которых рассматривались основные геолого-структурные закономерности формирования и размещения месторождений углекислых вод в горно-складчатых районах, были взяты столь типичные области, как Малый Кавказ и Забайкалье, хотя наряду с ними рассматриваются и другие территории, представляющие интерес в качестве типичных объектов развития метаморфогенных флюидов. Для данных регионов анализировался также имеющийся в настоящее время картографический материал (геолого-тектонический, сейсмический и др.), послуживший в дальнейшем основой для построения специальных геолого-гидрогеологических обобщающих схем развития провинции углекислых вод.

Для уяснения природы разгрузки подземных вод и типизации месторождений углекислых вод по геолого-структурному и гидродинамическому признакам были проведены специальные решения на аналого-вычислительных комплексах. Проводились также аналитические решения для оценки величин тепловых эффектов ряда метаморфических реакций, сопровождаемых выделением газожидкой фазы, для оценки некоторых параметров газоводяных эмульсий в скважинах и др.

Работа делится на три части. Первая часть (главы I, II, III) построена с учетом возможностей последовательного рассмотрения комплекса причинно-следственных связей, возникающих при мета-

морфогенной эволюции крупных областей горно-складчатых регионов. Здесь на фоне изложения закономерностей формирования углекислоты в глубоких недрах подвижных орогенических областей рассматриваются особенности заложения и эволюции трещинной сети, образующейся под влиянием неотектонических и метаморфических процессов, приводятся выводы о тенденциях в локализации крупных дренажных водонапорных систем и отдельных месторождений углекислых вод.

Во второй части (главы IV, V, VI) на базе ранее изложенных региональных представлений рассматриваются структурные и гидродинамические характеристики отдельных месторождений углекислых вод, выявляются специфические их черты, позволяющие классифицировать известное в настоящее время многообразие месторождений по типам.

Третья часть (главы VII, VIII, IX) посвящена изложению новых и усовершенствованных принципов и методов поисково-разведочных работ, базирующихся на учете выявленных структурных и гидродинамических особенностей различных типов месторождений и рекомендуемых для повышения эффективности исследований конкретных объектов.

**РОЛЬ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ  
И МЕТАМОРФИЗМА ГОРНЫХ ПОРОД  
В ФОРМИРОВАНИИ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД**

---

Успехи гидрогеологической науки и практики позволили установить ряд важнейших закономерностей развития минеральных вод в земной коре. Под минеральными водами понимаются природные, в большинстве случаев подземные воды, которые в силу своих физико-химических показателей (минерализация, химический состав, температура, радиоактивность и др.) оказывают благотворное влияние на организм человека и используются в бальнеологической практике, для лечебно-питьевых целей, для нужд промышленного розлива, фармакологии и др. (Овчинников, 1963; Иванов, Невраев, 1964 и др.).

Как следует из приведенной формулировки, к минеральным водам относится широчайшая гамма природных, весьма различных по физико-химическому облику вод.

Крупнейшее в мире курортное строительство и развитие сети заводов розлива в Советском Союзе обусловили необходимость интенсивного освоения гидроминеральных ресурсов страны, что способствовало особенно углубленному изучению минеральных вод.

Результаты таких работ неоднократно публиковались, отражая ряд важных положений, связанных с закономерностями накопления, движения и распространения минеральных вод, формирования их химического и газового состава и др.

Повседневные требования практического освоения минеральных вод различного состава вызвали необходимость детализированной разработки вопросов локализации минеральных вод, выработки методических принципов и приемов, позволяющих осуществлять целенаправленные поиски и разведку этого полезного ископаемого, оценивать эксплуатационные запасы. Последнее прежде всего выразилось в разработке представлений о месторождениях.

Г л а в а I

**ПРОЦЕССЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА  
В ФОРМИРОВАНИИ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД**

Развиваемое в Советском Союзе учение о месторождениях подземных вод как объектах исследования и последующей эксплуатации нашло в достаточной степени успешное применение в гидрогеологии минеральных вод в виде соответствующих типизаций месторождений (Овчинников; 1963; Пантелеев, 1972; Вартанян, 1966, 1973 и др.), предназначенных для нужд поисково-разведочных работ.

Названные типизации, имеющие прежде всего прикладной смысл и применяемые в настоящее время в практике геологоразведочных работ, учитывают важнейшие геолого-структурные, гидродинамические характеристики условий распространения подземных минеральных вод в пределах ограниченных площадей, гидрогеохимические особенности, влияющие на условия локализации вод и др., что дает возможность успешно осваивать месторождения в тех или иных геолого-структурных зонах СССР.

Изучая важнейшие закономерности размещения на территории Советского Союза различных типов минеральных вод, Н. И. Толстихин в 1937 г. выдвинул весьма плодотворную идею о так называемых провинциях — территориях с особыми геологическими условиями, где группа подземных вод связана общностью некоторых признаков (Овчинников, 1963, с. 120).

Принцип выделения провинций оказался наиболее перспективным, так как в его основу были положены особо важные для минеральных вод генетические признаки.

При этом выделение провинций позволяет разграничивать территории с различными режимами и направленностью развития геологических процессов и, как следствие, выявлять различие в развитии отдельных геологических объектов, включая и подземные минеральные воды. Таким образом, выявление тех или иных провинций можно рассматривать как прослеживание территорий, где формируется данная группа минеральных вод.

И действительно, крупные региональные сводки по минеральным водам, построенные на учете существования провинций, дали стройное отображение размещения важнейших типов вод на территории страны (Иванов, Овчинников, Яроцкий, 1960; Иванов, 1968; Яроцкий, 1975, и др.).

Уточняя формулировку понятия провинция минеральных вод, можно отметить, что в этом случае понимается пространственно протяженная часть земной коры (обычно характеризующаяся единством развития в течение длительных периодов геологического времени), в водоносных горизонтах или локализованных зонах которой распространены близкие по генезису подземные минеральные воды.

Следует отметить, что в последние годы наметился некоторый разрыв между обобщающими исследованиями по региональному распространению различных типов минеральных вод и работами в области изучения месторождений минеральных вод как объектов эксплуатации.

Причем в качестве одного из наиболее существенных пробелов в исследованиях рассматриваемой проблемы, очевидно, можно указать на совершенно недостаточную разработанность теории, объясняющей главные закономерности размещения (локализации) различных типов месторождений подземных минеральных вод в пределах тех или иных структурно-фациальных зон, в отдельных провинциях минеральных вод.

Очевидно, что генетически различные структурно-фациальные зоны будут отличаться друг от друга спецификой локализации место-

рождений минеральных вод, в силу чего для углубленного изучения главных механизмов, определяющих закономерности размещения этих месторождений, требуется дифференцированное изучение комплекса геологических, геофизических, геохимических, гидрогеологических факторов, присущих провинциям различных типов минеральных вод.

На сегодняшний день одними из наиболее сложных и мало изученных вопросов являются условия формирования и причины фиксируемого характера локализации провинции и месторождений подземных углекислых вод. Предметом настоящей работы и является попытка выявления важнейших закономерностей развития месторождений этих вод.

Рассматривая углекислые воды, широко развитые в пределах горно-складчатого обрамления СССР, следует прежде всего отметить, что они отличаются весьма широким диапазоном минерализаций, разнообразным химическим составом и различными температурами.

Наиболее общим показателем для них является обычно высокая насыщенность углекислым газом, достигающая в отдельных случаях 20—40 г/л (10—20 л/л).

Исключительно высокая геохимическая роль углекислого газа хорошо известна, и именно поэтому, а также вследствие ряда других причин, имеющих прикладное значение, проблема формирования и сохранения в подземных водах  $\text{CO}_2$  играет важнейшую роль в исследованиях углекислых вод.

Вопросам генерирования углекислоты в природных условиях посвящено большое количество работ, в которых авторы формулировали или поддерживали те или иные точки зрения.

Все гипотезы о формировании  $\text{CO}_2$  можно подразделить на четыре большие группы:

- 1) химическое (включая биохимическое) формирование углекислого газа при разложении органического вещества и углеродсодержащих соединений;
- 2) дегазация пород при термометаморфизме;
- 3) выделение углекислоты из магматических очагов;
- 4) выделение углекислоты из мантии.

При этом в каждой из названных групп удастся выделить ряд самостоятельных, нередко взаимоисключающих точек зрения.

Уже сам факт такого разнообразия во взглядах исследователей этого явления, очевидно, позволяет считать, что углекислый газ представляет собой полигенетический продукт разнообразных природных реакций. Причем в зависимости от господствующих в недрах конкретного региона термодинамических условий, особенностей его строения и развития и т. д. будут преобладать те или иные биогеохимические реакции, продуцирующие углекислый газ в качестве одного из конечных продуктов.

Вместе с тем, когда возникает вопрос о формировании протяженной (как это будет показано далее) провинции углекислых минеральных вод, по-видимому, следует исходить из учета довольно

ограниченного набора процессов и реакций, поставляющих огромные массы газовых продуктов.

Действительно, если принимать, например, гипотезу биогенного формирования  $\text{CO}_2$ , то прежде всего следует учитывать, что при реакциях разложения органического вещества наряду с углекислым газом накапливается большое количество углеводородных газов (Каримов, 1964; Линецкий, 1967 и др.), т. е. в этом случае в провинции углекислых вод должны были бы фиксироваться высокие доли выхода углеводородных газов, чего в действительности нет.

Сам факт весьма узкой локализации центров современного вулканизма, по всей вероятности, также не дает основания считать, что вулканогенная углекислота играет сколько-нибудь заметную роль в создании провинции столь гигантской протяженности, т. е. вулканизм как процесс, формирующий и поставляющий в верхние этажи разреза  $\text{CO}_2$ , очевидно, можно было бы рассматривать лишь применительно к таким регионам, как Камчатка, возможно, Курилы и некоторые другие области.

Заслуживает несомненного интереса точка зрения, согласно которой формирование углекислого газа и обогащение им подземных вод могут происходить в условиях термогидролиза комплексов обводненных осадочных толщ (Киссин, Пахомов, 1967).

В ряде случаев наличие углекислого газа, фиксируемого в породах и водах верхних этажей разреза, связывается с процессами, протекающими в глубоких частях верхней мантии (Коржинский, 1935, 1955; Маракушев, 1973; Летников, 1974; Перчук, 1973 и др.).

Следует отметить, что мантийные процессы, по-видимому, сами по себе должны рассматриваться в качестве «спускового механизма» для течения многих разнообразных реакций в земной коре. Эти же процессы, очевидно, могут давать и углекислоту, поступающую в земную кору и участвующую в важнейших геохимических соединениях.

Однако мы еще не располагаем данными, непосредственно свидетельствующими о масштабах такого газоотделения, а ряд термодинамических оценок этого процесса (Летников, 1974; Перчук, 1973) далеко неоднозначны.

В литературе достаточно подробно рассматривался механизм образования углекислоты за счет разложения горной породы с высвобождением летучей компоненты под воздействием высокой температуры (Chamberlin, 1908; Mc Forlane, 1929 и др.). Вероятность подобного течения реакций не вызывает сомнений. Вместе с тем остается открытым важный вопрос о причинности разогрева пород, а также о роли и соотношении процессов магматизма и различных видов метаморфизма в дегазации вещества горных пород, об их участии в формировании подземных углекислых вод.

В настоящее время довольно широкое распространение получили представления (Иванов, 1956; Овчинников, 1963; Hümmel, 1930 и др.), согласно которым основным источником накопления углекислоты в подземных водах являются процессы температурного перерождения, возникающие при внедрении магмы в относительно

неглубоко залегающие горные породы, а районы молодой интрузивной деятельности и молодого современного вулканизма представляют характерные области формирования углекислых вод. При этом считается, что процессы регионального термометаморфизма горных пород, протекающие на больших глубинах, очевидно, повсеместно не находят заметного отражения в составе даже наиболее глубоко залегающих подземных вод. Из этого следует, что накопление в подземных водах значительных количеств углекислоты связано с наличием закрытых геологических структур. Предполагается, что только при этих условиях может произойти образование вод, насыщенных углекислотой, и эти воды могут длительное время сохраняться на глубине.

Анализ накопленных за последние десятилетия материалов по гидрогеологии минеральных вод показывает, что с помощью одного лишь механизма интрузивного метаморфизма трудно объяснить регионально широкое распространение углекислых минеральных вод.

Рассмотрим некоторые позиции представлений об интрузивном термометаморфизме и о степени их соответствия природным геологическим и геохимическим обстановкам проявления некоторых типов подземных минеральных вод.

Работами советских гидрогеологов (Иванов, Овчинников, Яроцкий, 1960; Толстихин, 1938; Зайцев, Толстихин, 1972 и др.) была выделена обширная провинция углекислых вод, охватывающая Кавказ, Карпаты, Камчатку, Памир, Тянь-Шань, Прибайкалье и Забайкалье. Совместными работами советских и монгольских экспедиций (Маринов, Попов, 1963) прослежена область развития углекислых вод в Восточной Монголии, являющаяся по существу продолжением Забайкальской области (рис. 1). По периферии названных областей, как правило, протягиваются пояса провинции азотных щелочных терм.

Названная провинция приурочена к подвижным системам альпийского орогенеза, а также к территориям эпиплатформенного кайнозойского орогенного развития.

Уже перечисление областей, входящих в состав провинции углекислых вод, свидетельствует о том, что геологическое строение ее крайне сложно и неоднородно: глубокие недра здесь сложены разнообразными по возрасту, составу и происхождению комплексами пород. Широко развиты метаморфогенные и магматогенные образования, несущие следы многократных тектонических нагрузок преимущественно разрывного характера.

Структурами, определяющими гидрогеологический облик таких территорий, являются трещинные массивы, возвышающиеся отдельными горстами над сравнительно непротивленными впадинами — артезианскими бассейнами и склонами. Такая «клавиатура» блоков создает весьма специфические гидрогеологические условия для крупных регионов, обуславливая наличие множества мелких изолированных синклинорных структур, питание которых в значительной мере осуществляется по системам глубоко уходящих тектонических

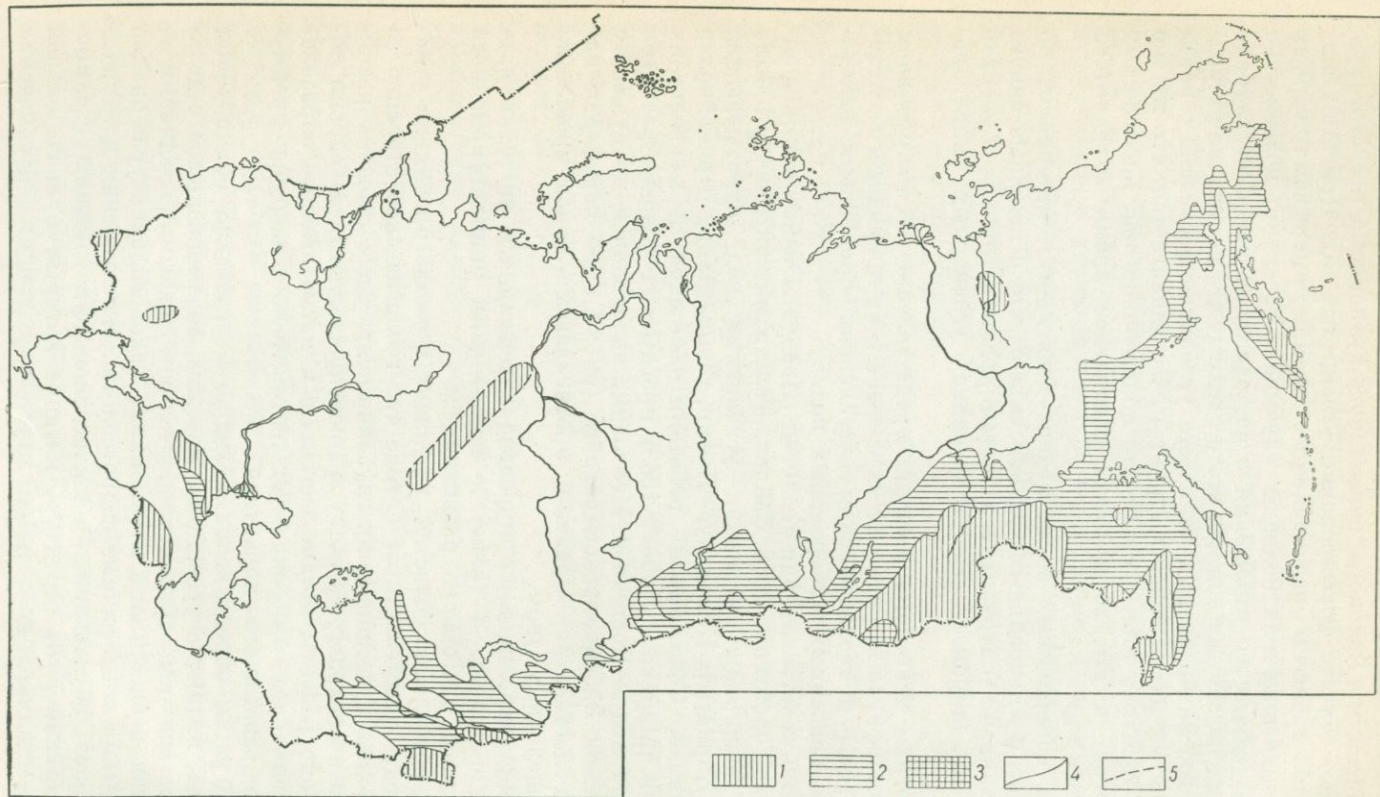


Рис. 1. Схема размещения провинций углекислых вод и азотных терм СССР. Составил Г. С. Вартамян по материалам В. В. Иванова, А. М. Овчинникова, Л. А. Яроцкого, 1960 г.; Н. А. Маринова, В. Н. Попова, 1973 г.; И. К. Зайцева, Н. И. Толстихина, 1973 г. и др.

1 — провинция углекислых вод; 2 — провинция азотных терм; 3 — территории с развитием азотных терм и углекислых вод; 4 — граница между провинциями; 5 — предполагаемая граница между провинциями

нарушений. В меньшей степени это касается Большого Кавказа, где подземные углекислые воды (район КМВ) резервируются в мощных и протяженных осадочных комплексах, залегающих на сильно дислоцированном метаморфогенном фундаменте (Врублевский, 1953; Погорельский, 1973 и др.).

Состав углекислых вод таких сооружений весьма разнообразен и определяется рядом естественноисторических факторов, среди которых важными являются возраст и состав водоносных пород, физико-географическое положение конкретной структуры, интенсивность атмосферного питания и др. (Зайцев, Толстихин, 1972). Ведущим геохимическим фактором в формировании состава вод является углекислота.

Не останавливаясь на описании отдельных областей развития углекислых вод, отметим лишь, что достаточно полные сводки такого характера были представлены в ряде работ Н. И. Толстихина, В. Г. Ткачук, (1961, 1962), М. И. Врублевского (1953), И. К. Зайцева, Н. И. Толстихина (1972), Н. С. Погорельского (1973) и др.

При рассмотрении провинции углекислых вод в целом обращают на себя внимание прежде всего ее размеры.

Если исходить из механизма интрузивного термометаморфизма, то необходимо принять во внимание установленный факт, что при внедрении интрузии вследствие наличия температурного градиента создаются весьма неширокие (не выше первых сотен метров по периферии интрузивного тела) зоны прогрева вмещающих пород до температуры термометаморфизма (Портнов, Нечаев, 1967; Прохоров, 1967; Шевченко, 1951; Яшина, 1963; Феоктистов, 1972; Mc Forlane, 1929 и др.). Так, применяя уравнение линейного теплового потока для тела, имеющего форму бесконечной плиты мощностью  $2L$  с начальной температурой  $T_0$ , А. А. Курдюков показал, что в 100 м от контакта с гранитной интрузией предельная температура вмещающих пород ( $280^\circ\text{C}$ ) достигается через 50 тыс. лет. При этом рассматривается среднеглубинная интрузия (3 км ниже поверхности земли) с температурой  $\sim 600^\circ\text{C}$ . Из-за охлаждающего влияния поверхности далее температура понизится и через 250 тыс. лет достигнет  $\sim 200^\circ\text{C}$ .

Уже в 1000 м от контакта с интрузией только через 250 тыс. лет породы могли бы прогреться лишь до  $240^\circ\text{C}$ .

Приведенные данные, равно как и ряд других результатов исследований (преимущественно наблюдений древних контактов), однозначно указывают на исключительно низкую метаморфизирующую эффективность отдельных интрузий. Поэтому следует либо предположить, что огромные Кавказская, Забайкальская, Восточно-Монгольская, Приморская и другие области углекислых вод на сравнительно небольших глубинах пронизаны множеством более или менее равномерно распределенных по площади молодых интрузий, либо допустить, что формирование углекислого газа идет главным образом при участии других процессов, имеющих более широкое площадное распространение, нежели просто внедрение во вмещающие породы локальных интрузий.

При рассмотрении региональной приуроченности большинства проявлений углекислых вод становится очевидным, что последние связаны с подвижными и тектоническими активными системами, где существуют весьма многочисленные дизъюнктивные дислокации, проникающие на значительные глубины и разбивающие все структуры на блоки. В силу этого трудно допустить вероятность такой ситуации, когда глубокие недра окажутся на положении своеобразного изолированного резервуара, где в относительно длительное время происходит аккумуляция надкритических газообразных продуктов. Иначе говоря, в подобных геолого-тектонических, температурных и барических условиях процесс накопления больших количеств метаморфической углекислоты и других летучих фракций, очевидно, термодинамически «запрещен». Поэтому более правомерно здесь судить об одновременном течении процесса дегазации и улетучивания  $\text{CO}_2$ . Следовательно, в рамках рассматриваемых представлений было бы возможным допустить, что ныне регистрируемые проявления газирующих углекислых вод — результат современного воздействия на вмещающие породы все еще разогретых интрузий.

Однако в этом случае молодые гипабиссальные интрузивные тела и массивы, если бы они подобно ранее высказанному предположению имели широкое распространение в условиях Забайкалья, Восточной Монголии, Приморья, должны были бы существенно влиять на геотемпературное поле региона, увеличивая температурный градиент, а сами интрузии фиксировались бы в виде локальных зон с повышенными тепловыми потоками.

Имеет смысл также оценить степень возможности длительного «сохранения» запасов метаморфической углекислоты в водно-растворенном состоянии. В этом случае следует учитывать, что для районов Забайкалья, Монголии, Приморья, Кавказа и других горно-складчатых территорий, отличающихся значительными перепадами высот между областями питания и разгрузки трещинных водонапорных систем, характерны высокие гидравлические градиенты, обеспечивающие большие величины действительных скоростей движения подземных вод и, следовательно, исключающие вероятность существования в недрах застойного режима.

Названные обстоятельства делают практически невозможным скопление в недрах подвижных систем каких бы то ни было количеств вод (в том числе и газонасыщенных), что, следовательно, исключает вероятность сохранения метаморфической углекислоты в «водно-консервированном» виде.

Из изложенного следует, что роль отдельных неглубоко залегающих интрузий в формировании обширной провинции углекислых вод, по-видимому, чрезвычайно мала. Поэтому возникает необходимость истолковать имеющийся фактический материал с учетом прежде всего регионального характера проявлений углекислых минеральных вод.

Хорошо известно, что преобразование вещества горных пород имеет повсеместное распространение, независимо от их приуроченности к тем или иным геолого-тектоническим обстановкам. Однако

особенно глубоко процессы метаморфизма заходят в пределах подвижных поясов, на больших площадях «более или менее широких планетарных зон дробления» (Хаин, 1960), характеризующихся высокими плотностями тепловых потоков из недр, интенсивными тектоническими движениями, весьма значительными амплитудами перемещений отдельных блоков и массивов. При этом региональный метаморфизм протекает здесь при главенствующей роли тепловых факторов, заключается в широком течении разнообразных геохимических реакций, формирующих новые комплексы пород, устойчивых при данных  $P$ - $T$ -условиях (с повышенной удельной плотностью), и проявляется прежде всего в равномерной перекристаллизации осадков.

Экспериментально показано (Bowen, 1940), что при некоторых благоприятных физико-химических условиях ( $T = 640^\circ \text{C}$ ,  $P = 4 \cdot 10^8 \text{ Па}$ ) становится возможным особенно значительное перерождение вещества горных пород, сопровождаемое образованием палингенной кислой магмы.

Такие крайние формы метаморфизма, очевидно, должны иметь место в наиболее глубоких корневых частях геосинклиналей (Елисеев, 1959; Судовиков, 1959), где длительное накопление тепла приводит к последовательному, по мере достижения критических температур плавлению отдельных минералов горных пород и заключенных в поровом пространстве компонентов. Из этого следует, что в геосинклиналях и орогенических регионах вы плавке и накоплению масс кислой магмы закономерно предшествует непрерывно протекающей, регионально выдержанный и охватывающий с некоторых глубин весь комплекс сильно прогреваемых пород процесс метаморфизации. Причем, уже начиная с ранних ступеней, прогрессивный региональный метаморфизм сопровождается отделением весьма значительных масс таких летучих компонентов, как  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ .

Потеря летучих компонентов в процессе прогрессивного метаморфизма установлена не только сравнением составов преобразованных комплексов, но и посредством анализа реакций минералообразования, свидетельствующих о последовательной дегидратации и декарбонатизации в процессе прогрессивного метаморфизма (Коржинский, 1935; Bowen, 1940; Судовиков, 1959 и др.). На весьма интенсивно протекающие процессы образования свободной углекислоты при региональном метаморфизме указывают в своих работах А. В. Сидоренко, О. И. Лунева, В. А. Теняков и др. (1961, 1970, 1973). Нами также неоднократно указывалось на ведущую роль процессов регионального метаморфизма в отделении газообразных компонентов (Вартамян, 1968, 1975).

Вследствие исключительной пространственной выдержанности факторов регионального метаморфизма в пределах глубоких частей подвижных поясов имеет место весьма широкое и закономерное развитие метаморфических комплексов, отличающихся последовательной, зональной сменой различных метаморфических фаций.

В настоящее время благодаря большому циклу петрохимических и петрографических исследований, экспериментальных работ и специальных термодинамических расчетов установлено, что породы конкретных фаций характеризуются определенными наборами минералогических ассоциаций, устойчивых в некоторых фиксированных диапазонах физико-химических условий и разрушающихся при смене  $P$ — $T$ -показателей среды. При этом температурные изменения играют особо важную роль в процессах преобразования вещественного состава горных пород.

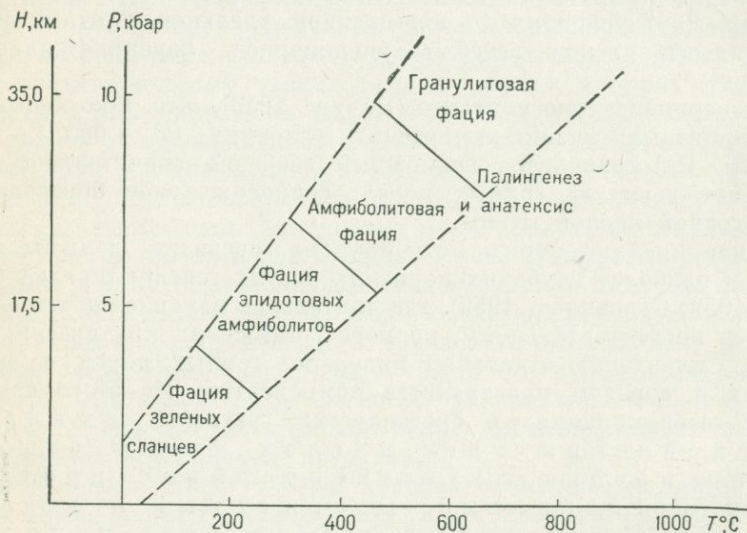


Рис. 2. Термодинамические условия существования метаморфических фаций. По Н. А. Елисееву с добавлениями

Несмотря на то, что отдельные авторы, рассматривая те или иные метаморфические фации (Винклер, 1969; Елисеев, 1959 и др.), приводят несколько различные диапазоны равновесных температур и давлений, можно с известной степенью допущения принять, что области существования таких фаций (в  $P$ — $T$ -координатах) могут быть охарактеризованы графиком (рис. 2).

Рассмотрим некоторые метаморфические фации и оценим их роль в снабжении верхних этажей геологического разреза жидкими и газообразными продуктами переработки горных пород.

Фация зеленых сланцев охватывает большую группу пород, сформированных в результате течения процессов регионального метаморфизма низкой ступени и представленных мусковитовыми, мусковит-хлоритовыми, хлоритовыми, биотит-хлоритовыми сланцами, спилитами, тальк-карбонатными породами, а также кальцитовыми и доломитовыми мраморами.

Вещественный состав пород фации характеризуется ассоциациями низкотемпературных гидроксилсодержащих минералов. Породы фа-

ции зеленых сланцев слагают верхние и краевые части складчатых структур преимущественно молодого возраста.

Сменяющая зеленые сланцы более высокотемпературная фация эпидотовых амфиболитов (по Н. А. Елисееву, 1959) представлена гнейсами и гнейсо-гранитами, гранодиоритами, слюдяными, слюдяно-гранатовыми, слюдяно-кианитовыми сланцами, тремолитовыми мраморами и некоторыми тальк-карбонатными породами.

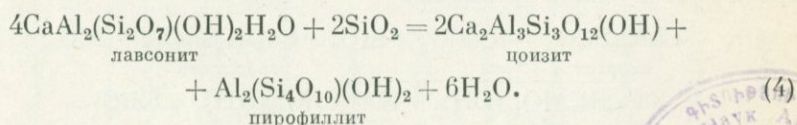
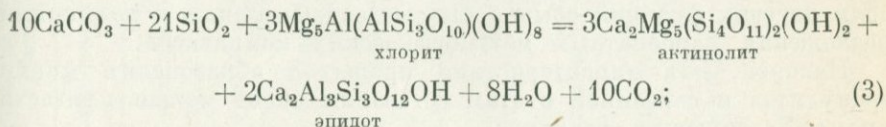
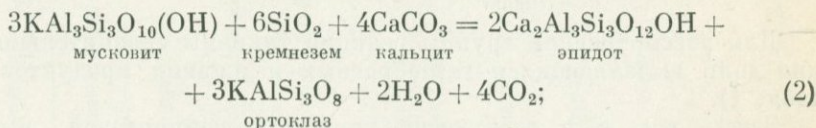
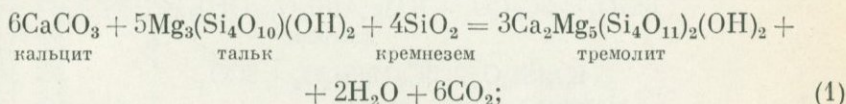
Весьма типичны для данной метаморфической фации архейские гнейсы, вскрываемые в пределах Балтийского и Украинского щитов.

Амфиболитовая фация представлена гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами. Эти породы широко развиты в глубоких этажах структур и в настоящее время прослеживаются в эродированных корнях герцинских и каледонских складчатых сооружений, на докембрийских щитах. Причем, как показано А. В. Сидоренко с сотрудниками (Сидоренко, Розен и др., 1973), значительная часть амфиболитов является продуктом метаморфизма карбонатно-глинистых пород.

За счет амфиболитовой фации развивается фация гранулитов, характерная исключительно для глубоко эродированных докембрийских гнейсовых комплексов Балтийского щита, Саксонии, Индии, Шри Ланки, Центральной Африки (Уганда), восточной части Канады, Антарктиды.

С целью получения представлений об объемах выплавляемых флюидов обратимся к анализу некоторых характерных химических реакций, описывающих переход пород из одной фации в другую.

Для формирования фации зеленых сланцев типичны следующие химические реакции, проходящие при сравнительно низких температурах и давлениях:



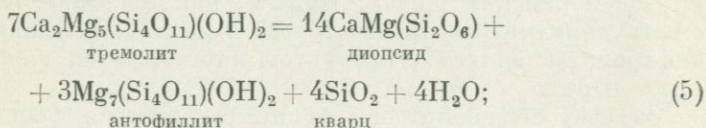
В первой реакции суммарный весовой процент выделившихся газообразной и жидкой фаз составит 10,99 от массы вступивших

в реакцию кальцита, талька и кремнезема. При этом весовое соотношение продуцированной углекислоты (6 молекул) и воды (2 молекулы) составляет 22 : 3.

Согласно реакциям (2) и (3) весовой процент газовой и жидкой фаз составит соответственно 10,85 и 14,85, а соотношение  $\text{CO}_2 : \text{H}_2\text{O}$  равно 44 : 9 и 55 : 18 (табл. 1).

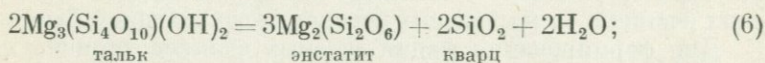
При переходе пород из фации зеленых сланцев в фацию эпидиотовых амфиболитов процессы дегидратации протекают также широко. В частности, идет осушение пелитовых и слюдистых минералов, их высокотемпературное разложение.

Формирование фации амфиболитов сопровождается дальнейшей сушкой минералогических ассоциаций пород, что хорошо видно из приводимых ниже характерных химических реакций:

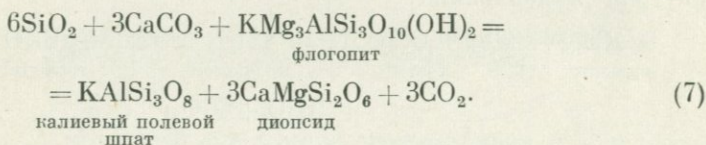


$$\frac{\Delta V}{V_0} = 1 - \frac{\frac{216}{3.27} \cdot 14 + \frac{778}{2.8} \cdot 3 + \frac{60}{2.5} \cdot 4}{\frac{810}{2.9} \cdot 7} = 1 - 0,984 = 0,016;$$

доля воды — 1,28 %.



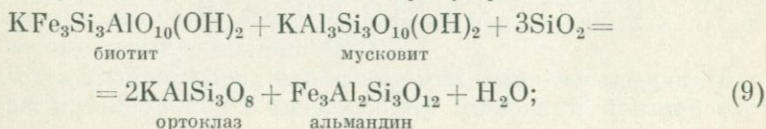
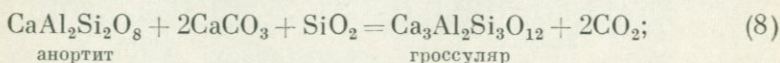
доля воды — 4,76 %.



Для рассмотренной группы реакций типичны сравнительно (низкие доли выделяющихся газообразных и жидких продуктов (см. табл. 1).

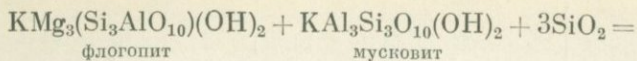
Здесь, как и в следующей группе — гранулитовой, высокие доли летучих фракций обычно бывают связаны лишь с реакциями разложения карбонатных метаморфических комплексов.

Наконец, для характеристики процессов образования фации гранулитов и связанной с этим дегазации пород можно привести пример следующих реакций:



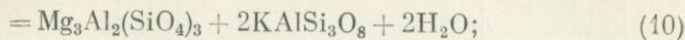
Соотношения масс минералов, участвующих в метаморфических реакциях

№ уравнения	Масса реагирующих минералов и газообразных продуктов (условные весовые единицы) реакции				% от массы реагирующих минералов	Весовое соотношение CO <sub>2</sub> : H <sub>2</sub> O	% CO <sub>2</sub> от массы реагирующих минералов	% H <sub>2</sub> O от массы реагирующих минералов
	минералы левой части уравнения	сумма газовых и жидких продуктов	углекислый газ	вода				
1	6 кальцит + 5 тальк + 4 кремнезема (2730)	2H <sub>2</sub> O + 6CO <sub>2</sub> 300	6CO <sub>2</sub> 264	2H <sub>2</sub> O 36	10,99	22 : 3	9,67	1,32
2	3 мусковит + 6 кремнезем + 4 кальцит (1954)	2H <sub>2</sub> O + 4CO <sub>2</sub> 242	4CO <sub>2</sub> 176	2H <sub>2</sub> O 36	10,85	44 : 9	9,01	1,84
3	10 кальцит + 21 кремнезем + 3 хлорит (3922)	8H <sub>2</sub> O + 10CO <sub>2</sub> 584	10CO <sub>2</sub> 440	8H <sub>2</sub> O 144	14,86	55 : 18	11,0	3,85
4	4 лавсонит + 2 кварц (1376)	6H <sub>2</sub> O 108	— —	6H <sub>2</sub> O 108	7,85	—	—	7,85
7	6 кварц + 3 кальцит + флогопит (1076)	3CO <sub>2</sub> 132	3CO <sub>2</sub> 132	— —	12,26	—	12,26	—
8	Анортит + 2 кальцит + кварц (538)	2CO <sub>2</sub> 88	2CO <sub>2</sub> 88	— —	16,38	—	16,38	—
9	Бiotит + мусковит + 3 кварц (1090)	H <sub>2</sub> O 18	— —	H <sub>2</sub> O 18	1,65	—	—	1,65
10	Флогопит + мусковит + 3 кварц (994)	2H <sub>2</sub> O 36	—	2H <sub>2</sub> O 36	3,62	—	—	3,62
11	3 кварц + биотит (596)	H <sub>2</sub> O 18	—	H <sub>2</sub> O 18	3,02	—	—	3,02
12	3 кальцит + роговая обманка + 2 кварц (1230)	3CO <sub>2</sub> + H <sub>2</sub> O 150	3CO <sub>2</sub> 132	H <sub>2</sub> O 18	12,20	22 : 3	10,74	1



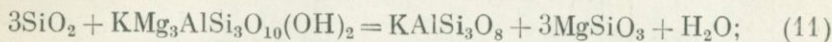
флогопит

мусковит



пироп

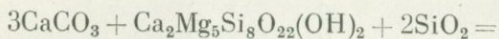
ортоклаз



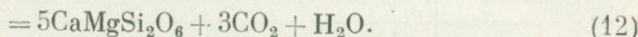
биотит

калиевый полевой шпат

гиперстен



роговая обманка



диопсид

По некоторым оценкам при переходе от низкотемпературной фации зеленых сланцев к наиболее высокотемпературной гранулитовой фации породы теряют до 8% воды (Судовиков, 1959). Одновременно с этим идет отделение углекислого газа, причем в первом случае парциальное давление  $\text{CO}_2$  достигает 4 кбар, а во втором 12 кбар, составляя соответственно 0,4 и 0,8 от  $P_{\text{общ}}$  выплавляемого флюида (Соболев, Добрецов, Хлестов, 1966).

Таким образом, становится возможным утверждать, что в пределах территорий, где заведомо развиты процессы регионального метаморфизма, в регистрируемых в настоящее время углекислых водах, очевидно, должна присутствовать некоторая часть ремобилизованной воды. Основная же масса воды современных водонапорных систем рассматриваемых территорий, очевидно, восполняется за счет атмосферных осадков.

О возможности участия некоторой доли глубинной воды свидетельствуют отдельные гидрогеологические наблюдения, позволяющие с достаточной долей уверенности привести следующие примеры.

В ряде областей подвижных регионов зафиксированы минеральные углекислые источники, проявления которых не могут быть объяснены классическими законами гидродинамики. Так, в Мегринском районе Армении в 0,5 км к западу от с. Таштун на абсолютной отметке 2100 м зафиксирован восходящий углекислый минеральный источник со стационарным дебитом 1 л/с и температурой 10,5° С.

Следует отметить, что Мегринский плутон в гидрогеологическом отношении представляет собой массив — гидравлически изолированную от смежных территорий сильно приподнятую структуру.

Господствующая высота достигает здесь отметки лишь 2600 м, т. е. она возвышается над источником всего на 500 м.

Аналогично этому можно указать на горячий (42° С) углекислый источник на вершине горы Теж-Сар, высокогорные углекислые источники Арзакана, Джермука, Баргушатского хребта, Спитака и др. (Армения). О наличии высокогорных углекислых источников на Тянь-Шане и Памире свидетельствовали ряд авторов. Наконец, весьма интересно сообщение И. Я. Пантелеева (1972), указывающего, что на восточной вершине Эльбруса имеется разгрузка парогазовых струй, содержащих углекислоту.

Данные о возможной глубинности некоторой части воды-растворителя были получены нами в результате проведения анализа изотопного состава отдельных проявлений углекислых вод Малого Кавказа.

Не останавливаясь на рассмотрении вопросов использования изотопов при гидрогеологических исследованиях, подробно описанных в ряде специальных работ (Guidebook on nuclear..., 1968; Селецкий, 1969 и др.), отметим, что с известной долей осторожности по соотношению концентраций дейтерия и кислорода  $O^{18}$  можно говорить об условиях формирования воды.

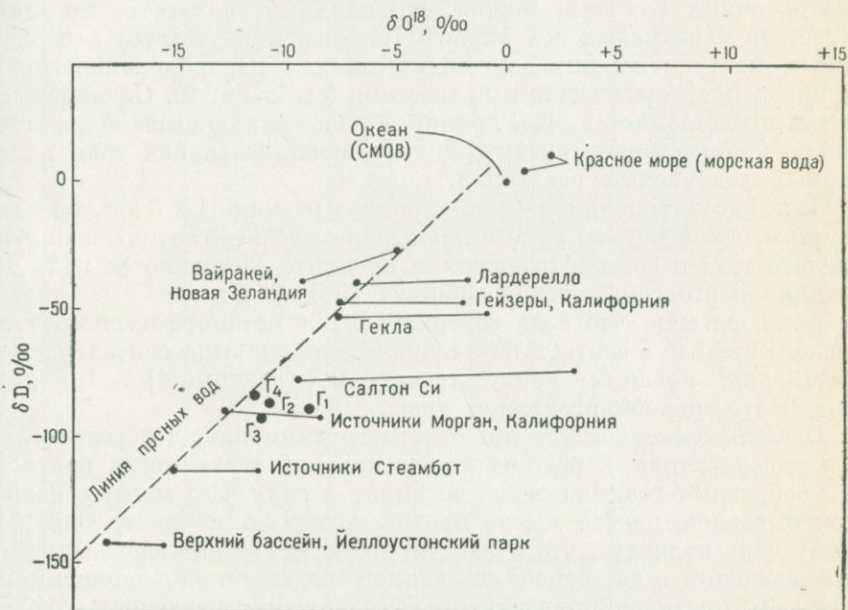


Рис. 3. График изотопного состава некоторых минеральных вод. По Уайту, Крейгу с добавлениями

В частности, сопоставление положения отдельных данных анализа с эталонной линией Крейга (рис. 3) позволяет судить о наличии или отсутствии так называемого изотопного кислородного сдвига. Сдвиг вправо свидетельствует о «температурной» метаморфизации молекул  $H_2O$  в процессе их взаимодействия с кислородосодержащими водовмещающими породами.

Величина сдвига зависит от ряда факторов, среди которых при прочих равных условиях важнейшими являются концентрации  $O^{18}$  в породах и воде. Сдвиг тем больше, чем сильнее термическая «диссоциация» пород, т. е. по-видимому, метаморфизуемые породы в процессе отдачи газообразных продуктов должны наиболее интенсивно обогащать флюиды кислородом  $O^{18}$ .

Сопоставление данных изотопных исследований вод Малого Кавказа (табл. 2) с соответствующими результатами, полученными

на ряде хорошо известных гидротермальных систем (Лардерелло, Йеллоустонский парк, Гейзеры, Гекла и др.), позволяет сделать следующие выводы.

В отличие от высокотермальных вод названных выше систем, анализы которых размещаются непосредственно на линии Крейга (что свидетельствует о метеорном происхождении  $H_2O$ ), анализы термальных углекислых вод Малого Кавказа характеризуются правым сдвигом (см. рис. 3). Наибольшее значение такого сдвига отмечено в водах ущелья Гридзор (см. табл. 2, проба Г-1).

Ввиду того, что фактор термальности присутствует во всех рассматриваемых случаях, можно, по-видимому, полагать, что лишь в составе углекислых вод Малого Кавказа присутствует в поддающихся изотопному анализу количествах  $H_2O$ , ремобилизованная из пород метаморфическими процессами (см. табл. 2). Одновременно с этим представляется, что, принимая изложенную выше концепцию, можно количественно оценить долю ремобилизованной воды в изучаемых углекислых растворах.

Так, рассматривая в качестве примера реакции 1 и 3 (см. табл. 1), отметим, что в первом случае процентное весовое соотношение углекислого газа и воды в газообразном продукте составило 88 : 12. Для реакции 3 это соотношение составит 75,3 : 24,7.

Если считать, что вода содержит 5 г/л метаморфогенного углекислого газа, то в соответствии с приведенными выше соотношениями в этой воде могло бы присутствовать 0,7 (реакция 1) — 1,6 (реакция 3) г/л ремобилизованной воды.

Одновременно следует принимать во внимание, что углекислота как высокоактивный реагент в значительной части могла пойти на разнообразные геохимические реакции, в силу чего ее ныне фиксируемое содержание занижено против исходных концентраций. Поэтому надо полагать, что и рассчитанные указанным способом весовые значения для ремобилизованной воды также, по-видимому, занижены против действительного ее содержания в углекислых водах.

Приведенные данные, очевидно, можно рассматривать как свидетельство достаточно заметного участия ремобилизованной воды в разгружающихся минеральных источниках некоторых территорий подвижных горно-складчатых поясов.

Вместе с тем необходимо отметить, что, по-видимому, в трещинных и трещинно-жильных водонапорных системах основная масса естественных ресурсов всех подземных, в том числе и углекислых, вод формируется за счет инфильтрации метеорных вод.

Если в геосинклинальных областях региональный метаморфизм связан с погружением толщ в зоны повышенных температур (Шейнманн, 1962, 1964), то можно полагать, что для активизированных участков земной коры (Забайкалье, Становое нагорье, Приморье, Тянь-Шань и др.), воздымание которых связывается с поршневым выдавливанием толщ базальтовыми корнями (Беляевский, Борисов, 1964; Гамбурцев, Вейцман, 1957 и др.), площадной термический метаморфизм пород обусловлен перемещением вверх такого высоконагретого теплоносителя, как основная магма.

Некоторые характеристики углекислых вод Малого Кавказа \* (1974 г.)

Место отбора, номер пробы	Водоносные породы и абс. отметка выхода воды, м	Дебит, л/с	Формула	Концентрации изотопов	
				$\delta D_{SMOW}^{**}$ , ‰	$\delta O_{SMOW}^{18**}$ , ‰
Ущелье р. Гридзор, скв. 27/64, проба Г-1	Андезито-базальты с прослоями ошлакованных базальтов, 2640	6,0	$CO_2M_{2,7} \frac{SO_444HCO_341Cl15}{Ca44Na32Mg24} T_{18,0} \text{ } ^\circ C$	-89,3	-8,9
с. Орбатех, скв. 208а, проба Г-2	Туфо-алевролиты трещиноватые, 1920	7,5 (откачка)	$CO_2M_{6,9} \frac{Cl_{70}HCO_317SO_413}{Na96} T_{19,6} \text{ } ^\circ C$	-86,8	-10,9
Джермук, скв. 2/61, проба Г-3	Базальты (?) 2100	6,7	$CO_2M_{4,3} \frac{HCO_362SO_425Cl13}{Mg72Ca17Na11} T_{53,5} \text{ } ^\circ C$	-90,6	-11,0
с. Таштун, источник, проба Г-4	2100	1,0	$CO_2M_{2,9} \frac{HCO_357Cl32SO_411}{Na59Mg22Ca19} T_{10,5} \text{ } ^\circ C$	-83,6	-11,4

\* Таблица составлена на основе химических исследований лаборатории отдела гидрогеохимии ВСЕГИНГЕО; изотопные данные отдела ядерных и изотопных исследований ВСЕГИНГЕО; пробы отобраны гидрогеологической экспедицией Управления геологии СМ АрмССР.

\*\*  $\delta D_{SMOW}^{18}$  и  $\delta O_{SMOW}^{18}$  — отклонения от стандарта SMOW (D — 0,0158 ат%, O<sup>18</sup> — 0,1993 ат%).

Именно благодаря этому древние породы претерпевшие на геосинклинальной стадии развития территории значительный метаморфизм, в период активизации неоднократно вновь подвергались еще более глубокому (иногда вплоть до палингенного гранитообразования) перерождению. В случаях, когда в разрезе имелись древние интрузии, привнос больших количеств глубинного тепла приводил к их повторной мобилизации. Так, по экспериментальным данным (Bowen, 1940) гранит повторно переплавляется полностью при давлении паробразной воды до  $10^8$  Па и при температуре среды 700—720° С. С ростом давления водяных паров температура плавления падает.

В частности, процессы активного теплового воздействия на древние магматические породы имели место в юрское время в отдельных районах Забайкалья, где палеозойские гранито-гнейсы в результате такого разогрева частично были мобилизованы и, например, сформировали гранито-гнейсовые купола Цаган-Олуйского района (Ажгирей, 1966; Симица, 1963, 1965). Здесь же в Забайкалье отмечены локальные проявления более позднего мелового (?) и четвертичного магматизма. Последний характеризуется излияниями лав основного состава, что, по-видимому, может свидетельствовать о достижении отдельными ветвями базальтового фронта дневной поверхности.

Процесс выплавки магм сильно растянут во времени и практически отличается непрерывностью (Шейнманн, 1962, 1964; Судовиков, 1959; Зонненшайн, 1972 и др.). Количество отделяющихся при этом летучих продуктов значительно превосходит объемы накапливающейся магмы.

Наблюдая такую последовательность проявлений термической жизни недр названного и смежных с ним регионов на протяжении мезо-кайнозоя, а также учитывая, что процессы разогрева недр отличаются весьма значительной инерционностью, можно предполагать, что в настоящее время в недрах Забайкалья, Большого и Малого Кавказа, как и в других, сходных с ними по истории развития регионах, происходят процессы регионального метаморфизма. Естественно, что в этих случаях также должны иметь место процессы дополнительной дегазации пород региона, протекающие в соответствии с характером обогащенности пород соединениями, способными переходить в газовую фазу, степенью нагретости недр и величинами давлений на глубине (Вартанян, 1968, 1975). Видимо, именно такое широкое развитие процессов дегазации пород обусловило также региональный характер распространения углекислых вод провинции Приморья, Монголии, Кавказа.

Прямым следствием течения процессов регионального метаморфизма является тот факт, что с возрастанием температур, а следовательно, и с увеличением глубины перерожденности пород уменьшается их насыщенность летучими компонентами.

Вследствие такой направленности метаморфизма процесс дегазации перерождающихся пород региона начинается задолго до того, как произойдут внедрения в осадочную толщу первых

порций гранитоидных магм, так как сам кислый магматизм в подвижных поясах является частным и дискретным проявлением гораздо более широкого и всеохватывающего процесса — регионального метаморфизма. При этом внедрение отдельных интрузий создает лишь ограниченные территории более глубоко перерожденных пород. В ближайшем окружении этих интрузивных тел за счет аномально высокого (против нормального геотемпературного поля) разогрева в течение некоторого времени формируется ореол вмещающих пород, резко обедненных некоторыми элементами и соединениями  $\text{CO}_2$  (Жариков, 1960; Коржинский, 1955). Одновременно с этим следует учитывать и то, что инъекция магмы не ограничивается одним термическим воздействием на вмещающую породу, но сопровождается также множеством интенсивно протекающих химических реакций в системе порода — магма. Одним из конечных продуктов некоторых подобных реакций также может быть  $\text{CO}_2$ , как это, например, имеет место в случае контакта кремнекислоты магмы с карбонатной породой, когда наряду с волластонитом образуется свободная углекислота (Елисеев, 1959; Заварицкий, Соболев, 1961).

Подобно этому при замещении  $100 \text{ см}^3$  доломитсодержащих мраморов йолитом выносятся до  $120 \text{ г}$  углекислоты (Яшина, 1963). Последняя, мигрируя в области пониженных давлений вместе с ремобилизованной водой, неминуемо (так же, как и в случае течения более широких процессов регионального метаморфизма) должна поступать в подземную гидросферу. Причем в районах, где развиты молодые неглубоко залегающие интрузии, будут регистрироваться месторождения термальных углекислых вод, подобные Кармадону, Гейзерам (США) и др. Такие же месторождения, по-видимому, присущи и областям современного вулканизма, т. е. механизм формирования регионально выдержанной провинции углекислых минеральных вод, очевидно, не может быть объяснен одним лишь процессом интрузивного термометаморфизма или воздействием изолированного вулканического очага на вмещающие породы, так как сам магматизм — лишь одно из следствий течения причинного процесса — регионального метаморфизма горных пород (Вартанян, 1968, 1973).

К такому же выводу приходит И. Я. Пантелеев, рассматривающий один из классических районов развития углекислых минеральных вод — КМВ. Он указывает на широкое распространение здесь  $\text{CO}_2$ -содержащих вод и отмечает, что было бы несправедливо считать генерацию углекислоты связанной лишь с некоторым изолированным вулканическим очагом Эльбруса. И далее подчеркивает, что процессы выделения углекислоты протекают, по-видимому, в этом районе на очень широких площадях (Пантелеев, 1972, 1975).

Прежде чем перейти к рассмотрению некоторых механических следствий течения процессов переработки вещества горных пород, отметим временной масштаб и направленность хода метаморфизма вещества в глубоких недрах.

Наиболее наглядным свидетельством длительности рассматриваемого явления может послужить, по-видимому, анализ частоты повторяемости внедрения кислых гранитоидных интрузий в верхние части разреза.

Подобный анализ, проводимый для таких крупных регионов, как Урал, Забайкалье, Кавказ и др., позволяет говорить о многократности внедрений гранитоидов, что, очевидно, указывает на непрерывность процесса выплавки магмы в течение длительных, охватывающих целые эпохи, промежутков времени, когда породы в глубоких этажах подвижных поясов коренным образом преобразовывались (Судовиков, 1959; Шейнманн, 1964; Зонненшайн, 1972 и др.).

Таким образом, в заключение рассмотрения роли и масштабов участия процессов регионального метаморфизма и интрузивного термометаморфизма в формировании углекислых вод вообще и их протяженной провинции в частности можно отметить, что названные два процесса находятся в тесной причинно-следственной связи. Причем первый — господствующий — протекает практически постоянно (по некоторым оценкам цикл длится до 50—100 млн. лет) в недрах по всей площади подвижного пояса, в то время как наиболее интенсивное проявление интрузивного метаморфизма сопряжено лишь с отдельными тектоно-магматическими эпохами и приурочено к сравнительно ограниченным площадям развития интрузивных тел.

Как следствие этого, провинция углекислых вод своим существованием обязана течению метаморфической переработки глубоких недр на всей протяженности активных горно-складчатых систем. Локальный, интрузивный термометаморфизм, по-видимому, может обеспечивать лишь формирование отдельных месторождений и ограниченных по площади районов развития углекислых вод.

## Г л а в а II

### ДЕФЕКТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА И ВАЖНЕЙШИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Как было показано, переработка исходного вещества горных пород в зонах метаморфизма обуславливает прежде всего улетучивание газообразных продуктов реакций.

Вследствие длительности течения процессов дегазации, охватывающих весьма протяженные территории, очевидно, что объем диссипирующей в виде летучих компонентов материи очень велик (Сидоренко и др., 1973).

В связи с этим целесообразно рассмотрение двух аспектов:

1. Проблема пространства — как следствие выноса вещества из недр. Последнее особенно существенно к стадии замирания процессов регионального метаморфизма (старости).

2. Закономерности пространственного размещения, тенденции развития и длительность существования дренажных систем, обеспечивающих вынос вещества из глубоких недр.

Вопросам преобразования вещества при метаморфизации горных пород посвящен ряд работ советских и зарубежных авторов. Наиболее глубоко рассмотрены особенности эволюции вещества на контакте высоконагретой интрузии и вмещающих пород (Яковлев, Ай Юнь-фу, 1964; Годлевский, Юдина, 1967; Kennedy, 1952; Harry, 1956 и др.).

Механизм деформационных изменений в метаморфизируемой горной породе на кристаллическом уровне достаточно подробно исследован Д. Флинном (1956; 1962; 1967). Для характеристики конечной однородной деформации породы указанный автор воспользовался рассмотрением формы и ориентировки эллипсоида деформации. В этом случае принималось, что деформация имеет ступенчатый характер и выражается серией бесконечно малых искажений первичной сферы.

Затрагивая некоторые вопросы соотношения между напряжениями, деформацией и реологическим состоянием, Д. Флинн основное внимание уделил рассмотрению закономерностей, управляющих текучестью метаморфических комплексов. Вместе с тем важнейшие процессы деформации горных пород, обусловленные дефектом геологического пространства\*, создающимся при переходе метастабильных фаз с отдачей летучих компонентов в устойчивые минералогические ассоциации, в этих работах практически отражения не нашли. Ниже рассматриваются пути для возможной оценки таких процессов.

Если допустить, что начальный объем некоторой горной породы  $V_0$ , конечный ее объем после всех процессов метаморфизации  $V_1$ , то дефицит объема за счет уплотнения и дегазации составит

$$\Delta V = V_0 - V_1. \quad (13)$$

Отсюда же можно получить величину безразмерного объема твердой фазы, перешедшей в газообразное состояние и диссипировавшей при переходе данного минерала в новую минералогическую модификацию или новый минерал  $\bar{V}_r$  (в долях единицы)

$$\bar{V}_r = \frac{\Delta V}{V_0} = \frac{V_0 - V_1}{V_0}. \quad (14)$$

Рассмотрим случай, когда некоторая минералогическая ассоциация (порода), пройдя определенную фазу метаморфизма, перешла в другую фацию, т. е. считаем, что эта группа минералов в результате некоторой химической реакции перешла в иную модификацию, отдав при этом некоторое количество летучей фракции и в целом уменьшив свой первоначальный объем.

---

\* Под дефектом геологического пространства понимается часть объема глубоко залегающих горных пород, которая оказывается потерянной вследствие процессов метаморфизма и последующего выноса некоторой доли материи в виде газообразных продуктов реакций.

Выразим уравнение (13) через молекулярный объем. Отметим при этом, что минерал  $\sigma_1$  с плотностью  $\gamma_1$  и молекулярной массой  $M_1$  в количестве  $a$  реагирует с минералом  $\sigma_2$ , характеризующимся соответствующими  $\gamma_2$  и  $M_2$  в количестве  $b$ . При этом образуется некоторый минерал  $\sigma_3$  ( $\gamma_3$  и  $M_3$ ) в количестве  $c$  и определенное количество газовой фазы.

Исходя из этого, молекулярный объем можно выразить следующим образом:

$$V_{\text{мол}} = \frac{M}{\gamma}, \quad (15)$$

а уравнение (13) запишем как

$$\Delta V = \frac{aM_1}{\gamma_1} + \frac{bM_2}{\gamma_2} - \frac{cM_3}{\gamma_3}. \quad (16)$$

Преобразуя уравнение (14), получим

$$\frac{\Delta V}{V_0} = \frac{aM_1\gamma_2\gamma_3 + bM_2\gamma_1\gamma_3 - cM_3\gamma_1\gamma_2}{\gamma_3(aM_1\gamma_2 + bM_2\gamma_1)}. \quad (17)$$

Приведенное соотношение характерно для случая двух реагирующих минералов при одном конечном минерале. Легко показать, что, например, при двух результирующих минералах с  $\gamma_3$  и  $\gamma_4$  это соотношение получит вид

$$\frac{\Delta V}{V_0} = \frac{aM_1\gamma_2\gamma_3\gamma_4 + bM_2\gamma_1\gamma_3\gamma_4 - cM_3\gamma_1\gamma_2\gamma_4 - dM_4\gamma_1\gamma_2\gamma_3}{\gamma_3\gamma_4(aM_1\gamma_2 + bM_2\gamma_1)}. \quad (18)$$

Для оценки величины объема породы, в котором может пойти та или иная реакция, вводим понятие о критерии достаточности

$$K_{\text{до}} = \frac{nE\gamma_1}{aM_1}, \quad (19)$$

где  $E$  — общий объем породы, в которой оценивается возможность течения реакции;

$n$  — доля объемного содержания некоторого минерала, участвующего в конкретной реакции (доли единицы);

$M_1$  — молекулярная масса данного минерала (г-молекула или кг-молекула);

$\gamma_1$  — плотность минерала (г/см<sup>3</sup>);

$a$  — безразмерный коэффициент, стоящий в химическом уравнении перед формулой данного минерала (стехиометрическая константа).

Считая  $E = 1 \text{ м}^3$ , запишем

$$K_{\text{до}} = \frac{n\gamma}{aM_1}. \quad (20)$$

Критерий достаточности может быть также выражен и через весовые содержания данного минерала в  $1 \text{ м}^3$  породы

$$K_{\text{до}} = \frac{A'}{1000aM_1}, \quad (21)$$

где  $A'$  — масса данного минерала в  $1 \text{ м}^3$  породы, кг.

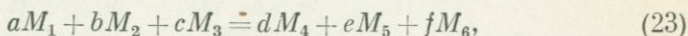
Сопоставляя критерии достаточности, вычисленные для всех членов левой части конкретного химического уравнения, выбираем наименьший из них и далее все последующие расчеты ведем, ориентируясь на минерал, характеризуемый данным коэффициентом  $K_{до}$ .

Допустим, что для трех минералов  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ , участвующих в реакции, получены соответствующие критерии

$$K_{1до} = \frac{n_1 E \gamma_1}{a M_1}; \quad K_{2до} = \frac{n_2 E \gamma_2}{b M_2}; \quad K_{3до} = \frac{n_3 E \gamma_3}{c M_3}$$

и  $K_{1до} < K_{2до} < K_{3до}$ . (22)

Отсюда минимальное весовое содержание минерала  $\sigma_1$  в породе, обеспечивающее течение реакции



принимается за эталонное, и с ним сопоставляются весовые содержания других минералов, участников реакции:

$$\frac{c M_3}{a M_1} \quad \text{и} \quad \frac{b M_2}{a M_1}, \quad (24)$$

т. е. на каждую весовую единицу минерала  $\sigma_1$  будет приходиться  $b M_2 / a M_1$  и  $c M_3 / a M_1$  весовых единиц минералов  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  соответственно. Или соотношение весовых единиц минералов, необходимых для течения реакции (23) (при достижении соответствующих физико-химических условий), выразится

$$g_1 : g_2 : g_3 = 1 : \frac{b M_2}{a M_1} : \frac{c M_3}{a M_1}. \quad (25)$$

Далее, учитывая, что молекулярный объем любого минерала

$$V_{\text{мол}} = \frac{M}{\gamma},$$

можно оценить объем, приходящийся на тот или иной минерал в  $1 \text{ м}^3$  породы, исходя из его весовых содержаний.

Допустим, что масса минерала  $\sigma_1$  с минимальным значением критерияльного показателя составляет  $A$ , кг. Тогда из уравнения (15)

$$V_1 = \frac{A}{1000 \gamma_1}. \quad (26)$$

С другой стороны, если известны весовые содержания минералов  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  в  $1 \text{ т}$  породы  $A$ ,  $B$ ,  $C$ , кг, то объем этой массы можно выразить следующей зависимостью:

$$V_g = 10^{-3} \left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right), \text{ м}^3. \quad (27)$$

Соответственно этому масса минералов, реагирующих в  $1 \text{ м}^3$  данной породы, составит:

$$G = \frac{10^3 A V_0 \left( 1 + \frac{b M_2}{a M_1} + \frac{c M_3}{a M_1} \right)}{\frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3}}, \text{ кг/м}^3, \quad (28)$$

а объем минералов, которые прореагируют по (22), в 1 м<sup>3</sup> данной породы может быть выражен

$$V_{\text{реар}} = \frac{AV_0 \left( \frac{1}{\gamma_1} + \frac{bM_2}{aM_1\gamma_2} + \frac{cM_3}{aM_1\gamma_3} \right)}{\frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3}}, \text{ м}^3, \quad (29)$$

где  $V_0 = 1 \text{ м}^3$ .

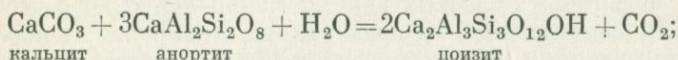
Оценивая дефект пространства, формирующийся вследствие течения некоторой химической реакции (с выделением летучих компонентов), следует иметь в виду, что

$$\Delta V = \frac{aM_1}{\gamma_1} + \frac{bM_2}{\gamma_2} + \frac{cM_3}{\gamma_3} - \frac{dM_4}{\gamma_4} - \frac{eM_5}{\gamma_5}, \quad (30)$$

т. е. доля объема диссипировавшей летучей фазы от первоначального объема  $V'_0$  составит

$$\frac{\Delta V}{V'_0} = 1 - \frac{\frac{dM_4}{\gamma_4} + \frac{eM_5}{\gamma_5}}{\frac{aM_1}{\gamma_1} + \frac{bM_2}{\gamma_2} + \frac{cM_3}{\gamma_3}}. \quad (31)$$

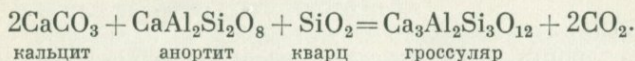
Например:



Физико-химические показатели	Кальцит	Анортит	H <sub>2</sub> O	Цоизит
Молекулярная масса $M$	100	278	18	454
Плотность $\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	2,6	2,7	1	3,25
Коэффициент	1	3	1	2

$$\frac{\Delta V}{V'_0} = 1 - \frac{\frac{2 \cdot 454}{3,25}}{\frac{100}{2,6} + \frac{3 \cdot 278}{2,7} + \frac{18}{1}} = 0,235.$$

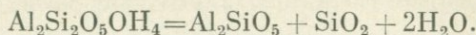
Другая реакция:



Физико-химические показатели	Кальцит	Анортит	Кварц	Гроссулярь
Молекулярная масса $M$	100	278	60	450
Плотность $\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	2,6	2,7	2,5	3,53
Коэффициент	2	1	1	1

$$\frac{\Delta V}{V'_0} = 1 - \frac{\frac{450}{3,53}}{\frac{200}{2,6} + \frac{278}{2,7} + \frac{60}{2,5}} = 0,375.$$

Реакция высокотемпературного разложения каолинита в кианит, кварц и воду:



каолинит                      дистен  
кианит

Физико-химические показатели	Каолинит	Кианит (дистен)	Кварц
Молекулярная масса $M$	258	162	60
Плотность $\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	2,6	3,56	2,5

$$\frac{\Delta V}{V'_0} = 1 - \frac{\frac{162}{3.56} + \frac{60}{2.5}}{\frac{258}{2.6}} = 0,3.$$

Исходя из приведенных данных, дефект пространства, формирующийся в данном объеме породы (равном 1 м<sup>3</sup>), вследствие потери газожидких продуктов метаморфизма может быть оценен по зависимости

$$\Delta V = \frac{AV_0 \left( \frac{1}{\gamma_1} + \frac{bM_2}{aM_1\gamma_2} + \frac{cM_3}{aM_1\gamma_3} \right)}{\frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3}} \left( 1 - \frac{\frac{dM_4}{\gamma_4} + \frac{eM_5}{\gamma_5}}{\frac{aM_1}{\gamma_1} + \frac{bM_2}{\gamma_2} + \frac{cM_3}{\gamma_3}} \right). \quad (32)$$

Размерность этой зависимости также выражается в кубических метрах на 1 м<sup>3</sup>.

Таким образом, если рассматривать некоторые объемы породы ( $E$ , тыс. м<sup>3</sup>), то величина дефекта пространства составит:

$$\sum \Delta V = \frac{E \Delta V}{V_0}.$$

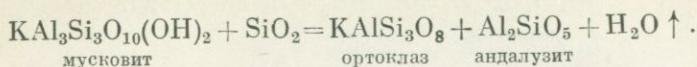
Отсюда же становится возможным оценить величину, на которую сократится мощность метаморфизируемого массива площадью  $B \times L$  тыс. м<sup>2</sup>

$$-H = \frac{E \Delta V}{BL};$$

$$-H^* = \frac{EA \left( \frac{1}{\gamma_1} + \frac{bM_2}{aM_1\gamma_2} + \frac{cM_3}{aM_1\gamma_3} \right)}{BL \left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right)} \left( 1 - \frac{\frac{dM_4}{\gamma_4} + \frac{eM_5}{\gamma_5}}{\frac{aM_1}{\gamma_1} + \frac{bM_2}{\gamma_2} + \frac{cM_3}{\gamma_3}} \right), \text{ м.} \quad (33)$$

\* Знак минус обозначает уменьшение общей мощности метаморфизируемой толщи на указанную величину.

Рассмотрим п р и м е р. Для перехода породы из эпидот-амфиболитовой в амфиболитовую фацию характерна следующая реакция:



Принимаем: объем породы (общий)  $E = 20 \text{ км}^3$  ( $2 \cdot 10^{10} \text{ м}^3$ ); протяженность зоны  $L = 10 \text{ км}$ ; ширина  $B = 2 \text{ км}$ ;  $\gamma$  мусковита — 2,76;  $\gamma$  кварца — 2,5;  $\gamma$  ортоклаза — 2,58;  $\gamma$  андалузита — 3,2;  $M$  мусковита — 398;  $M$  кварца — 60;  $M$  ортоклаза — 278;  $M$  андалузита — 162.

Содержание мусковита в 1 т породы 540 кг. Оцениваем критерии достаточности по (19)

$$K_{\text{до. мусковита}} = \frac{540}{1000 \cdot 398} = 0,0014;$$

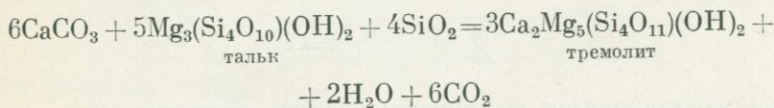
$$K_{\text{до. кварца}} = \frac{460}{1000 \cdot 60} = 0,008.$$

Сопоставление критериев достаточности позволяет далее вести все оценки относительно мусковита. Так, согласно (33) сокращение мощности метаморфизируемой толщи можно оценить следующим образом:

$$-H = \frac{2 \cdot 10^{10} \cdot 540 \left( \frac{1}{2,76} + \frac{60}{398 \cdot 2,5} \right)}{2 \cdot 10^7 \left( \frac{540}{2,76} + \frac{460}{2,5} \right)} \left( 1 - \frac{278}{2,58} + \frac{162}{3,2} \right) = 5 \text{ м},$$

т. е. при переработке породы согласно приведенной реакции —  $H$  составит лишь 5 м и толща с первоначальной мощностью 1000 м сократится до 995 м.

Для реакции



оценим величину деформации, исходя из следующих условий:  $E = 20 \text{ км}^3$ ;  $B = 2 \text{ км}$ ;  $L = 10 \text{ км}$ . В 1 т породы содержится (в кг): талька — 200; кальцита — 400; кварца — 400;  $\gamma$  кальцита — 2,6;  $\gamma$  талька — 2,7;  $\gamma$  кварца — 2,5;  $\gamma$  тремолита — 2,9;  $M$  кальцита = 100;  $M$  талька — 378;  $M$  кварца — 60;  $M$  тремолита — 810.

Отсюда критерии достаточности оцениваются как

$$K_{\text{до. кальцита}} = \frac{400}{6 \cdot 100} = 0,67; \quad K_{\text{до. талька}} = \frac{200}{5 \cdot 378} = 0,106;$$

$$K_{\text{до. кварца}} = \frac{400}{4 \cdot 60} = 1,67.$$

Далее расчеты ведем относительно талька.

В данном случае сокращение мощности составит:

$$-H = \frac{2 \cdot 10^{10} \cdot 200 \left( \frac{1}{2.7} + \frac{6 \cdot 100}{5 \cdot 378 \cdot 2.6} + \frac{4 \cdot 60}{5 \cdot 378 \cdot 2.5} \right)}{2 \cdot 10^7 \left( \frac{200}{2.7} + \frac{400}{2.6} + \frac{400}{2.6} \right)} \times$$

$$\times \left( 1 - \frac{\frac{3 \cdot 810}{2.9}}{\frac{6 \cdot 100}{2.6} + \frac{4 \cdot 60}{2.5} + \frac{5 \cdot 378}{2.7}} \right) = 51 \text{ [м]},$$

т. е. сокращенная мощность первоначально 1000-метровой толщи, подвергшейся метаморфизму, составит 949 м и т. д.

Приведенные выкладки, имеющие характер оценочных величин, позволяют подойти к вопросу о заложении и эволюции разрывных дислокаций в жестких метаморфических комплексах горно-складчатых систем. Одновременно с этим удастся учитывать объем генерируемого в недрах газожидкого продукта. Однако можно считать, что эти величины будут несколько занижены против действительных значений деформаций, так как при их расчете не учитывается естественная пористость пород.

Связь величины выделяющихся летучих фракций с массой реагирующих минералов описывается следующей зависимостью:

$$g_{\text{газа}} = \frac{10^3 \cdot AV_0 f M_6}{a M_1 \left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right)}, \quad (34)$$

т. е. на каждый 1 м<sup>3</sup> породы будет приходиться  $g$  килограммов летучей фракции. Здесь  $M_6$  — молекулярная масса летучей фракции, кг;  $f$  — безразмерный коэффициент, стоящий в химическом уравнении перед данным летучим веществом.

Зависимости величины удельных усадок метаморфизируемой породы от количества реагирующих в 1 м<sup>3</sup> минералов для некоторых реакций (1, 2, 3, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 12) рассчитаны по приведенным выше уравнениям (рис. 4, прил. 1).

Процессы разрушения вмещающих толщ за счет механизма роста орогенов описаны достаточно широко. Образующиеся при этом трещинные системы отличаются хорошей проницаемостью и обеспечивают формирование в недрах мощных ресурсов минеральных вод. Аналогичен этому разрушающий эффект растущих диапировых структур (Ермаков, 1973, 1974).

В меньшей мере рассматривался механизм формирования полостей при течении другого природного процесса — метаморфизма горных пород. Между тем указанный механизм обуславливает не только плотность размещения на местности дизъюнктивов различных форм, но и предопределяет их фильтрационное разнообразие. Так, например, следует, что в функциональной связи с регионально выдержанным процессом выплавки легколетучих веществ и усадки

пород на глубине, по всей вероятности, находится механическое состояние толщ в верхних этажах складчатых систем. Последнее прежде всего касается таких показателей, как степень целостности горных массивов, их блокированность, планово-пространственное положение отдельных зон трещиноватости и др.

В связи с изучением основных черт развития и размещения трещинных дислокаций горно-складчатых регионов как глубокозалеженных водонапорных систем целесообразно рассмотреть ряд различных природных и техногенных процессов-моделей, вызывающих в горных породах последствия, аналогичные тем, которые широко регистрируются в горно-складчатых системах.

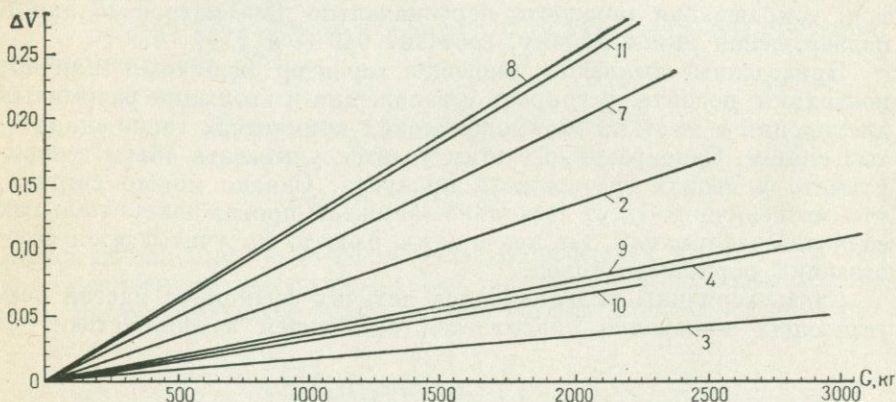


Рис. 4. График зависимости изменения удельного объема породы от массы реагирующих минералов при метаморфических преобразованиях.

2—11 — номера реакций

На основе весьма многочисленных геологических изысканий, связанных с крупным строительством в жестких сооружениях орогенных областей, А. Е. Шейдеггер (Sheidegger, 1958) приходит к следующему выводу: «...трещины, появляющиеся в горных массивах под действием собственного веса горных пород, как это имеет место при растрескивании и отслаивании на крутых склонах, являются механико-кинематическими образованиями, разломами, вдоль которых прочность материала нарушается в результате повышенных нагрузок».

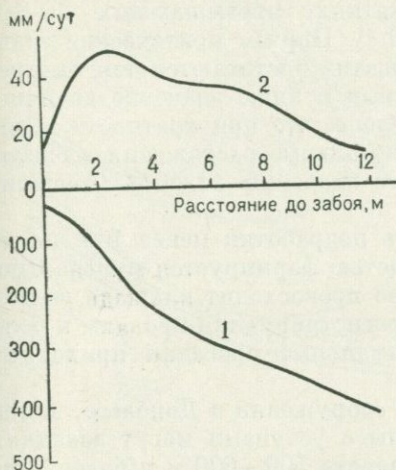
К выводу о решающей роли нормальных напряжений в формировании зон нарушения приходит также А. Ватцнауэр (Watznauer, 1958).

Установлено, что в этом случае разрывные дислокации закладываются тогда, когда сопротивляемость материала породы сдвигу относительно велика, а прочность его на разрыв — низка (Мюллер, 1971).

Несмотря на то что вопрос о заложении и развитии крупных тектонических дислокаций аналитически исследован еще недостаточно, имеется ряд тектонофизических работ (Гзовский, 1963; Парфе-

нов, 1974 и др.), моделирующих процессы формирования разрывов в хрупких горных породах и позволяющих выявить некоторые общие положения. Кроме того, с достаточной степенью приближения к реальным условиям заложения тектонических нарушений можно принять за модель интересующего нас процесса компенсационные просадки в районах шахтных выработок.

На обширном статистическом материале установлено, что в условиях разработки подземных полостей разрывные нарушения происходят перпендикулярно к



наименьшему сжимающему или максимальному растягивающему напряжению и наиболее широко развиты в хрупких

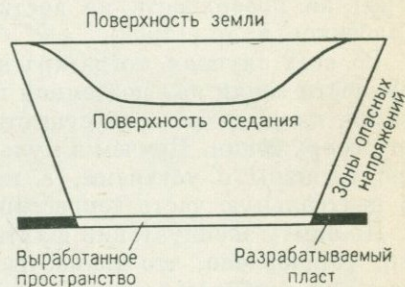


Рис. 5. График оседания и скорости оседания кровли горной выработки над движущимся забоем.

1 — величина оседания; 2 — скорость оседания

Рис. 6. Схема мульды сдвижения вод над выработанным пространством шахты

породах, залегающих на мягком, податливом основании (Müller, 1966).

Для понимания механизма заложения трещинных дислокаций весьма показательны маркшейдерские наблюдения за гемпом и интенсивностью просадки кровли в шахтах при движущихся забоях.

Наблюдения показывают, что обычно кровля пласта, сдвигаясь в форме прогиба, приобретает максимальную скорость оседания вблизи забоя. Здесь же регистрируются наиболее резкие изменения скорости вертикального движения кровли (рис. 5).

Очевидно, можно принять, что именно с участком резкой смены скоростей погружения кровли сопрягаются так называемые зоны опасных напряжений. Последние обычно трассируются трещинными нарушениями, пересекающими породы кровли под тупым углом к выработанному пространству (рис. 6). Этим же обусловлено формирование так называемых зон горных ударов, регистрируемых при проходе тоннелей и штолен (Тогге, 1952; Мюллер, 1971).

Такие трещинные дислокации в ряде случаев проявляются на дневной поверхности, что наряду с прочностными характеристиками горных пород, слагающих массив, зависит от ряда других показателей.

В частности, данные специальных маркшейдерских наблюдений свидетельствуют о том, что при горизонтальном или весьма пологом залегании пласта величины максимальных растяжений и сжатий и обусловленное этим формирование ослабленных зон зависят от кратности подработки, т. е. от отношения мощности кровли к мощности выработанного пространства.

Реперные измерения показывают также, что видимые трещинные дислокации отмечаются на поверхности земли, как правило, при относительных растяжениях и сжатиях, превышающих  $10 \cdot 10^{-3}$  (в отдельных случаях  $4 \cdot 10^{-3}$ — $5 \cdot 10^{-3}$ ). Причем критические значения относительных растяжений и сжатий достигаются тем быстрее, чем ниже прочность породы на разрыв и ниже значение величины кратности подработки. Так, установлено, что при кратности подработки более 100 относительные максимальные растяжения и сжатия пород на поверхности не достигают значений  $10 \cdot 10^{-3}$  (Авершин, Колбенков и др., 1958).

Во всех случаях, когда кратность подработки менее 100, на поверхности земли над подземной полостью формируется мульда сдвижения, площадь которой существенно превосходит площадь подземного сооружения. Причем в мульде регистрируются провалы и большие трещины с уступами, а максимальные просадки приходится на центральную часть депрессии.

По опыту эксплуатации шахтных сооружений в Донбассе, например, установлено, что такие трещины с уступами могут возникать даже при глубинах выработанной полости 500—600 м и более. Аналогичные явления отмечаются при работах по подземной газификации каменного угля (Кононов, 1965).

Природным объектом, моделирующим образование зон нарушений при выработке пространства на глубине, являются территории с развитием соленосных формаций. Деятельность подземных вод, выщелачивающих соляной пласт на глубине и тем самым уменьшающих несущие способности толщи, обуславливает просадку пород кровли по образующимся при этом трещинным зонам. Эти зоны по существу являются внешним контуром (регистрируемым на поверхности по провальным карстовым воронкам и наличию ступеней в рельефе), очерчивающим толщу с максимальной выработкой выщелачивания (рис. 7).

Характерен в этом отношении пример Славянского месторождения рассолов, приуроченного к юго-восточной периклинали крупной брахискладки — Славянского купола. Эта структура достаточно подробно изучена в результате детальных геологоразведочных работ, проведенных трестом «Артемгеология». Здесь, по данным Ю. М. Шварцмана, выявлен весьма интенсивный вынос подземными и поверхностными водами солей из недр структуры. Установлено, в частности, что только на трехкилометровом участке р. Казеный Торец выносит ежегодно до 120 тыс. т  $\text{NaCl} + \text{CaSO}_4$ . Прямым следствием такого выноса вещества из недр явился мощный карст, охватывающий соленосные породы славянской свиты нижней перми и проявляющийся в глинисто-песчаных и гипс-карбонатных толщах дроговской свиты средней перми.

Процессы выщелачивания развиваются главным образом в слоях каменной соли, отдельные пласты которой достигают 30—40 м и более.

В результате этого процесса породы кровли проседают над карстовыми полостями, смещаясь по вертикали вдоль образующихся систем трещиноватости (рис. 8).

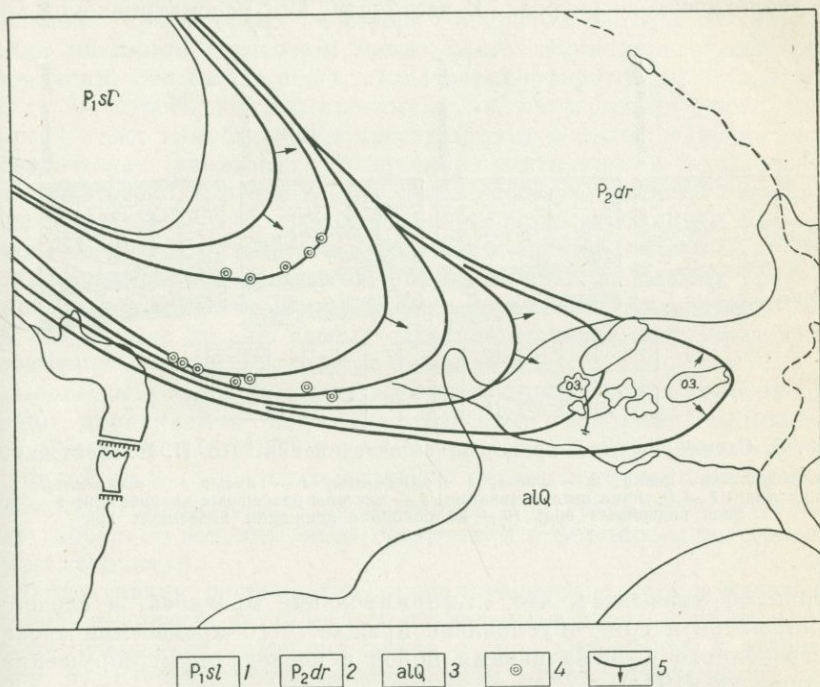


Рис. 7. Славянское месторождение рассолов. По Ю. М. Шварцману и др.

Схема продвижения фронта выщелачивания соленосных формаций нижней перми: 1 — выходы соленосных отложений на дневную и докайнозойскую поверхность; 2 — породы красноватой песчано-глинистой свиты; 3 — аллювиальные отложения; 4 — карстовые воронки; 5 — линии фронта выщелачивания с направлением последовательного продвижения

В зонах наибольших просадок сформировались карстовые воронки и крупные озера. Провальные озера меняют свои очертания во времени. В табл. 3 приведены размеры одного из соленых озер рассматриваемого района на период 1951—1973 гг. В пределах этого озера отмечена глубокая воронка диаметром 10 м и глубиной до 19 м, выводящая в этот водоем рассолы с концентрацией более 120 г/л.

В настоящее время просадочные явления, связанные с процессом выноса солей, отмечаются по всей площади купольной части Славянской антиклинали.

Роль подземного выщелачивания в формировании современных структурных форм протяженных территорий устанавливается и в других регионах. Так, на основе комплексного изучения интенсивности

новейших движений в сопоставлении с анализом закономерностей пространственной смены различных минералогических комплексов пермской гидрохимической толщи Нижнего Поволжья В. А. Ермаков (1973, 1974) приходит к выводу, что подземное растворение соленосных формаций обуславливает просадку крупных площадей и предопределяет несоответствие структурных планов различных этажей геологического разреза. В частности, для рассматриваемой тер-

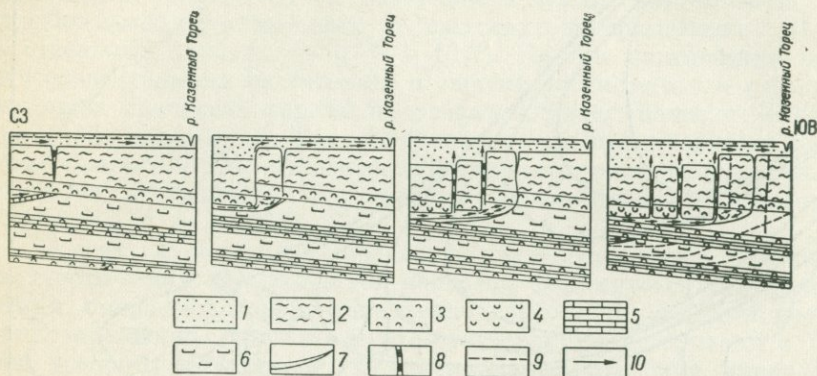


Рис. 8. Схема развития процессов выщелачивания. По И. Н. Шевченко.

1 — аллювиальные пески; 2 — глины; 3 — ангидриты; 4 — гипсы; 5 — известняки; 6 — соль каменная; 7 — брекчия выщелачивания; 8 — системы разрывных дислокаций; 9 — уровень подземных вод; 10 — направление движения подземных вод

ритории он указывает, что «...формирование прогибов, а следовательно, валов и гряд обусловлено прежде всего процессами эрозии и погребенного выщелачивания пород с последующим обрушением ритмопачек» (1974).

Таблица 3

Изменение размеров соленого оз. Вейсово по годам

Год	Протяженность, м	Ширина, м
1951	370	250
1963	375	260
1973	435	—

На вынос огромной массы вещества горных пород подземными минеральными водами указывает Ф. А. Макаренко (1952), оценивший химический сток для районов КМВ величиной 0,0009 км<sup>3</sup>/год.

Такая интенсивность выщелачивания недр в пересчете на срок 1,5 млн. лет (период активизации региона и деятельности минеральных источников) эквивалентна выносу 1400 км<sup>3</sup> вещества, что равно

разрушению горного сооружения длиной 350 км, высотой 2 км и шириной в основании 4 км.

Еще более грандиозные явления гравитационной компенсации, глубинных дефектов массы предполагаются для такой крупной мегаструктуры, как Тунгусская синеклиза.

В работах В. С. Авдаловича (1972, 1973) показано, что вследствие интенсивно протекавших на севере Сибирской платформы вулканических излияний (палеозой) имело место закономерное опускание территории. Это опускание «...было неравномерным на разных участках, но строго компенсированным объемом извергнутого материала, — шел как бы обмен пространства» и далее: «Тесная связь тектонических движений Тунгусской синеклизы с вулканизмом позволяет рассматривать ее как очень крупную вулкано-тектоническую мегаструктуру, сформированную над глубинным магматическим очагом и осложненную большим числом вторичных, сателлитных, внутрикоровых очагов, расположенных на разных уровнях. Такие синеклизы, как Карру (Африка), Парана, Амазонская (Южная Америка) и др., по своему строению и механизму образования несомненно близки Тунгусской синеклизе.»

Процессы усадки больших массивов горных пород особенно наглядно проявляются над вулканическими камерами (Мархинин, 1967; Милановский, 1968 и др.). Образующиеся при этом крупные (глубиной до 2—3 км и площадью до нескольких сотен квадратных километров) кальдеры с наибольшей контрастностью отражают роль глобально ведущей силы гравитации в формировании геологических структур.

Рассматривая регионально проявляющиеся в горно-складчатых системах процессы метаморфизации вещества пород и принимая за основу отмеченное выше положение о роли гравитации в формировании ослабленных участков в массивах, отметим следующее: дегазация пород на глубине как одна из форм общей эволюции вещества в земной коре, вынос материи из нижних этажей разреза, перенос и в некоторых случаях переотложение вещества в верхах толщи создают в жестких породах сводовых частей поля механических напряжений, которые в значительной мере определяют размещение в пространстве зон разрывных дислокаций.

При этом, очевидно, следует иметь в виду, что названные процессы накладываются на энергетически гораздо более мощные процессы тектонического развития территорий, служащие, по-видимому, первопричиной заложения систем разрывных дислокаций.

Ослабленные зоны, формирующиеся в результате совместного течения тектонических процессов и гравитационных компенсационных просадок над зонами метаморфизма, являются основными дренажными системами, связывающими глубокие части разреза орогенической области с поверхностью земли. К ним приурочены главные глубокозаложенные водонапорные системы горно-складчатых областей, представляющие наибольший интерес как участки развития проявлений или месторождений глубинных минеральных вод.

При рассмотрении указанной стороны вопроса можно различать по крайней мере два процесса, каждый из которых интенсифицирует напряжения в массиве горных пород:

а) образование дефекта геологического пространства на глубине за счет усадки — уменьшения удельного объема метаморфизируемых пород; вовлечение всей массы вышележащих толщ в обусловленное полем силы тяжести нисходящее движение;

б) увеличение массы вышележащих толщ за счет переносимого метаморфогенными флюидами и переоткладываемого при нарушении равновесных условий вещества, выплавленного из глубоких недр.

Как уже отмечалось, метаморфизация вещества на глубине и эвакуация летучих фракций в конечном счете за длительное геологическое время приводит к усадке первичного объема пород. Причем, если рассматривать некоторую толщу, сложенную минералогически однородной породой, то интенсивность преобразования вещества и диссипация летучей фракции будут следовать некоторому закону распределения температур по глубине. В меньшей мере этот процесс будет зависеть от величины давления.

Так, согласно некоторым экспериментальным данным температура начала реакции минералообразования в процессе метаморфизма очень мало зависит от давления, возрастая лишь на 2—3°С при повышении давления на 10<sup>8</sup>Н (Винклер, 1969).

Иными словами, в нижней, максимально прогретой части разреза будет иметь место наибольшая удельная усадка вещества — верхи будут деформироваться значительно меньше, т. е. принимая, что такая посылка справедлива для минералогически однородной толщи, можно судить о некоторой матрице усадки, пространственно суммирующей деформации за счет преобразования вещества горных пород.

При этом налегающие толщ свода должны испытывать все возрастающие во времени внутренние напряжения, обусловленные постоянно уменьшающимися несущими способностями пород в зоне метаморфизма.

В реальных условиях даже в минералогически однородных массивах отмечаются вариации в долевых соотношениях минералов, что также даже при постоянной температуре недр будет приводить к различным удельным деформациям, вызывающим механические напряжения в породах кровли над этими участками. Характерны в этом отношении приведенные в табл. 4 сопоставительные данные для метаморфической реакции между кремнеземом, кальцитом и флогопитом.

При рассмотрении явлений метаморфической деформации пород и их влияния на целостность пород кровли следует обратить внимание на пространственную сменяемость вещественного состава первоначальных осадочных пород (Ронов, 1958, 1959; Ронов, Хаин, 1961 и др.), выполнявших на стадии седиментогенеза любые и в том числе геосинклинальные депрессии. Это обстоятельство даже при условии равномерного по площади прогрева пород, по-видимому, предопределяет мозаичность усадки перерабатываемого субстрата, обусловли-

## Значения удельной деформации для минералогически однородных пород

Реагирующие минералы, кг/т			Удельная усадка $\frac{\Delta V}{V_0}$ , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>
кремнезём	кальцит	флогопит	
50	150	800	0,0396
150	250	600	0,1175
250	350	400	0,1937
500	150	350	0,1370
650	300	50	0,0324

вая при этом создание зон повышенных напряжений в кровле, над стыками участков с различной степенью усадки. Эти выводы хорошо согласуются с работами Лубана, Фелгара, Маккензи и др. (Lubahn, Felgar, 1961; Voas, Mackenzie, 1950; Turner; Wiess, 1963).

Показательны в этом отношении наблюдения В. Н. Шарова (1973), отметившего на примере Байкало-Патомского нагорья различие в характере преобразования пород, формировавшихся в водных бассейнах разной глубины (мелководных алевролитов и глубоководных глинистых пород, мергелей). В частности, им показано, что алевролиты в процессе прогрессивного регионального метаморфизма испытывают преимущественное стремление к гранитизации, а более глубоководные породы (глины, мергели) — к базификации.

Приведем некоторые расчетные данные по удельным усадкам, имеющим место в следующих породах:

реакция 1: кальцит + тальк + кремнезём  
 реакция 2: кальцит + мусковит + кремнезём  
 реакция 3: кальцит + хлорит + кремнезём  
 реакция 7: кальцит + флогопит + кремнезём

Реакции 1, 2, 3 характерны для перехода пород в метаморфическую фацию зеленых сланцев, реакция 7 типична для амфиболитовой фации (табл. 5).

С целью получения сопоставимых величин выбраны такие результаты расчетов, чтобы весовые соотношения двух из трех реагирующих минералов (кальцит и кремнезём) были постоянными.

Таким образом, если в качестве условного эталона принять 1 км<sup>3</sup> метаморфизируемой породы, то суммарная величина усадки массива составит:

для реакции 1	3,8 · 10 <sup>7</sup> м <sup>3</sup>
» » 2	4,2 · 10 <sup>7</sup> »
» » 3	5,9 · 10 <sup>7</sup> »
» » 7	4,5 · 10 <sup>7</sup> »

Или, приняв, что длина и ширина эталонного блока останутся постоянными, получим, что мощности его сократятся соответственно на 38; 42; 60 и 45 м. Еще более контрастными будут значения

деформаций, приведенные в табл. 5. Колебания в значениях объемной усадки здесь составят от 39 600 000 до 193 700 000 м<sup>3</sup>, и сокращение мощности блока выразится соответственно 40 и 195 м.

Таблица 5

Значение удельной деформации при метаморфизме минералогически различных пород

Минерал	Масса, кг/т	Удельная усадка $\frac{\Delta V}{V_0}$ , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>
Кальцит . . . . .	50	0,0383
Тальк . . . . .	150	
Кремнезем . . . . .	800	
Кальцит . . . . .	50	0,0418
Мусковит . . . . .	150	
Кремнезем . . . . .	800	
Кальцит . . . . .	50	0,0598
Хлорит . . . . .	200	
Кремнезем . . . . .	750	
Кальцит . . . . .	50	0,0449
Флогопит . . . . .	150	
Кремнезем . . . . .	800	

Кроме вещественного состава на интенсивность и степень равномерности переработки пород по площади будут влиять также пространственная характеристика теплового поля и длительность воздействия температур на тот или иной участок массива горных пород.

Названные обстоятельства наряду с тектоническими подвижками также будут обуславливать неравномерность просадки массивов и заложение новых систем разрывных дислокаций.

Одним из интегральных показателей, результирующих действия всех факторов тектоники и усадки массивов, является градиент скорости движения отдельных участков земной коры, оцениваемый по методике М. В. Гзовского и учтенный в карте новейших тектонических движений Н. И. Николаева (1967), Д. Б. Базарова и др. (1967).

Приведенные данные хорошо согласуются с наблюдениями за темпами роста некоторых орогенических сооружений. В частности, есть указания, что неотектонические движения наиболее активно проявляются на границах структурно-фациальных зон, создавая протяженные полосы опускания разломного характера (Петрушевский, 1960; Милановский, 1968 и др.). Очевидно, поэтому для ряда территорий страны с наиболее высокой неотектонической активностью отмечается линейная ориентированность, а в ряде случаев мозаичность, блоковое строение — Забайкалье, Тянь-Шань, Восточный Саян и др. (Николаев, Шенкарева, 1967).

Так, например, для Забайкалья установлено, что перемещение отдельных блоков относительно друг друга осуществляется по ясно выраженным разломам (Николаев, Шенкарева, 1967 и др.).

Для ряда горно-складчатых территорий Б. А. Петрушевский показал наличие приразломных зон прогибаний (Петрушевский, 1960), заложение которых, по-видимому, обусловлено рассмотренным выше механизмом.

Для лучшего понимания характера распределения напряжений в прогибающемся массиве горных пород и представления хода процесса заложения деформаций рассмотрим некоторую балку длиной  $2L$  и толщиной  $h$  с заделанными краями, условно моделирующую верхние этажи горно-складчатого пояса, подверженные прогибанию за счет течения процессов дегазации недр и их усадки (рис. 9). В этом случае заделка балки будет моделировать зоны смыкания подвижного пояса с консолидированными (платформенными) частями территории.

Принимаем, что прогибание балки определяется ее собственной массой, величина распределения нагрузки в каждой ее точке выразится соотношением

$$g = \gamma h, \quad (35)$$

где  $\gamma$  — плотность материала балки;  
 $h$  — толщина балки.

Внутренние напряжения в балке описываются дифференциальным уравнением изогнутой оси балки (Федосьев, 1964)

$$\frac{d^2y}{dx^2} = \frac{M}{EI_x}, \quad (36)$$

где  $M$  — изгибающий момент;  
 $E$  — модуль упругости материала;  
 $I_x$  — момент поперечного сечения балки.

В данном случае

$$M = \frac{g}{6} [6l(l+x) - 3(l+x)^2 - 2l^2]. \quad (37)$$

Тогда напряжения на нижней поверхности балки выразятся соотношением

$$\sigma_x = \frac{M}{W},$$

где  $M$  — изгибающий момент;  
 $W$  — момент сопротивления изгибу.

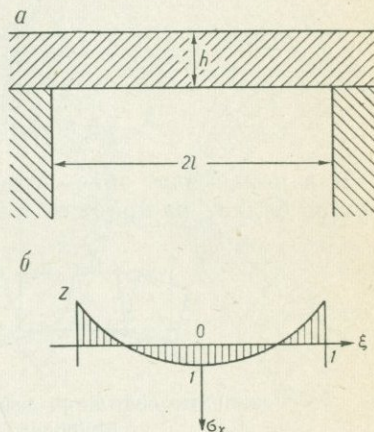


Рис. 9. Характер распределения напряжений в весоной балке.

$a$  — схема балки с заделанными краями;  
 $b$  — эпюра распределения относительных максимальных напряжений в балке, провисающей под действием собственной массы

Причем  
откуда

$$W = \frac{h^2}{6},$$

$$\sigma_x = \frac{g}{h^2} [6l(l+x) - 3(l+x)^2 - 2l^2]. \quad (38)$$

Сопоставляя величину напряжения с величиной нагрузки в данной точке, получим значение напряжения  $\tilde{\sigma}_x$ , характеризующего относительные сжатия и растяжения в различных частях балки

$$\tilde{\sigma}_x = \frac{\sigma_x}{\gamma h} = \frac{l^2}{h^2} (1 - \xi^2), \quad (39)$$

где

$$\xi = \frac{x}{l} \quad \text{и} \quad -1 \leq \xi \leq 1.$$

Как показывает эпюра относительных напряжений в рассматриваемой балке, на краях ее и на верхней поверхности, имеют место



Рис. 10. Различные состояния деформаций массива в зависимости от знака кривизны поверхности изгиба

растягивающие деформации, а в центральной части — сжимающие (см. рис. 9). Очевидно, что в участках растягивающих напряжений или деформаций в первую очередь будут развиваться зоны отрывных дислокаций (рис. 10).

Таким образом, уравнение (39) представляет собой достаточно удовлетворительную математическую модель рассматриваемого процесса.

В связи с приведенными выше данными представляет интерес расчет поля напряжений в полуплоскости с эллиптическим отверстием, произведенный Л. Н. Карпенко численным методом (Карпенко, 1963).

Задача решалась для следующих условий:

$$\frac{1}{2}(a+b) = 1; \quad h = 2,53; \quad \frac{a}{b} = 2,33,$$

где  $b$  — малая полуось эллипса;

$a$  — большая полуось эллипса;

$h$  — расстояние от поверхности до центра полости.

Коэффициент Пуассона  $\nu = 0,25$  (гнейсы, гранитоиды), отношение бокового горного давления к вертикальному давлению в нетронутым массиве  $\alpha = \frac{1}{5}$ .

Поле напряжений, полученное в результате решения для названного случая, хорошо согласуется с выводом о распределении зон

сжатий и растяжений по мере перемещения от центра балки к ее краям (рис. 11). Одновременно следует отметить практическую конформность полученного решения с оценками Г. Торре (Torre, 1952) относительно положения зон горных ударов по периферии некоторой полости в массиве (рис. 12).

Названное решение также можно признать удовлетворительной моделью поля напряжений в массиве горных пород складчатого пояса, где полость — зона метаморфической переработки — имеет контуры эллипса. Это обстоятельство хорошо согласуется с принимаемой нами схемой прогресса недр за счет перемещения вверх высоко-

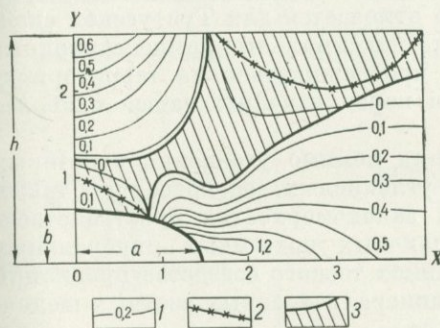


Рис. 11. Напряжения  $\bar{\sigma}_x$  в массиве над эллипсовидной полостью.

1 — сжимающие; 2 — растягивающие; 3 — ослабленная зона

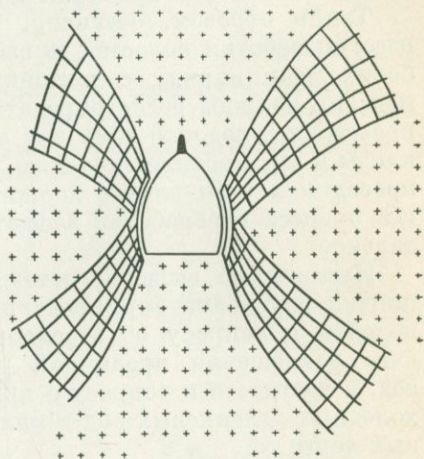


Рис. 12. Размещение зон «горных ударов» вокруг горных выработок

котемпературного теплоносителя (базальтовых масс), имеющего эллипсовидную верхнюю границу (Беляевский, Борисов, 1964; Смирнов, 1972 и др.). Согласно принимаемой модели наивысшие положения данного фронта разогрева приходятся на центральные (осевые) части подвижного пояса.

Как следует из приведенного решения, в разрезе по вертикали намечаются две зоны растяжения: одна непосредственно на границе полости, другая — на поверхности, в стороне от выработанного пространства. Причем границы второй зоны выходят на поверхность на расстоянии соответственно более  $1, 1a$  и около  $2,6a$  (см. рис. 11), т. е. площадь, пораженная растягивающими напряжениями, должна была бы охватывать на поверхности складчатого пояса территории, значительно большие, чем сечение самой зоны переработки пород на глубине.

От верхней зоны растяжений к нижней протягивается диагональный коридор ослабленных пород, по обе стороны которого формируются сжатые участки. Такие ослабленные зоны, очевидно, должны регистрироваться на границе подвижных и консолидированных территорий.

Выше была показана универсальность процесса компенсационной просадки поверхности, протекающего независимо от того, какой из факторов (техногенный, гидрогеологический, магматогенный) обусловил образование полых зон на глубине. Причем по данным наблюдений в шахтах проседание поверхности земли может происходить в пределах 0,1—0,9 мощности подработанного пространства.

Согласно Е. К. Мархинину (1967), проседание кальдер над периферическим вулканическим очагом может происходить на полную высоту образовавшейся полости в магматической камере.

Таким образом, очевидно, что в физически аналогичном процессе выработки полостей за счет регионального метаморфизма глубоких недр наряду с тектонически ослабленными пограничными поясами должны регистрироваться весьма протяженные территории проседания, подобно тому как это отмечается для Тунгусской синеклизы и др. Несомненно также, что максимальные компенсационные просадки в этом случае должны прослеживаться на территориях, где процесс переработки вещества пород в недрах зашел наиболее далеко.

Изложенные выше представления помимо уточнения некоторых причин и условий формирования углекислых вод позволяют также подойти к вопросу об отдельных закономерностях пространственного размещения провинций различных подземных минеральных вод, в частности к вопросу о причинах тесного соседства провинций холодных углекислых вод и маломинерализованных азотных щелочных терм.

Учитывая низкие температурные градиенты, присущие, в частности, Монгольской, Приморской, Забайкальской и другим областям углекислых вод, правомерно предположить, что термический региональный метаморфизм пород с широким течением химических реакций здесь происходит на больших глубинах (20—40 км), в зонах с весьма значительными геостатическими давлениями.

При этом в качестве важнейших охлаждающих процессов можно рассматривать по меньшей мере два механизма:

1) потребление эндогенного тепла на внутреннюю энергию химических реакций;

2) адиабатическое расширение движущегося вверх метаморфогенного флюида.

Кроме того, по-видимому, охлаждающим может оказаться и структурный фактор, способный при определенных обстоятельствах (надвигах) снизить теплопоток до 10—15% от первоначального (Смирнов и др., 1974; Смирнов, Кутас, 1974).

Если степень влияния адиабатического расширения глубинных флюидов оценить в настоящее время практически не представляется возможным из-за отсутствия надежных отправных данных (состояние отдельных компонентов флюида, их парциальные давления и т. д.), то роль химических реакций метаморфизма в поглощении исходного тепла численным оценкам поддается. Пользуясь известными термодинамическими константами, а также принятыми в петрологии методами оценки тепловых эффектов магматических и мета-

морфических реакций (Наумов и др., 1971; Карпов и др., 1971 и др.), возможно установить энтальпийные характеристики тех или иных процессов преобразования вещества горных пород как для стандартных условий (298 К), так и применительно к повышенным температурам.

В частности, следует, что такие реакции, как кальцит + тальк + кремнезем (1); разложение термолита (2); разложение талька (3); кальцит + кремнезем + флогопит (7) и др., отличаются высокими положительными значениями теплового эффекта на 1 моль реагирующих веществ (табл. 6, прил. 2).

Таблица 6

Энтальпийные характеристики некоторых метаморфических реакций

Реакция и ее номер	Стандартная энтальпия ( $\Delta H_{298}^0$ ), Дж/моль	Энтальпия при различных температурах ( $\Delta H_T^0$ ), Дж/моль
6 кальцит + 5 тальк + + кремнезем (1)	$49,18 \cdot 10^4$	$H_{473} = 20,59 \cdot 10^4$ $H_{573} = -1,62 \cdot 10^4$ $H_{673} = -19,18 \cdot 10^4$
Разложение термолита (2)	$59,37 \cdot 10^4$	—
Разложение талька (3)	$15,74 \cdot 10^4$	$H_{773} = 15,31 \cdot 10^4$ $H_{873} = 14,75 \cdot 10^4$ $H_{973} = 14,05 \cdot 10^4$
6 кремнезем + 3 кальцит + флогопит (7)	$69,95 \cdot 10^4$	$H_{773} = 68,94 \cdot 10^4$ $H_{873} = 69,36 \cdot 10^4$ $H_{973} = 69,98 \cdot 10^4$
3 кальцит + роговая об- манка + 2 кремнезем (12)	$30,36 \cdot 10^4$	—

Как следует из табл. 6, может иметь место как уменьшение теплосодержания с ростом температур среды (реакция 1), так и, наоборот, — рост энтальпии с повышением нагретости недр. Однако во всех случаях в диапазонах температур, характерных для тех или иных метаморфических фаций, типичны положительные значения энтальпии, т. е. идет потребление тепла, отбор его из внешней среды для течения реакций регионального метаморфизма.

Говоря о масштабах такого потребления тепла и переходя от оценок энтальпии, полученных для грамм-молекулярных весовых содержаний, к теплосодержаниям, присущим процессам в природных масштабах, обратимся к ранее рассмотренным уравнениям (28)—(33).

Из уравнения (28) следует, что весовые доли минералов, реагирующих в  $1 \text{ м}^3$  породы, можно записать:

$$G_1 = \frac{AV_0 \cdot 10^3}{\frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3}}; \quad G_2 = \frac{AV_0 \frac{bM_2}{aM_1} \cdot 10^3}{\frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3}};$$

$$G_3 = \frac{AV_0 \frac{cM_3}{aM_1} \cdot 10^3}{\frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3}}.$$

Отсюда оценим то количество тепла, которое необходимо для течения метаморфической реакции, приводящей к образованию новой минералогической ассоциации в  $1 \text{ м}^3$  породы,

$$\sum_{\sigma_1}^{\sigma_3} \Delta H'_T = \frac{10^6 V_0 A \left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} + \frac{cM_3}{aM_1} \right) (\Delta H_{\sigma_1} + \Delta H_{\sigma_2} + \Delta H_{\sigma_3})}{\frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3}}, \text{ Дж}$$

или для массива объемом  $E$  тыс.  $\text{м}^3$

$$\sum_{\sigma_1}^{\sigma_3} \Delta H_T = \frac{10^6 EA \left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} + \frac{cM_3}{aM_1} \right) (\Delta H_{\sigma_1} + \Delta H_{\sigma_2} + \Delta H_{\sigma_3})}{\frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3}}, \text{ Дж. (40)}$$

Исходя из приведенных зависимостей, можно оценить время, необходимое для завершения реакции метаморфизма в данном объеме породы.

Так, если известна величина теплопотока  $q$  ( $\text{мДж/см}^2 \cdot \text{с}$ ) и площадь искомого сечения  $S$  ( $\text{м}^2$ ), нормального по отношению к основному вектору теплопотока, то за время  $\tau$  (сут) в массив объемом  $V$  поступит тепло в количестве

$$Q = 8,64 \cdot 10^8 q S \tau, \text{ Дж.}$$

Отсюда

$$\tau = \frac{3,17 \cdot 10^{-6} EA \left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} + \frac{cM_3}{aM_1} \right) (\Delta H_{\sigma_1} + \Delta H_{\sigma_2} + \Delta H_{\sigma_3})}{\left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) q_n S}, \text{ лет,}$$

где  $\Delta H_{\sigma_1}$ ;  $\Delta H_{\sigma_2}$ ;  $\Delta H_{\sigma_3}$  — энтальпия реакции при данной температуре для минералов  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  соответственно,  $\text{Дж/моль}$ ;

$q$  — доля теплопотока, необходимая для хода реакции,  $\text{мДж/см}^2 \cdot \text{с}$ .

Остальные обозначения даны к уравнениям (21)—(31).

Рассмотрим в качестве примера потребление тепла на течение реакции в массиве объемом  $20 \text{ км}^3$  (длина  $10 \text{ км}$ , ширина  $2 \text{ км}$ , мощность  $1 \text{ км}$ ), сложенном кремнеземом, кальцитом, флогопитом. Их весовые соотношения в  $1 \text{ т}$  породы (в  $\text{кг}$ ) соответственно  $50$ ,  $50$  и  $900$ .

В данной реакции при таком соотношении содержащихся в породе минералов определяющим является кремнезем.

Заметим, что с учетом стехиометрических соотношений и уравнения (28) масса реагирующих минералов в 1 м<sup>3</sup> данной породы может составлять 402 кг (см. прил. 1, реакция 7, строка 1, графа 8).

Если это так, то тепловой эффект реакции метаморфизма, протекающий в 1 м<sup>3</sup> породы, составит:

$$\sum_{\sigma_1}^{\sigma_3} \Delta H_{773} = \frac{10^{10} \cdot 50 (360 + 300 + 416) 68.94}{360 \cdot 372,2} = 2,77 \cdot 10^{11} \text{ Дж};$$

для 873 К

$$\sum_{\sigma_1}^{\sigma_3} \Delta H_{873} = \frac{10^{10} \cdot 50 (360 + 300 + 416) 69.36}{360 \cdot 372,2} = 2,78 \cdot 10^{11} \text{ Дж};$$

для 973 К

$$\sum_{\sigma_1}^{\sigma_3} \Delta H_{973} = \frac{10^{10} \cdot 50 (360 + 300 + 416) 69.98}{360 \cdot 372,2} = 2,81 \cdot 10^{11} \text{ Дж}.$$

Соответственно этому для метаморфического преобразования массива породы объемом  $E = 20 \text{ км}^3$  потребовалось бы внутреннее тепло в количестве  $5,52 \cdot 10^{21}$ ;  $5,56 \cdot 10^{21}$  и  $5,62 \cdot 10^{21}$  Дж. Или, условно принимая этот процесс равномерным во времени, можно оценить те теплотокки, которые потребовались бы в течение, например, третино-четвертичного времени ( $31 \cdot 10^6$  лет).

В этом случае для метаморфизации толщи мощностью 1 км и при площади блока  $20 \text{ км}^2$  ( $2 \cdot 10^{11} \text{ см}^2$ ) понадобился бы теплотокк ( $28,33 - 28,74$ )  $\cdot 10^{-6}$  Дж/см<sup>2</sup>·с, т. е. потребление тепла на метаморфические реакции должно резко снижать величины теплотокков.

Качественно оценивая роль адиабатического расширения, можно предположить, что путями эвакуации глубинных флюидов, равно как и концентрации теплотокков, являются зоны разрывных дислокаций (Смирнов, 1972; Поляк, Смирнов, 1968; Череменинский, 1972 и др.). Они по существу являются региональными коллекторами, собирающими с большой площади дегазации высоконагретые продукты метаморфизма.

В силу этого для таких глубокозаложенных тектонических нарушений, видимо, должны быть типичны сравнительно высокие восходящие скорости (и расходы) глубинного флюида, что, вероятно, обеспечивает снижение температуры в трещинном канале за счет эффекта адиабатического расширения газа.

Следует отметить, что адиабатический эффект снижения температур учитывался рядом геологов и геофизиков (Verhoogen, 1951, 1954; Jacobs, 1954; Turner, 1951 и др.). Наложение двух названных процессов, очевидно, оказывает мощное охлаждающее влияние на вышележащие толщи. Таким образом, в регионах, где проходит

интенсивная дегазация недр, должен фиксироваться своеобразный обрыв теплового потока.

На основании статистических оценок по весьма значительному материалу к аналогичному выводу приходит Я. Б. Смирнов (1972), указывающий, что «...области наиболее вероятного развития регионального метаморфизма пространственно совпадают с зоной наименьших тепловых потоков».

В периферийных зонах активизированных областей, где толщи нагреты до температур ниже критических и где поэтому процессы палингенеза и дегазации пород не имеют места, эффект охлаждения разреза отсутствует.

Здесь в пределах рифтовых систем, характеризующихся высокой полостностью разрывных зон, фиксируются высокие плотности тепловых потоков. В частности, Е. А. Любимовой (1968) показано, что в пределах впадины Байкала имеет место тепловой поток, значительно превосходящий средний континентальный тепловой поток.

В связи с этим в силу установленного факта незначительности влияния давления на рост критических температур переработки вещества горных пород (Винклер, 1969) можно предположить, что протяженность тела глубинного теплоносителя поперек рассматриваемой системы невелика. Отношение осей эллипса давящей снизу магмы близко к единице, а крылья поршня довольно круто уходят на глубину (см. рис. 11). Наличие магматогенно-метаморфических толщ в краевых зонах подвижного пояса в сочетании с полным отсутствием в подземных водах геохимически важного компонента — метаморфической углекислоты способствует тому, что здесь формируются протяженные провинции слабоминерализованных азотных терм, окаймляющих ядра — провинции холодных углекислых вод.

Таким образом, можно считать, что углекислота подземных минеральных вод провинций углекислых вод свидетельствует о протекающих на глубине весьма значительных химических и механических перерождениях горных пород под воздействием интенсивно протекающих энергетически мощных геологических процессов.

В связи с тем, что вещество в пределах этой провинции претерпевает наиболее глубокое перерождение, здесь, очевидно, имеют место максимальные компенсационные просадки всей толщи, венчающей зоны метаморфизма, сопровождающие сокращение удельного объема перерабатываемых пород. В пользу предложенной модели формирования тектонически ослабленных зон, развития водонапорных систем и становления провинций минеральных вод служит и ряд других геолого-геофизических факторов.

Установлено, что с провинциями азотных терм, занимающими в подвижных поясах периферические зоны, совпадают территории с интенсивными сейсмопроявлениями (Барабанов, Дислер, 1968 и др.). Аналогичные наблюдения были сделаны за рубежом при изучении термопроявлений в различных частях земного шара (Исландия — Truggvasson et al, 1952; Ward and Björnsson, 1971; США — Brune and Allen, 1967; Lange and Westphal, 1969; Hamilton and Muffler, 1972; Сальвадор — Ward and Jacob, 1971; Япония — Oki et al,

1968; Кения — Tobin et al, 1969; Италия — Malaroda and Raimondi, 1957; Karnik, 1969 и др.).

В частности, рассматривая сейсмичность Исландии, П. Л. Уорд и С. Бьернсон указывают, что наибольшее число мелких землетрясений, зарегистрированных на острове, приурочены к геотермальным площадям. Другим важным, на наш взгляд, обстоятельством является указание на небольшие глубины гипоцентров таких землетрясений, составляющие 2—6 и реже до 13 км.

Р. М. Гамильтон и Л. И. Маффлер (Hamilton, Muffler, 1972) показывают для паротермальной зоны Гейзеры в графстве Сонома (Калифорния) совпадение эпицентральной плоскости микроземлетрясений с геотермальным полем, приуроченным к зоне крупного нарушения. При этом глубина фокуса землетрясения, оцененная по данным 53 землетрясений, составляла не более 4 км.

Аналогичные явления зарегистрированы вблизи площадей распространения терм в горной цепи Саутус (штат Айдахо), в горах Сокорро (Нью-Мексико), в пределах геотермальной площади Бриджпорт (Калифорния) и в штате Невада американскими исследователями У. Г. Вестфалом и А. Л. Ланге (1966).

Обращаясь к природе мелкофокусных землетрясений, Г. Гриндли (Grindley, 1966), Мак Нитт (Mc. Nitt, 1965) и Г. Бодварсон (Bodvarsson, 1966) приходят к выводу о том, что они имеют место в случаях, когда происходит смещение массива горных пород вдоль зоны нарушения. Еще раньше геологи Б. А. Петрушевский (1960), И. В. Кириллова, А. А. Сорский (1960) и др. высказали предположения об основных механизмах, обуславливающих возникновение землетрясений. В частности, предполагалось, что большинство мелкофокусных землетрясений являются приповерхностным отражением глубинных перемещений масс в нижних частях коры и под корой.

Ф. А. Макаренко, говоря о возможностях сейсмопроявлений над некоторыми глубоко залегающими полостями, отмечает: «...возможны, по-видимому, и «случайные» толчки с близкими очагами, если учесть указанное ранее о вероятности развития крупных карстовых пустот в районе лакколитов. Даже небольшие обвалы в карстовых пустотах на глубине должны давать встряски местности и пульсации в источниках».

Принимая во внимание изложенные выше положения и исходя из предполагаемой модели развития структур, можем допустить, что региональное прогибание верхнего структурного этажа над зоной метаморфизма обуславливает во фланговых частях подвижного пояса значительные растягивающие тектонические напряжения, которые после очередного превышения предела прочности на скалывание дают новые или омолаживают (раскрывают полости) ранее существовавшие разрывные дислокации и разрешаются в виде сейсмических толчков.

Именно к таким зияющим разрывным дислокациям приурочены хорошо проницаемые водонапорные системы, обеспечивающие

высокие действительные скорости инфильтрации атмосферных вод, эффективный теплосъем на глубинах и высокодебитную разгрузку на поверхности в виде термальных источников (Макаренко и др., 1972).

### Г л а в а III

#### РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫХ СИСТЕМ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД

Говоря об основных тенденциях развития подвижных поясов и связанной с этим эволюции водонапорных систем\* (приуроченных, как правило, к сетке глубокоуходящих разрывных дислокаций), можно отметить следующее.

В жизни подвижного пояса и трещинных водонапорных систем существует ряд циклов развития, отвечающих отдельным тектономагматическим этапам эволюции территории. Причем каждый цикл характеризуется несколькими стадиями (рис. 13).

Для орогенических территорий начало и конец каждого цикла обуславливаются положением фронта глубинного купола — высоконагретых магм основного состава (?).

Процесс воздымания теплоносителя, отвечающий началу цикла, обеспечивает два рода воздействия поршня на массы горных пород сводовой части: а) механическое «взламывание» толщ; б) температурная метаморфическая переработка первичного вещественного состава.

Причем здесь можно рассматривать три характерные стадии, отвечающие различным состояниям всей системы горных пород, подвергаемых воздействию высокотемпературного «поршня». Последнее в полной мере может быть отнесено и к эволюции разрывных дислокаций: 1) стадия юности (см. рис. 13, а); стадия зрелости (см. рис. 13, б); 3) стадия старости (см. рис. 13, в).

Стадия юности отвечает состоянию активизации восходящих поступательных процессов теплоносителя, когда преобладают процессы механического разрушения толщ. Такое приподнятие массы пород обеспечивает формирование систем раскрытых дислокаций, достаточно равномерно размещающихся вдоль подвижного пояса.

В силу этого начинающийся и все усиливающийся во времени процесс метаморфизации и частичной переплавки вещества кровли бывает обеспечен необходимым пространством и путями эвакуации ликвидных и газообразных продуктов переработки.

Таким образом, на ранней стадии развития для всей территории подвижного пояса (и особенно в центральных его частях) характерна хорошая раскрытость полостей трещинных систем, высокая их про-

---

\* Под этим термином понимается совокупность гидравлически взаимосвязанных трещинных каналов, обеспечивающих восполнение и дренаж флюидов в глубоких зонах горно-складчатых регионов.

Тектоническая природа таких каналов обуславливает неравномерность их распределения по площади, что предопределяет специфику гидрогеологических условий в верхних частях разреза этих территорий.

нищаемость и широкое по площади развитие  $\text{CO}_2$ -содержащих сравнительно низкотемпературных водных растворов (см. рис. 13, а).

В стадию зрелости фронт базификации характеризуется наивысшим стоянием, отдельные его апофизы достигают дневной поверхности, давая начало вулканизму (см. рис. 13, б).

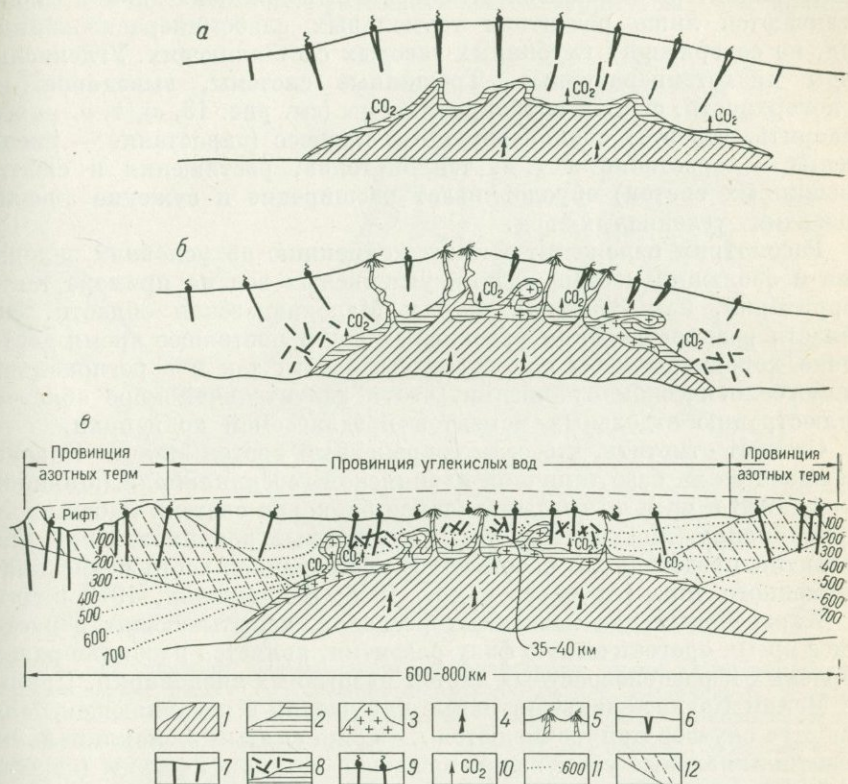


Рис. 13. Схема состояний трещинных водонапорных систем в зависимости от фазы тектоно-метаморфического развития подвижного пояса.

а — стадия юности; б — стадия зрелости; в — стадия старости.

1 — глубинный теплоноситель; 2 — зона метаморфизма; 3 — интрузивные (палингенные) комплексы; 4 — глубинные (мантийные?) флюиды; 5 — вулканы (действующие и потухшие); 6 — осадочные комплексы верхних этажей земной коры; 7 — раздвиговые зоны разрывных дислокаций; 8 — зоны разрывных дислокаций — сжатия; 9 — минеральные источники; 10 — метаморфогенные флюиды; 11 — геизотермы; 12 — региональные тектонически ослабленные зоны

Трещинные системы характеризуются очень хорошей раскрытостью в центральных вулканических частях региона. Проницаемость уменьшается к периферии подвижного пояса. Широко развиты по площади высокотемпературные  $\text{CO}_2$ -содержащие воды. Площадная разгрузка углекислых гидротермальных растворов обуславливает формирование протяженных и мощных толщ травертинов, как, в частности, это имеет место на Малом Кавказе, в Предкавказье, на Тянь-Шане и в других районах.

На стадии старости теплопоток из недр существенно сокращается, хотя все еще обеспечивает течение процессов метаморфизма на глубине. Однако при этом площади дегазации пород уменьшаются, замыкаясь непосредственно над купольной частью свода — поршня.

В силу этого периферические территории подвижного пояса, ранее характеризовавшиеся углекислыми водами, на данной стадии отличаются лишь развитием термальных слабоминерализованных вод, не содержащих глубинных газовых составляющих. Углекислые воды низкотемпературные. Трещинные системы, выводящие их к поверхности, сжаты, слабопроницаемы (см. рис. 13, *е*), т. е. можно говорить, что этот знакопеременный процесс (нарастание — уменьшение — нарастание и т. д. теплопоток, растяжения и сжатия трещинных систем) обуславливает расширение и сужение ареалов развития углекислых вод.

Рассмотрим изложенную выше концепцию об условиях заложения и эволюции месторождений углекислых вод на примере таких территорий, как Забайкальская и Малокавказская области. Эти области распространения углекислых вод в настоящее время достаточно хорошо изучены как в геологическом, так и в регионально-гидрогеологическом отношении, что в значительной мере облегчит иллюстрацию отдельных моментов предлагаемой концепции.

Следует отметить, что если современный ороген Малого Кавказа развивается на базе типичной альпийской геосинклинали (Милановский, 1968 и др.), то воздымающаяся блоковая система Забайкалья, Прибайкалья, Монголии и др. в длительный докайнозойский этап развития представляли собой консолидированное сооружение платформенного типа (Арсеньев и др., 1958; Зонненшайн, 1972 и др.).

Характерным для названных регионов, испытывающих в настоящее время орогеническую фазу развития, является изобилие разнообразных и разновозрастных систем разрывных дислокаций. Причем на Малом Кавказе дизъюнктивные нарушения в подавляющем большинстве случаев приурочиваются к сильно смятым в синклинальные и антиклинальные сооружения осадочно-метаморфическим (нередко вулканогенно-осадочным) образованиям.

В отличие от Малого Кавказа Забайкалье, в равной мере как Прибайкалье и Северная Монголия, может быть охарактеризовано тем, что в его строении господствующими формами являются крупные блоки и глыбы (Николаев, Шенкарева, 1967). Осадочные образования, как правило, отличаются весьма малыми мощностями, слабой литификацией и бывают приурочены к отдельным тектоническим депрессиям.

Как будет показано далее, эти различия геологического строения сказываются в некоторых особенностях гидрогеологических условий крупных регионов развития углекислых вод. Важнейшей характеристикой рассматриваемых территорий является градиент скоростей тектонических воздыманий.

Малый Кавказ отличается более интенсивным воздыманием (градиент более  $8 \cdot 10^{-9}$  см/см·год), в то время как для Прибайкалья и Забайкалья соответствующий градиент определяется величиной

ниже  $8 \cdot 10^{-9}$  см/см·год (Николаев, Шенкарева, 1967). При этом для территории Прибайкалья и Забайкалья отмечается значительная дифференцированность в темпах воздымания отдельных весьма протяженных структур.

Анализ карты новейших тектонических движений (Базаров, Гераков и др., 1967) для рассматриваемой территории дает возмож-

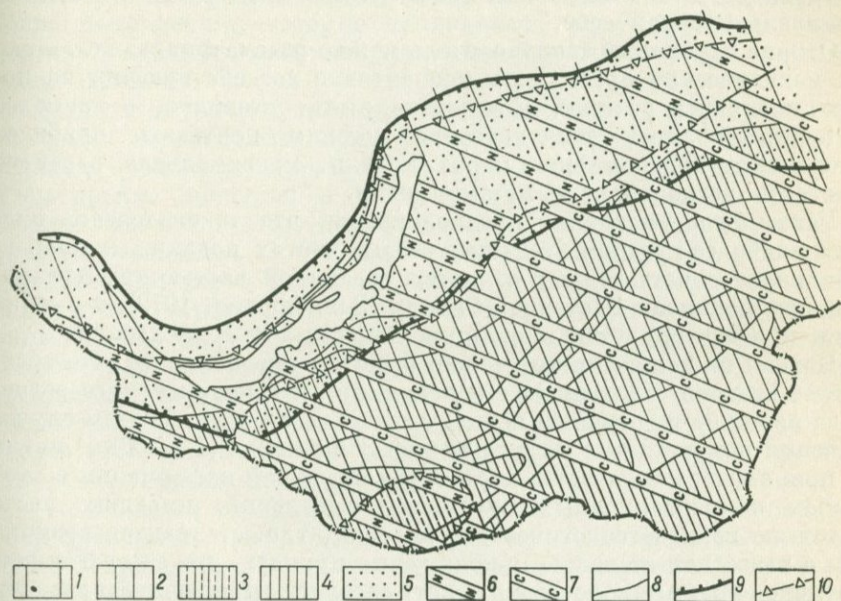


Рис. 14. Совмещенная схема геолого-геофизических полей Прибайкалья — Забайкалья. Составил Г. С. Вартанян (по материалам Д. В. Базарова, Н. Н. Геракова, В. П. Солоненко, Н. И. Николаева, С. С. Шульца, Н. С. Ломоносова и др.)

1 — области интенсивных дифференцированных новейших тектонических движений с воздыманием донеогеновой поверхности до 3000 м и более; 2 — области умеренных дифференцированных новейших тектонических движений с воздыманием донеогеновой поверхности до 1000—1600 м; 3 — области слабых дифференцированных новейших тектонических движений с воздыманием доплиоценовой поверхности до 600—1000 м (иногда более); 4 — области слабых дифференцированных новейших тектонических движений с воздыманием доплиоценовой поверхности до 400—600 м; 5 — районы с сейсмической активностью от 8 баллов и выше; 6 — провинция азотных терм; 7 — провинция углекислых холодных вод; 8 — границы раздела областей с различными скоростями воздымания; 9 — границы раздела областей с различной сейсмической активностью; 10 — границы различных провинций минеральных вод

ность оценить интенсивность восходящих движений Саяно-Байкальского свода, имевших место за третично-четвертичное время.

При этом генерализованное рассмотрение названного процесса позволяет судить о существенно опережающем воздымании горных систем, обрамляющих рифт Байкала (рис. 14). Подъем поверхности здесь составлял 3—4 км и более, в то время как абсолютные значения поднятий областей, расположенных южнее этого пояса, — Забайкалья, Бурятии, составляли лишь 1,5—2 км.

Принимая, что оживление этого крупного эпплатформенного орогенического пояса и неотектонические движения его, по-види-

тому, обусловлены воздыманием некоторого высоконагретого расплава (основные магмы (?), играющие роль выдавливающего штампа с эллипсоидной верхней границей (Беляевский, Борисов, 1964; Смирнов, 1972), допустим, что выжимание горных пород должно было бы следовать (очерчивать) контурам штампа, т. е. внешняя граница перемещаемых вверх горных массивов, приняв однажды контуры давящих снизу магм, далее должна была бы перемещаться параллельно самой себе.

Однако глубинный теплоноситель можно рассматривать не только как механический пресс, но и как активно воздействующий на породы плавящий реагент. Вследствие этого, очевидно, в наиболее приподнятой части теплоносителя должны протекать наиболее интенсивное перерождение пород кровли, максимальное развитие процессов регионального метаморфизма.

Ранее было высказано предположение, что такое течение процесса наиболее предпочтительно в осевых частях подвижных поясов. Забайкалье действительно является срединной частью геосинклинального поднятия Восточной Сибири (Зонненшайн, 1972), и именно здесь и регистрируется провинция холодных углекислых вод.

Исходя из изложенного, можно было бы предполагать, что абсолютное значение восходящего перемещения рассматриваемого региона за неоген-четвертичный период достигало 3—4 км. В этом случае значения прироста высот для районов Забайкалья (1,5—2 км) могли бы приниматься в качестве достаточно надежной информации о масштабах компенсационных просадочных явлений, имевших место за тот же период геологического времени, т. е. становится возможным с известной степенью приближения принять, что за неоген-четвертичное время (около 35 млн. лет) абсолютная величина просадки пород в Центральном Забайкалье составила не менее 2 км.

Очевидно, в соответствии с принимаемой нами моделью в этой части региона должны преобладать прогибание территории, вызванное отставанием роста осевой части подвижного пояса от его периферических частей, и обусловленные этим сжимающие горизонтальные напряжения. Наличие сжимающих горизонтальных напряжений зарегистрировано к югу от Байкальской зоны растяжений. В частности, в Монголии зафиксированы значительные сжимающие напряжения, приводящие к запечатыванию полостей основных разрывных дислокаций северо-восточного простирания (Тресков, 1968).

Краевые зоны геосинклинального подвижного пояса, по-видимому, здесь испытывают горизонтальные растягивающие напряжения. Наиболее объективным свидетельством растягивающих напряжений в краевой части рассматриваемого подвижного пояса является наличие рифта Байкала, представляющего собой крупную раздвиговую зону, ограниченную глубинными крутопадающими разрывными дислокациями типа сбросов (Белоусов, Шейнманн, 1968; Флоренсов, 1968; Хаин, 1973). Последнее особенно убедительно показано А. В. Введенской (1961), Л. А. Мишиариной (1964), А. А. Тресковым (1968) на геолого-геофизических материалах исследования рассматриваемой территории.

Указанными исследователями отмечается, что в Прибайкальской провинции термальных вод имеют место наиболее частые землетрясения; при движении на юго-восток частота сейсмопроявлений существенно сокращается. По-видимому, объяснение этим явлениям можно было бы искать, исходя из того, что Прибайкалье как крайняя область прогибающегося подвижного пояса, находясь на стыке с жесткой платформой, испытывает наиболее сильные растягивающие напряжения, которые проявляются при нарушении сплошности в массивах горных пород в виде соответствующих сейсмических толчков.

В таком случае можно было бы предположить, что высокая сейсмичность Прибайкалья свидетельствует о продолжающемся в настоящее время прогибании центральных частей подвижного пояса и раскрытии полостей в отторгаемых краевых частях системы. Причем именно в этих периферических частях подвижного пояса удается установить наибольшее количество разрывных дислокаций с открытыми, порой зияющими полостями. Здесь толща магматических и метаморфических образований по образному выражению, приведенному в работе В. П. Солоненко, В. С. Хромовских и др. (Эпицентральные зоны..., 1968) «...растерзана мощными зияющими трещинами, пересечение которых на отдельных участках создало типичную структуру битой тарелки». По-видимому, именно это обстоятельство становится решающим для формирования мощных ресурсов термальных вод.

Что касается внутренних частей подвижного пояса — Забайкальской провинции холодных углекислых вод, — то здесь сейсмичность резко сокращается, мощность землетрясений падает. По-видимому, объяснение этому можно искать в вязкопластичном характере подложки, несущей верхние жесткие и хрупкие этажи разреза (см. рис. 14).

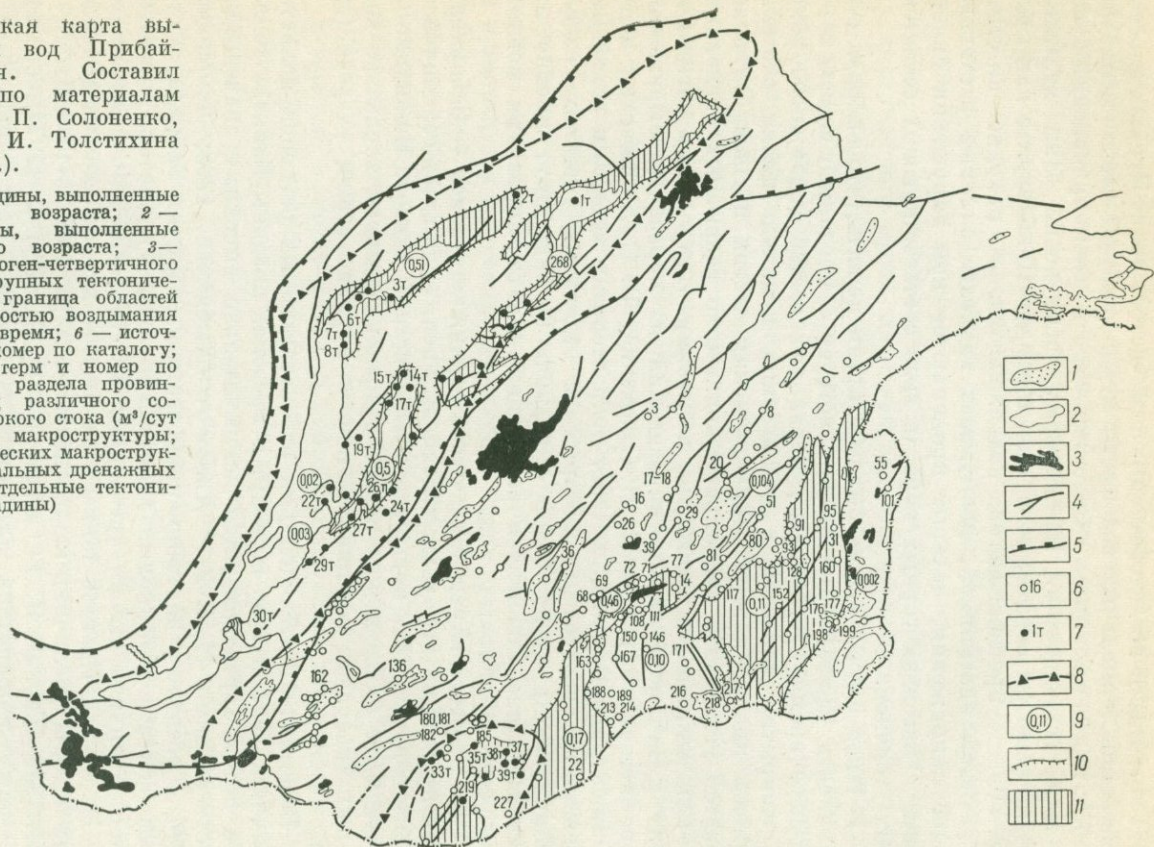
Весьма показательной для рассматриваемых регионов является величина теплопотока из недр. В пределах впадины Байкала тепловой поток характеризуется исключительно высокими значениями, достигающими  $11,72 \cdot 10^{-6}$  Дж/см<sup>2</sup>·с (Любимова, 1968; Ломоносов, 1974). Севернее в платформенной части и к югу от Байкала, в сторону области углекислых вод Забайкалья, теплопотоки сокращаются, величины их не превышают  $4,6 \cdot 10^{-3}$ — $5,02 \cdot 10^{-6}$  Дж/см<sup>2</sup>·с.

На Малом Кавказе также отмечаются высокие плотности тепловых потоков. Величины их достигают  $8,66 \cdot 10^{-6}$ — $9,71 \cdot 10^{-6}$  Дж/см<sup>2</sup>·с. Согласно оценкам Я. Г. Смирнова и Р. И. Кутаса (1974), средние значения теплопотока для этой территории составляют  $8,79 \times 10^{-6}$  Дж/см<sup>2</sup>·с. При этом северная периферия и южный (Араксинский) пояс отличаются пониженными значениями теплопотоков. Вместе с тем центральная часть Малого Кавказа характеризуется общим повышением плотности теплопотока, наличием отдельных теплоаномалий (Спитакская, Джермукская, Арзаканская и др.) (Ананян, 1966; Аветисянц, 1974; Ходжоян, Ядоян, 1973).

Общим для Малого Кавказа и Забайкалья (равно как и для других горно-складчатых территорий) является то, что локализация

Рис. 15. Схематическая карта выходов минеральных вод Прибайкалья — Забайкалья. Составил Г. С. Вартамян (по материалам Д. В. Базарова, В. П. Солоненко, В. В. Иванова, Н. И. Толстихина и др.).

1 — тектонические впадины, выполненные отложениями юрского возраста; 2 — тектонические впадины, выполненные отложениями мелового возраста; 3 — аффузивы (базальты) неоген-четвертичного возраста; 4 — линии крупных тектонических нарушений; 5 — граница областей с различной интенсивностью воздымания в неоген-четвертичное время; 6 — источник углекислых вод и номер по каталогу; 7 — источник азотных герм и номер по каталогу; 8 — граница раздела провинций минеральных вод различного состава; 9 — модуль глубокого стока ( $\text{м}^3/\text{сут}$  с  $1 \text{ км}^2$ ) по площади макроструктуры; 10 — границы тектонических макроструктур; 11 — зоны региональных дренажных систем (синклиналии, отдельные тектонические впадины)



выходов глубинных минеральных вод жестко контролируется геолого-структурным фактором и в первую очередь характером и протяженностью разрывных дислокаций (Овчинников, 1934, 1949, 1960; Врублевский, 1953; Вартанян, 1964, 1966 и др.).

Совмещение карт естественных минеральных источников с уточненными геолого-структурными картами соответствующих регионов показывает, что максимумы таких проявлений отмечены в зонах пересечения разнонаправленных и разновозрастных разрывных дислокаций. Последнее особенно четко прослеживается в зонах наложения новейших разрывных дислокаций (рис. 15, 16).

Это же хорошо выявляется по данным многоступенчатой генерализации результатов аэрокосмических съемок поверхности Земли (О возможностях изучения..., 1975) (рис. 17).

Как показывает анализ данных по водообильности источников, максимумы гидрогеологической активности совпадают также с концевыми участками разрывных дислокаций, характеризующихся обычно ветвлениями полостей нарушения и избытком систем трещин.

При этом в зависимости от морфологии той или иной зоны нарушения и характера наложения дислокации гидрогеологические процессы активизируются или подавляются. Так, для Юго-Восточного Забайкалья в целом разрывные дислокации субширотного простирания гидрогеологически пассивны.

Наоборот, поперечные зоны нарушения характеризуются лучшей полостностью. Наибольшая частота выходов минеральных вод отмечается на пересечении названных систем дислокаций.

Достаточно наглядно устанавливается это на примере Агинского поднятия, где в пределах субширотных нарушений минеральные источники практически не регистрируются (см. рис. 15).

Поскольку мы ранее предполагали, что процессы регионального метаморфизма определяют характер геологического развития крупных горно-складчатых регионов, то очевидно, что в размещении трещинных водонапорных систем конкретных территорий, эволюция которых также подчинена этим процессам, можно было бы проследить определенные закономерности.

При этом в качестве главных отличительных черт, характеризующих состояние развития региона, по-видимому, можно рассматривать степень открытости и сжатости трещинных систем, их плановое положение в зоне орогени.

Для оценки степени раскрытости трещинных водонапорных зон воспользуемся анализом величин суммарных дебитов и дебитов отдельных минеральных источников.

Для рассматриваемых территорий Малого Кавказа и Забайкалья (юго-восточная часть) установлено, что в настоящее время суммарный дебит естественных минеральных источников составляет соответственно 84,2 и 50,5 тыс. м<sup>3</sup>/сут (см. прил. 3, 4).

Имея это в виду, будем исходить из следующего допущения: дебиты источников до 400 м<sup>3</sup>/сут принимаются за среднюю фоновую величину. Все значения, превосходящие фон, относятся

к аномалиям, характеризующим повышенную раскрытость трещинной водонапорной зоны.

На основе весьма многочисленных выборок устанавливается, что все естественные проявления углекислых вод в пределах Забайкальской провинции, а также в смежной, монгольской части провинции углекислых вод отличаются низкими дебитами, обычно в коренных

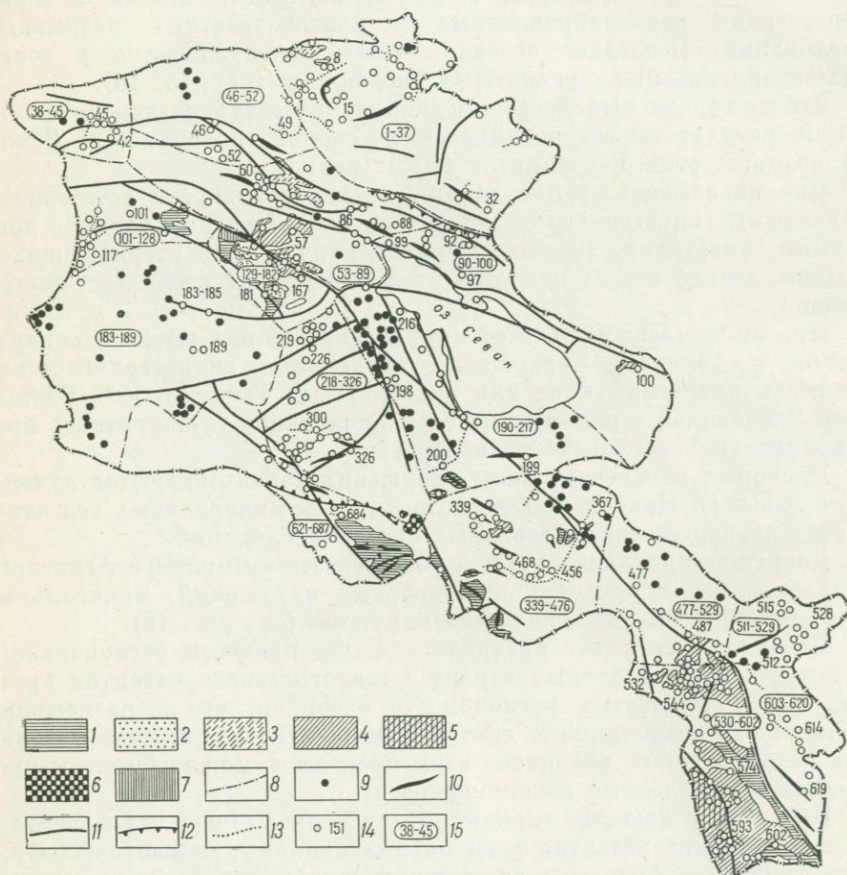


Рис. 16. Схематическая карта выходов углекислых вод на Малом Кавказе. Составил Г. С. Варгания (по материалам Н. И. Долухановой, А. А. Габриеляна, А. Л. Ананиян, М. П. Ходжояна и др.).

Вулканогенные и магматические формации различных этапов развития: 1 — палеозойская габбро-плагногранитовая формация собственно геосинклинального этапа развития (нижнеальпийские — киммерийские); 2 — предверхнемеловая и нижнемеловая габбро-гранодиоритовая. Позднегеосинклинальные и раннеорогенные формации: 3 — верхнеозоценовая гранодиоритовая; 4 — верхнеозоценовая — нижнеолигоценовая сиенит-мондонитовая; 5 — верхнеолигоцен-нижнемиоценовая гранодиоритовая. Формация орогенного (позднеальпийского) этапа развития: 6 — верхнеолигоцен-миоценовая субинтрузия (экструзия) трахиларитов; 7 — нижне-среднеплиоценовая экструзивная липаритовая; 8 — границы тектонических макроструктур; 9 — центры вулканических структур; 10 — оси антиклинальных структур; 11 — крупные разрывные дислокации; 12 — надвиги; 13 — границы раздела пород различного состава; 14 — минеральный источник и его номер по каталогу; 15 — номера источников, зарегистрированных в данной макроструктуре

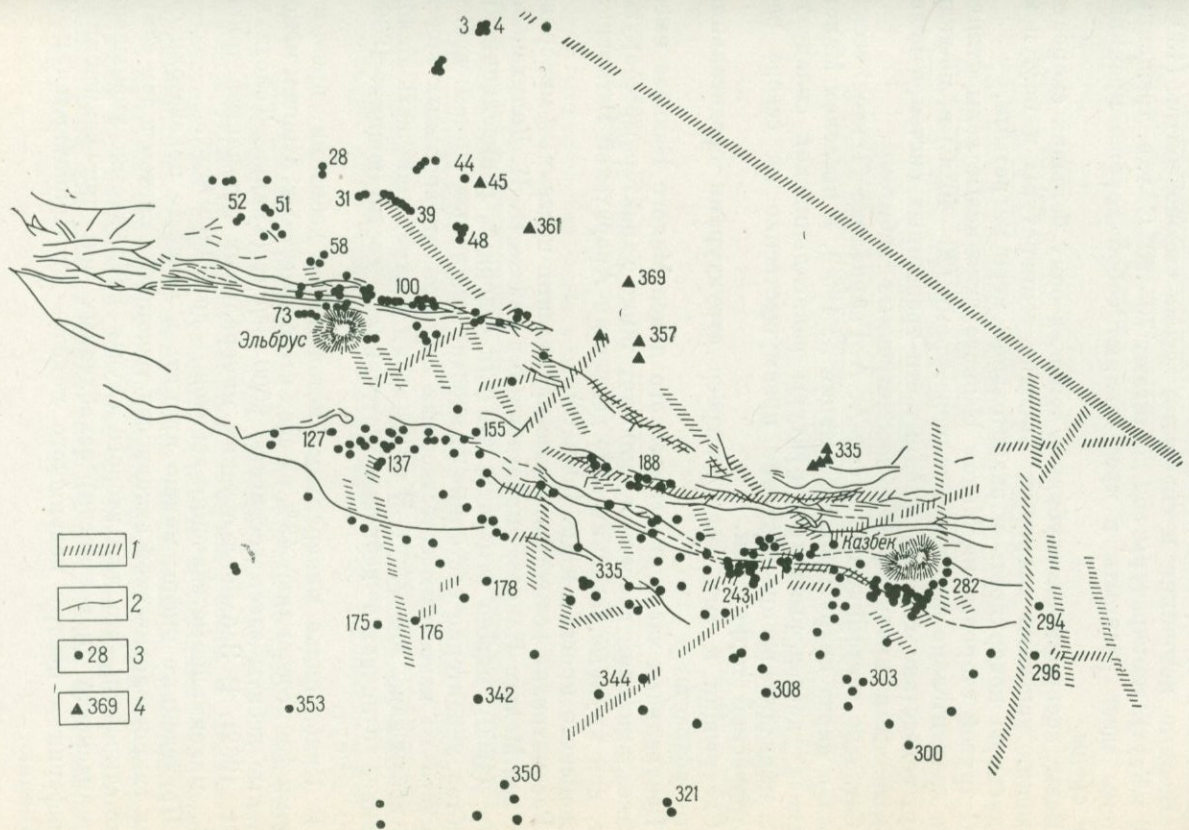


Рис. 17. Схематическая структурно-гидрогеологическая карта Центрального Кавказа (выходы минеральных вод). Составили Г. С. Вартамян, В. Д. Скарятин, Т. Н. Соустова, Л. Г. Коморова.

1 — разрывные дислокации по данным геологической съемки; 2 — линейменты — зоны разрывных дислокаций по данным аэро-космосъемки; 3 — источники углекислых вод и номер по каталогу; 4 — источники сероводородных вод и номер по каталогу

выходах не превышающими 250—430 м<sup>3</sup>/сут (в среднем 340 м<sup>3</sup>/сут) и редко достигающими 500 м<sup>3</sup>/сут.

Дебиты скважин также невысоки. Суммарные эксплуатационные запасы отдельных месторождений колеблются в пределах 400—600 м<sup>3</sup>/сут. Это обстоятельство с очевидностью свидетельствует о том, что скважность глубинных трещинных каналов, выводящих углекислые воды, невысока, полости их в значительной мере запечатаны.

Напротив, в пределах провинции азотных термальных вод естественные источники и скважины весьма высокодебитны (1300—9000 м<sup>3</sup>/сут), температуры вод достигают 70—90° С, т. е. трещинные системы здесь раскрыты и представляют собой хорошо проницаемые среды.

Воды, воспринимая глубинное тепло, в силу больших скоростей движения успевают сохранить высокие температуры и поступают на дневную поверхность в значительной мере нагретыми.

С другой стороны, на Малом Кавказе углекислые воды отличаются сравнительно высокими температурами (20—40° С) и, по-видимому, вследствие хорошей раскрытости трещинных систем, в целом повышенными против ранее рассмотренных дебитами.

Согласно тектонической схеме А. А. Габриеляна (Тектоническая карта и карта интрузивных формаций..., 1968), в пределах Малого Кавказа удастся выявить структуры раннеальпийской складчатости, имеющие распространение преимущественно на севере рассматриваемой территории.

Следующий к югу пояс построен структурами среднеальпийского возраста.

Центральная часть орогенического пояса Малого Кавказа имеет позднеальпийский возраст и включает такие характерные сооружения, как крупные тектонические депрессии Араратской котловины, Ереванского прогиба и др. (рис. 18).

Рассматривая все естественные проявления подземных минеральных вод Малого Кавказа, приведенные в работе Н. И. Долухановой и др. (1960), можно отметить, что для северных раннеальпийских хребтов характерно состояние сжатости трещинных систем: дебиты каждого из известных естественных выходов минеральных вод не достигают даже 200 м<sup>3</sup>/сут. В то же время центральная часть Малого Кавказа отличается дебитами источников, достигающими 1800—2000 м<sup>3</sup>/сут.

В Прибайкалье минеральные источники с дебитами, превышающими фон, составляют 43% от всех ныне известных. Причем максимальные дебиты здесь достигают 9000 м<sup>3</sup>/сут (Ткачук, Толстихин, 1961, 1962). В Забайкалье таких минеральных источников только 16%, максимальные значения дебитов — до 2500 м<sup>3</sup>/сут.

Приведенные цифры можно принять в качестве показателя степени гидрогеологической активности трещинных систем и тем самым констатировать, что для второго случая наблюдается уменьшение проницаемости (полостности) ослабленных зон при движении от периферии к центру подвижного пояса — от Прибайкалья к Забайкалью.

Для характеристики подземных водоносных систем был введен и использован так называемый модуль подземного стока (Макаренко, 1950; Куделин, 1960 и др.).

В качестве весьма важного интегрального показателя, характеризующего состояние глубоко залегающих трещинных водоносных

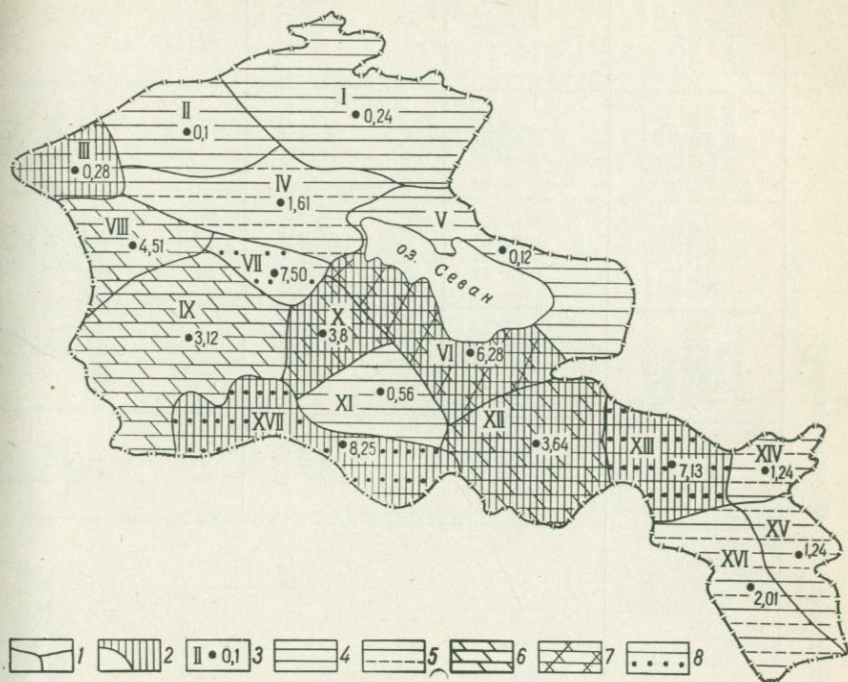


Рис. 18. Схематическая карта модулей глубокого стока углекислых вод (Малый Кавказ). Составил Г. С. Вартамян.

1 — границы макроструктур; 2 — тектонические макроструктуры позднеальпийского возраста; 3 — номер и геометрический центр макроструктуры; арабская цифра — модуль глубокого стока (в м<sup>3</sup>/сут с 1 км<sup>2</sup>): 4 — до 1; 5 — до 3; 6 — до 5; 7 — до 7; 8 — более 7. Структуры: I — антиклинории и синклинории северных хребтов; II — Лорийская котловина; III — Верхне-Ахурянская котловина; IV — Памбак-Вазумская горно-складчатая система; V — Севанская горно-складчатая система; VI — Севанский прогиб; VII — Цахкуняцкий антиклинорий; VIII — Ширакский прогиб; IX — Арагацкий антиклинорий; X — Ереванский прогиб; XI — Чатминская синклиналь; XII — Айоцзорский антиклинорий; XIII — Воротянские впадины; XIV — Горисский синклинорий; XV — Кафанский антиклинорий; XVI — Загтезурский антиклинорий; XVII — Араратский прогиб

систем на больших площадях, очевидно, также могут выступать модуль глубокого стока и модуль выноса CO<sub>2</sub> (табл. 7—9).

Построенные на основе данных о модулях стока и выноса CO<sub>2</sub> соответствующие карты позволяют судить о наличии территорий с угнетенными трещинно-жильными системами и, наоборот, выявлять крупные структуры, служащие региональными дренажными системами для восходящих потоков глубокой циркуляции. Показательны в этом отношении карты по Малому Кавказу и Забайкалью (см. рис. 15, 18).

## Ресурсы углекислых вод Малого Кавказа

Возраст складчатости	Структура	Площадь, км <sup>2</sup>	Суммарный дебит источников, м <sup>3</sup> /сут	Модуль, м <sup>3</sup> /сут с 1 км <sup>2</sup>	Средняя концентрация СО <sub>2</sub> , кг/м <sup>3</sup>	Суммарный вынос СО <sub>2</sub> , кг/сут	Модуль выноса СО <sub>2</sub> , кг/сут с 1 км <sup>2</sup>
Раннеальпийский	Папакарский синклиниорий . . . . .	170	53	0,31	2,01	107	0,63
	Иджеванский »	335	85	0,25	2,01	171	0,51
	Горисский »	805	853	1,06	0,86	734	0,91
			991	Средний 0,54		1 012	0,68
	Алавердский антиклинорий	1360	240	0,18	2,01	482	0,35
	Шампадинский »	760	190	0,25	2,01	382	0,50
	Кафанский »	1155	1 431	1,24	0,84	1 202	1,04
			1 861	Средний 0,56		2 066	Средний 0,63
Среднеальпийский	Чатминская синклиналь	1115	621	0,56	1,47	913	0,82
	Лорийское плато	1575	165	0,10	1,57	259	0,16
	Севанская горно-складчатая система	1575	181	0,12	0,99	179	0,11
	Памбак-Базумская горно-складчатая система . . . . .	2135	3 433	1,61	1,64	5 630	2,64
Среднеальпийский	Айюцзорский синклиниорий . . . . .	2465	8 972	3,64	2,15	19 289	7,83
	Воротанские впадины	1295	9 019	7,13	1,31	11 815	9,12
			22 391	Средний 2,19		38 085	Средний 3,45
	Цахкуняцкий антиклинорий . . . . .	975	7 258	7,50	1,70	12 338	12,7
	Арагацкий »	3465	10 800	3,12	1,57	16 956	4,89
Зангезурский »	1645	3 309	2,01	0,85	2 813	1,71	
Ширакский »	975	266	0,27	1,63	434	0,45	
		21 633	Средний 3,2		32 541	Средний 4,94	
Позднеальпийский	Севанский прогиб	2195	13 776	6,28	1,28	17 633	8,03
	Ереванский »	1125	4 146	3,80	3,93	16 294	14,6
	Арагатский »	1715	14 145	8,25	0,75	10 609	6,19
	Ширакский »	1155	5 204	4,51	1,53	7 962	6,89
			37 271	Средний 5,71		52 498	Средний 8,93
	Всего		84 147			126 202	

## Ресурсы углекислых вод Юго-Восточного Забайкалья

Структура	Площадь, км <sup>2</sup>	Суммарный дебит источников, м <sup>3</sup> /сут	Модуль, м <sup>3</sup> /сут с 1 км <sup>2</sup>	Средняя концентрация CO <sub>2</sub> , кг/м <sup>3</sup>	Суммарный вынос CO <sub>2</sub> , кг/сут	Модуль выноса CO <sub>2</sub> , кг/сут с 1 км <sup>2</sup>
Провинция углекислых вод						
Даурская подвижная зона . . . . .	16 180	2702	0,17	2,35	6 350	0,39
Центральная синклиналь . . . . .	39 068	4474,4	0,11	2,29	10 246	0,26
Ингодинский синклинорий . . . . .	3 438	1584	0,46	2,74	4 313	1,25
		8750,4	Средний 0,25		20 909	0,63
Приаргунское поднятие . . . . .	28 750	51	0,002	2,10	107	0,004
Агинское поднятие . . . . .	25 938	2448,2	0,10	1,79	4 382	0,17
Борзовичный антиклинорий . . . . .	39 375	4100	0,104	2,66	10 906	0,32
		6599,2	Средний 0,07		15 395	0,16
Всего . . . . .		15349,1			36 304	

Таблица 9

## Ресурсы азотных терм Прибайкалья

Структура	Площадь, км <sup>2</sup>	Суммарный дебит источников, м <sup>3</sup> /сут	Модуль глубового стока, м <sup>3</sup> /сут с 1 км <sup>2</sup>
Баргузинская тектоническая впадина . . . . .	7 625	553	0,07
Верхнеангарская » » . . . . .	5 530	2 800	0,51
Эмбриональные рифтовые впадины северо-востока Прибайкалья . . . . .	7 475	8 630	1,16
		11 983	Средний 0,58
Баргузинский горст-антиклинорий . . . . .	14 900	4 300	0,29
Котовский » . . . . .	6 870	200	0,03
Святой Нос (горст) . . . . .	965	20	0,02
		4 520	Средний 0,11
Всего . . . . .		16 503	

Рассматривая эти два крупных региона, можно отметить, что характер распределения в плане гидрогеологически активных и сжатых трещинных водонапорных систем здесь не совпадает. Если в пределах Малого Кавказа имеет место повышение проницаемости от периферии к центру подвижного пояса, то в Прибайкалье и Забайкалье наоборот.

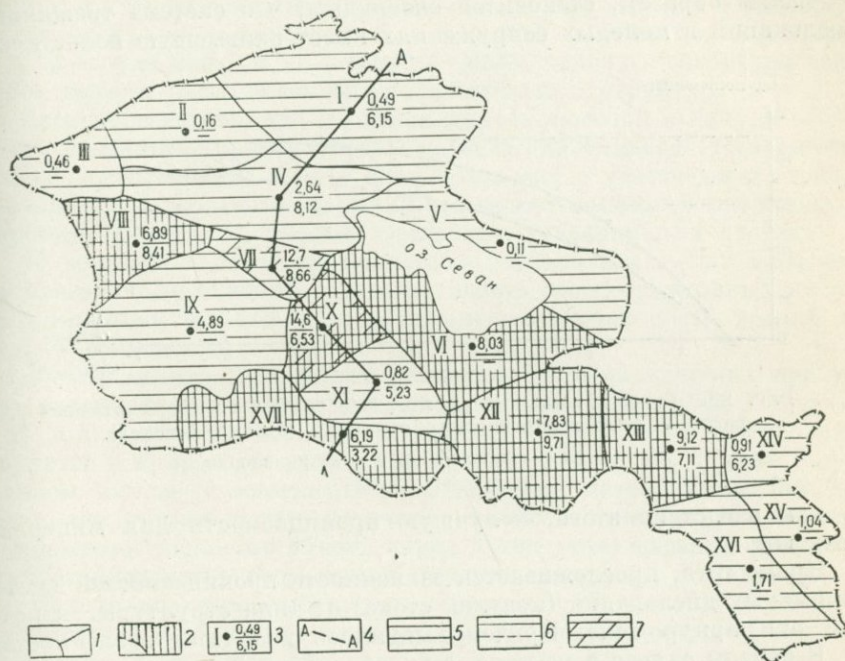


Рис. 19. Схематическая карта модулей выноса  $\text{CO}_2$  (Малый Кавказ). Составил Г. С. Вартамян.

1 — границы макроструктур; 2 — тектонические макроструктуры позднеальпийского возраста; 3 — номер и геометрический центр макроструктуры; в числителе — модуль выноса  $\text{CO}_2$ , кг/сут с  $1 \text{ км}^2$ , в знаменателе — величина теплопотока, мДж/с с  $1 \text{ км}^2$ ; 4 — линия профиля. Зоны с модулями выноса  $\text{CO}_2$  (в кг/сут с  $1 \text{ км}^2$ ): 5 — до 3; 6 — до 10; 7 — более 10. Остальные условные обозначения см. на рис. 18

Исходя из принимаемой генерализованной схемы развития горно-складчатых территорий, можно предположить, что Малый Кавказ по ряду геологических признаков (недавний вулканизм, продолжающийся в настоящее время интенсивный рост, высокие теплопотоки и др.) находится на стадии зрелости, когда трещинные водонапорные системы наиболее хорошо раскрыты в центральных частях пояса и, наоборот, запечатаны на периферии его (см. рис. 12, 15, 18, 19).

Территория Забайкалья, по-видимому, находится в стадии старости, когда рост структур практически прекратился (или сильно замедлился), а процессы переработки вещества горных пород в зоне метаморфизма и сопровождающее их уменьшение удельного объема все еще интенсивны.

Анализ данных по модулям глубокого стока позволяет выявить также и другие особенности движения и разгрузки минеральных вод.

Прежде всего удается установить очень четкое и закономерное изменение величины модуля в зависимости от возраста той или иной геологической структуры: наиболее молодые структуры отмечаются наивысшими значениями модулей.

Таким образом, становится очевидным, что система трещинных дислокаций в молодых сооружениях имеет наивысшую полнотность

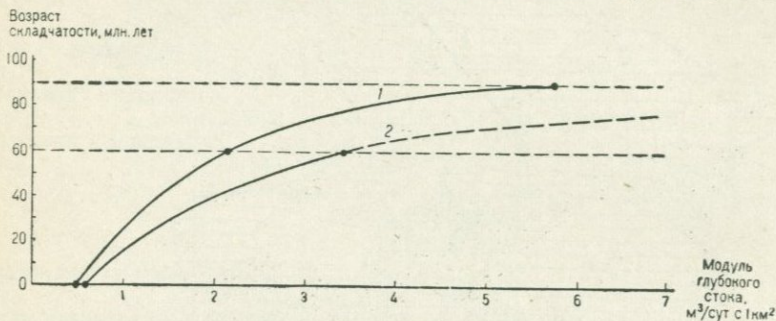


Рис. 20. График зависимости модулей глубокого стока от возраста и типа геологических структур (Малый Кавказ).

1 — синклиниории, 2 — антиклиниории

и, как следствие этого, — лучшую проницаемость для минеральных вод.

Кроме того, прослеживается зависимость проницаемостей систем разрывных дислокаций (модулей стока) от типа структуры, к которой они приурочены. Причем выявилось два типа зависимостей.

В первом случае в регионе с преобладающей пликативной формой структур (Малый Кавказ) наибольшая полнотность разрывных дислокаций характерна для разгруженных структур типа антиклиналей, особенно для их сводовых частей. И, наоборот, сжимающий эффект характерен для отрицательных структур. Такая зависимость иллюстрируется графиком модулей глубокого стока для Малого Кавказа (рис. 20, см. табл. 7).

В пределах регионов, где преобладающей формой тектонического строения являются глыбово-блоковые сооружения, наблюдается иная связь.

Максимальные значения модулей глубокого стока типичны для тектонических впадин, выполненных маломощными рыхлообломочными осадочными образованиями (Прибайкалье, Забайкалье) (см. табл. 8—9).

Причем, говоря о ресурсах и интенсивности развития глубинных минеральных вод в этих геологических структурах, следует иметь в виду, что в приповерхностных условиях, помимо указанной выше полнотности трещинных систем, существенную роль играет гипсометрия рельефа структур. Так, в отрицательных структурах, граничащих с положительными формами рельефа, происходит нако-

пление глубинных минеральных вод. Значительная часть глубоких вод поступает сюда из хорошо раскрытых трещинных водонапорных систем в антиклинальных сооружениях, а слабая литифицированность отложений, заполняющих эти впадины, способствует осушению периферийных блоков, т. е. ресурсы минеральных вод отдельных тектонических депрессий, с одной стороны, будут формироваться за счет глубинной составляющей, разгружающейся непосредственно в пределах этих систем, а с другой — за счет минеральных вод, разгружающихся со стороны окаймляющих гипсометрически более высоко расположенных положительных структур.

Следует отметить, что в данном случае имеются в виду не собственно радиально-горизонтальные потоки, движущиеся от возвышенностей к депрессиям, а речь идет о том, что с участками с отрицательными структурными формами совпадают местные депрессионные воронки, развитые в районе трещинных водонапорных систем.

К вопросу о влиянии процессов регионального метаморфизма на просадочные явления и запечатывание систем разрывных дислокаций можно подойти также, оценивая интенсивность выноса из недр углекислоты.

Учитывая, что углекислота является одним из основных продуктов метаморфических реакций (Коржинский, 1935; 1955; Жариков, 1960 и др.), и исходя из того факта, что  $\text{CO}_2$  наиболее широко фиксируется в природных подземных водах, примем, что данные о суммарном выносе углекислоты минеральными источниками той или иной территории могут позволить оценить примерную величину уменьшения удельного объема пород в зоне метаморфизма за некоторый определенный промежуток истории региона.

Исходя из приведенных ранее вычислений, оценим количество углекислого газа, вынесенного за четвертичный период — 1 млн. лет (см. табл. 7, 8, рис. 19).

За указанный отрезок времени вынесено  $47 \cdot 10^9$  т по территории Малого Кавказа и  $15 \cdot 10^9$  т по юго-восточной части Забайкалья. При этом следует иметь в виду, что, очевидно, полученные значения существенно занижены из-за следующих обстоятельств.

1. Учитывались лишь дебиты источников, а не величины естественных ресурсов углекислых вод, что, по-видимому, снижает расчетные данные в 15—30 раз.

2. Учтены лишь величины растворенной углекислоты: спонтанная фаза, как правило, в существующих каталогах не находит отражения.

3. При расчете, построенном на применении полученных выше уравнений, принимается, что метаморфизованные породы практически не имеют пористости. По существу же естественная пористость будет повышать эффект уменьшения удельного объема породы, попавшей в зону метаморфизма.

4. Принято, что интенсивность дегазации сохранялась постоянной в течение всего четвертичного периода и т. д.

Например, если принять, что процесс метаморфизма протекает согласно уравнению (7), то для Малого Кавказа величина дефекта

пространства за четвертичный период могла бы составлять от 4 до 6 км<sup>3</sup>, для рассматриваемой части Забайкалья — до 1,5—2 км<sup>3</sup>.

Высокие значения газонасыщенности углекислых вод Забайкалья позволяют считать, что, по-видимому, генерация CO<sub>2</sub> идет за счет более высокопродуктивных реакций, чем приведены выше. Достаточно отметить, что на ряде месторождений минеральных вод Забайкалья зарегистрированы содержания CO<sub>2</sub> до 20—32 г/л (Вартанян, 1964).

Таким образом, опираясь на сведения о газонасыщенности минеральных вод, очевидно, можно осуществлять ориентировочную оценку возможного минерального состава пород, подвергающихся переработке при региональном метаморфизме.

Завершая рассмотрение общих черт формирования и размещения месторождений углекислых вод орогенических областей Забайкалья и Малого Кавказа, сопоставим для этой территории упоминавшиеся ранее такие характерные величины, как плотность теплового потока и модуль выноса углекислого газа.

Сравнивая значения теплотоктов для Прибайкалья и Забайкалья, можно установить, что в направлении к области развития холодных углекислых вод значения тепловых потоков суще-

ственно сокращаются от исключительно высоких (11,72, местами до  $12,97 \cdot 10^{-6}$  Дж/см<sup>2</sup>·с) до 4,6—5,02·10<sup>-6</sup> Дж/см<sup>2</sup>·с.

Что касается территории Малого Кавказа, то здесь такое сопоставление дает следующее.

В пределах северных периферических структур, датированных раннеальпийским возрастом орогенеза, значение величины теплотоктов коррелируется с величиной выноса CO<sub>2</sub> и характеризуется сравнительно низкими показателями.

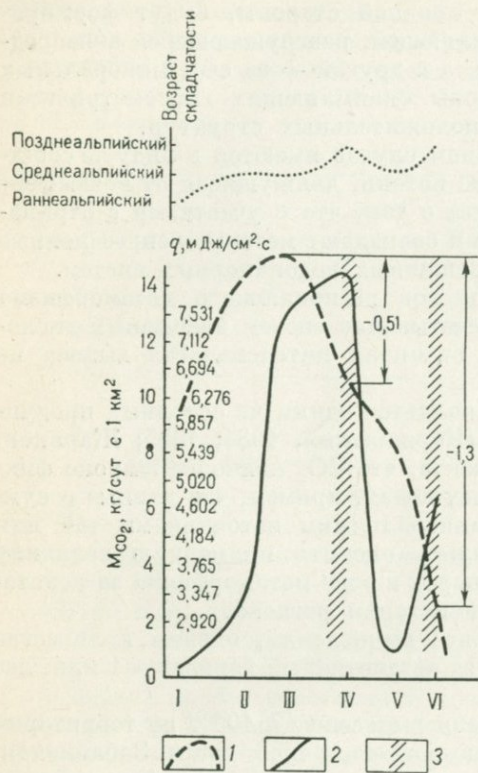


Рис. 21. Поперечный профиль модулей выноса CO<sub>2</sub> и теплотоктов (Малый Кавказ)

1 — кривая теплотоктов; 2 — кривая модулей выноса CO<sub>2</sub>; 3 — зоны с наибольшими масштабами регионального метаморфизма. I — северные хребты; II — Памбак-Базумская горноскладчатая система; III — Арзанакский массив; IV — Ереванский прогиб; V — Чатминская синклиналь 6; VI — Араратский прогиб

Среднеальпийская структура Памбак-Базумской горно-складчатой системы характеризуется повышением плотности теплопотока и соответствующим увеличением модуля выноса  $\text{CO}_2$ .

Для еще более молодой (позднеальпийской) структуры — Ереванского прогиба — отмечается обратный ход соответствующих значений: повышенному модулю выноса  $\text{CO}_2$  (максимальное для Малого Кавказа значение —  $14,6 \text{ кг/км}^2 \cdot \text{сут}$ ) отвечает уменьшенный теплопоток. Такая же зависимость отмечается для одновозрастной (позднеальпийской) Араратской котловины (рис. 21).

Приведенный график позволяет сделать следующий вывод. Значения теплопотоков, отмечаемые в северных периферийных сооружениях, по-видимому, наиболее близки к истинным величинам для структур раннеальпийского возраста.

При движении к югу, в сторону все более молодых структур, плотность теплопотока снижается за счет потребления тепла в процессе метаморфизма, а также за счет некоторого конвективного теплоотвода при латеральном движении неглубоких подземных вод. В частности, в Ереванском прогибе и Араратской впадине теплопотоки резко сокращаются, хотя величины модулей выноса  $\text{CO}_2$  достигают наивысших для региона значений, т. е. в пределах Малого Кавказа также удается фиксировать ранее отмеченную в Забайкалье обратную зависимость интенсивности течения процессов регионального метаморфизма и плотности теплового потока.

Таким образом, многофакторный анализ особенностей распространения минеральных вод таких обширных территорий, как Забайкалье и Малый Кавказ, подтверждает вывод о том, что формирование углекислого газа и локализация углекислых вод определяются в первую очередь течением широкомасштабных процессов неотектонической активизации и регионального метаморфизма на крупных участках земной коры.

На базе таких представлений помимо оценок, производимых для протяженных подвижных поясов, становится возможным устанавливать закономерности в распределении гидрогеологически активных трещинных систем в различных структурах территории.

Во всех случаях удается проследить, что существование той или иной группы разрывных дислокаций как водопродуцующей системы контролируется прежде всего гравитационными силами, угнетающими или раскрывающими полости нарушений.

В зависимости от стадий развития региона, а также от структурно-пространственного положения данной трещинной системы полостность ее в геологическом времени существенно меняется. При этом проницаемость трещинных каналов зависит от природы и морфологии систем разрывных дислокаций.

**ГЕОСТРУКТУРНАЯ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ  
ТИПИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД  
ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ РЕГИОНОВ**

---

Рассмотренные геологические процессы свидетельствуют о многообразии форм подвижек (собственно тектонических, метаморфогенно-гравитационных), обуславливающих заложение сложно построенных систем разрывных дислокаций в горно-складчатых регионах. Эти системы дизъюнктивов являются единственно возможными путями массового поступления глубинных продуктов метаморфизма в верхние части разреза.

Вместе с тем в горно-складчатых регионах сеть разрывных дислокаций служит не только в качестве глубинной дренажной системы, но зачастую является основным коллектором для ценных типов минеральных вод, формирующихся в верхних толщах разреза.

Иными словами, системы тектонической и метаморфогенной трещиноватости являются определяющими в формировании специфического облика провинций минеральных вод горно-складчатых регионов, в создании и сохранении тех или иных месторождений минеральных вод.

Многообразие сочетания разнотипных и разновозрастных разрывных дислокаций в жестких массивах, а также множественность форм сопряжения водонапорных разрывных дислокаций с хорошо проницаемыми вулканогенно-осадочными и осадочными толщами определяют специфические гидродинамические условия для углекислых флюидов, особенностей их локализации и разгрузки.

Сами трещинно-водонапорные системы также развиваются в зависимости от тектоно-магматической стадии эволюции данного региона и, как было показано ранее, могут полностью изменять свои свойства, преобразуясь из зон, весьма хорошо проницаемых для флюидов, в труднофильтрующие или нередко в фильтрационно-пасивные дислокации.

Естественно, при этом следует иметь в виду и такие важные геохимические процессы, как выщелачивание разнообразных комплексов горных пород агрессивными метаморфогенными флюидами и широко развитые в недрах явления транспорта и переотложения минеральных соединений в трещинно-поровых полостях. В последнем случае проницаемость систем со временем сокращается.

Ввиду того что подавляющая масса глубинных минеральных вод связана с трещинными дислокациями в магматогенно-метаморфических гидрогеологических массивах, рассмотрим некоторые особенности развития этих водонапорных систем.

**МОРФОЛОГИЯ И ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ  
ЭВОЛЮЦИИ ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫХ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМ  
ПРОВИНЦИИ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД**

В пределах горно-складчатых регионов наряду с развитием достаточно мощных осадочных толщ (например, Кавказ, Карпаты, Тянь-Шань и др.), выполняющих отдельные депрессии, широко распространены обширные поля эндогенных пород (интрузивные и эффузивные) и тесно связанных с ними разнообразных метаморфических образований (Приморский край, Прибайкалье, Забайкалье и др.).

В подавляющем большинстве случаев детальный геолого-структурный анализ таких территорий позволяет установить пространственную приуроченность метаморфических и магматогенных образований (гнейсовые купола, батолиты и др.) к главным системам глубоко заложённых тектонических дислокаций, вдоль которых осуществляются значительные вертикальные перемещения отдельных крупных блоков региона относительно друг друга. Последнее обстоятельство непосредственно связано с двумя главными факторами — пространственной унаследованностью тектонических подвижек, повторяющихся в процессе развития активной области, и физико-механической жесткостью магматогенных и метаморфических пород.

В гидрогеологическом отношении обширные магматогенно-метаморфические массивы в силу условий питания и движения подземных потоков существенно отличаются от смежных с ними отрицательных структур, выполненных осадочными образованиями. Это обстоятельство послужило причиной для выделения их в самостоятельные структуры — гидрогеологические массивы (Зайцев, Толстихин, 1963).

Вследствие того, что гидрогеологические массивы в значительной мере регулируют особенности атмосферного питания всех гидрогеологических структур горно-складчатых регионов, а также влияют на особенности разгрузки глубинных минеральных вод (как это было показано выше), рассмотрим основные факторы, предопределяющие специфичность их гидрогеологических условий. Среди них наиболее отчетливо выступают: 1) весьма высокая физико-механическая прочность магматогенных и большинства метаморфических пород и 2) значительная физико-химическая их инертность.

Первое обстоятельство обуславливает большую пространственную жесткость блока, сложенного магматогенно-метаморфическими образованиями, общую монолитность пород. Только в отдельных зонах тектонические подвижки и некоторые энергетически менее мощные процессы вызывают формирование так называемых ослабленных зон, играющих роль водовыводящих каналов.

Монолитность, определяемая текстурными особенностями интрузивов и метаморфических образований в сочетании с их значительной химической инертностью, способствует замедлению течения процессов выветривания, вследствие чего мощность пленки разрушенных

пород для гранитов обычно не превышает 60—100 м, редко более. Для базальтов и их мелкокристаллических аналогов мощность зоны выветривания еще меньше.

Из изложенного следует, что фильтрационная проницаемость пород в магматогенно-метаморфических массивах зависит главным образом от тектонических процессов, в некоторых случаях от интенсивного метасоматического выноса вещества на ранних стадиях формирования интрузивов, а также определяется физико-химическим и химическим выветриванием верхней части разреза. Сюда же следует отнести трещиноватость массива, формирующуюся при остывании магматогенных образований.

Наконец, массивность пород, малые емкости тектонических трещин, в сочетании с высокими значениями уклонов рельефа обуславливают большую долю поверхностного стока и сравнительно малое количество инфильтрации атмосферных осадков в глубь недр, хотя в пределах зоны элювия нередко и формируются значительные грунтовые потоки.

Коллекторские свойства магматогенно-метаморфических массивов определяются развитием различных систем трещиноватости (тектонической, экзогенной). Причем из трех достаточно хорошо изученных основных генетических групп трещиноватости (выветривание, тектоническая, отдельности) наибольший интерес с точки зрения связи с ней месторождений глубинных подземных вод представляет вторая, объединяющая разнообразные системы тектонической трещиноватости. Как коллектор, заключающий промышленно перспективные, нередко минеральные подземные потоки, заслуживает также внимания трещиноватость выветривания. Трещины отдельности, несмотря на их широкое и в целом довольно закономерное распространение в теле магматогенного массива, как правило, не могут рассматриваться в качестве коллектора, пригодного для эксплуатации, а служат лишь дополнительной емкостью, питающей коллекторы тектонического происхождения.

Природа формирования трещин отдельности обуславливает их ортогональность к линиям течения в изверженных породах, причем эти системы трещин и сопровождающие их дайки отличаются большой протяженностью, выходя даже за пределы магматогенного массива на расстояние до 1,5 км (Болк, 1946). Последнее особенно важно для осуществления гидравлической связи между магматогенно-метаморфическим массивом и смежными с ним водонапорными системами в осадочных образованиях.

Если трещинные коллекторы, происхождение которых связано с процессами выветривания, обычно характеризуются достаточно удовлетворительной площадной выдержанностью (зона элювия) и поэтому представляют собой сравнительно легкоизучаемый объект, то трещинные системы тектонического происхождения отличаются большим разнообразием морфоструктурных особенностей и в зависимости от способа образования могут быть лучшими или худшими водоносными зонами. Выявление таких трещинных водоносных систем представляет собой самостоятельную и весьма специфичную задачу.

В сложившейся практике исследований гидрогеолог, описывая трещинную водоносную зону, обычно ограничивается лишь такими нейтральными определениями, как тектоническое нарушение или разлом, не вдаваясь в детали. Последнее в значительной мере определяется тем, что морфоструктурные особенности того или иного конкретного нарушения выпадают из поля зрения исследователя при детальных геологоразведочных работах. Вместе с тем характер трещинной емкости вызывает особенности движения и локализации подземных потоков на глубине. Вследствие этого можно считать, что классификации разнообразных тектонических трещинных систем, получившие распространение в структурной геологии, при их некоторой трансформации могут быть достаточно успешно использованы для разработки специальных гидрогеологических типизаций, построенных на учете особенностей распространения подземных вод в трещинных системах (Ажгирей, 1966). Последнее, несомненно, является одной из наиболее важных задач гидрогеологии.

Как показывает опыт изучения разрывных структур в пределах горно-складчатых систем, большинство горных возвышенностей и хребтов отделяется от смежных с ними депрессий взбросами, надвигами, поддвигами, а не разрывами типа нормальных сбросов. Например, в пределах Тянь-Шаня, Малого Кавказа установлено, что древние палеозойские породы надвинуты по поверхностям взбросо-сдвигов на молодые мезо-кайнозойские комплексы, развитые в пределах межгорных долин. В поперечном разрезе такие системы разрывных дислокаций располагаются веерообразно (Ажгирей, 1966). Это обстоятельство приобретает исключительное практическое значение при изучении подземных минеральных вод.

Рассматривая особенности нарушений типа взбросов и надвигов, следует отметить, что нередко они проявляются в виде своеобразных серий дислокаций, группирующихся в системы чешуйчатых взбросов и надвигов и охватывающих широкие полосы территории. В пределах плоскостей таких взбросов и надвигов формируются мощные зоны тектонических брекчий. Обычно в этих случаях мощность водоносных брекчированных пород при прочих равных условиях возрастает с выполаживанием углов наклона плоскости нарушения. Вместе с тем в отношении проницаемости наиболее благоприятны сравнительно маломощные крутопадающие малоамплитудные нарушения названных типов, так как сжимающие усилия в пределах пологих систем дизъюнктивов, возникающие за счет нагрузки вышележащих пород, обуславливают запечатывание любых полостей образующимся при истирании пород массива тонкодисперсным порошком — милонитом. Этот заполнитель играет роль глиноподобного водоупорного цемента, в котором взвешены более крупные обломки пород. В некоторых случаях наряду с милонитом зоны взбросов и надвигов цементируются продуктами деятельности гидротермальных растворов, что также сильно снижает степень гидрогеологической активности нарушения, а на отдельных участках системы и вообще исключает возможность движения подземных вод.

При рассмотрении приведенных выше регионов обращает на себя внимание увеличение доли разрывных дислокаций типа поддвигов и сбросов в пределах Юго-Восточного Забайкалья (в частности, на Агинском поднятии), где, как можно полагать, широко идут процессы региональной переработки вещества пород и проседания толщ над зоной метаморфизма.

Аналогичным образом зоны сжатия с многочисленными поддвигами фиксируются в пределах Севано-Ширакского офиолитового пояса, на Мегринском плутоне (Хуступ-Гиратахский крутой надвиг — подвиг с эндогенной минерализацией) на Малом Кавказе и др.

В практике геологоразведочных работ на глубинные минеральные воды весьма важно отличать также генетически тесно связанные с системами взбросов и надвигов второстепенные гравитационные сбросы. Гравитационные сбросы, будучи по природе своей сходными с оползневыми плоскостями, как правило, маскируют основное водовыводящее тектоническое нарушение и, являясь путями разгрузки дериватных струй глубоких вод, создают впечатление единственности данного сбросового нарушения.

Для тектонических брекчий, сформировавшихся в пределах этих нарушений, характерна цементация обломков минералами, выпавшими из водных растворов. В меньшей мере здесь отмечаются явления милонитизации. В целом брекчии эти отличаются значительно большей проницаемостью и водообильностью, чем описанные ранее, однако и для отдельных участков брекчированных зон нормальных сбросов может быть отмечена практически полная запечатанность полостей.

В гидрогеологии магматогенно-метаморфических массивов особое место занимают тектонические дислокации типа сдвигов, являющиеся крутопадающими нарушениями с горизонтальным смещением блоков горных пород относительно друг друга. Следует отметить, что подавляющее большинство глубинных разломов представляют собой системы параллельных нарушений, характеризующихся горизонтальным смещением пород. Именно вследствие интенсивной притертости плоскостей сбрасывателя (с образованием мощных зон милонитов), а также из-за залеченности полостей таких региональных нарушений центральные зоны глубинных разломов в основном гидрогеологически неактивны. Если в продольных структурах сдвиги «угнетают» гидрогеологические процессы, то нарушения, ориентированные поперек основных простираний горно-складчатых регионов (в том числе отдельных магматогенно-метаморфических массивов), способствуют раскрытию полостей, активизации движения глубинных флюидов и подземных вод.

Как показывает структурный анализ, наиболее крупные месторождения подземных минеральных вод и даже группы месторождений приурочены к узлам пересечений разнонаправленных и разновозрастных разрывных дислокаций (см. рис. 10, 15, 16).

Образование водоносных полостей также может быть связано с внедрением интрузий. Например, внедрение магм в сильномета-

морфизованные карбонатные образования (мраморы) сопровождается одновременным развитием нескольких самостоятельных процессов: механическим разрушением вмещающих пород, привнесом вещества в экзоконтакте интрузии, закалкой пород. В случаях, когда вынос вещества преобладает над привнесом, формируются особенно хорошо проницаемые зоны. Поскольку интрузив обычно отделен от массива системой поздних тектонических нарушений, образовавшихся на стадии становления магматогенного массива, метаморфические полости приобретают роль дополнительных гидрогеологических емкостей. Образующаяся на экзоконтакте оболочка с повышенной (по сравнению с окружающими частями массива) проводимостью обычно имеет мощности в несколько десятков метров (Яшина, 1963).

Довольно частым следствием метасоматической переработки пород являются их закалка и последующее растрескивание. В таких случаях наблюдается отчетливая связь между интенсивностью метасоматоза и степенью обводненности пород. Мощность ореолов контакто-измененных трещиноватых и вследствие этого гидрогеологически активных пород обычно составляет от нескольких десятков до нескольких сотен метров, реже до 1—2 км.

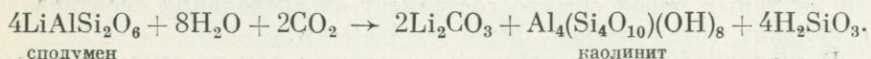
Выщелачивающее воздействие подземных вод на магматогенные и метаморфические образования горно-складчатых областей аналогично рассмотренному процессу. В этом случае в зависимости от химического состава и степени нагретости подземных вод интенсивность процессов выщелачивания пород и выноса вещества в пределах разрывных дислокаций может существенно изменяться. Большой фактический материал, накопленный в процессе изучения крупных интрузивных и метаморфических массивов и многочисленных месторождений минеральных вод, свидетельствует о том, что в подавляющем большинстве нагретость и газонасыщенность вод оказывают весьма существенное влияние на гидрогеологические условия больших участков, примыкающих к очагам разгрузки вод. В частности, отмечается влияние ряда физико-химических процессов, протекающих в системе минеральная вода — горная порода, на характер распределения в разрезе глубинных потоков, устойчивость фильтрационных свойств трещинных коллекторов во времени. При этом часто имеет место настолько сильное преобразование коллектора, что происходит смена режима разгрузки минеральных вод.

Высокие температуры делают воду универсальным растворителем по отношению к любым горным породам. В частности, такое химически инертное соединение, как  $\text{SiO}_2$ , при высоких температурах может содержаться в природных водах в количествах до 600 мг/л (парогидротермы Исландии). Растворимость кремнезема с повышением температуры воды растет по экспоненциальному закону: например, в железноводских минеральных водах количество  $\text{SiO}_2$  в интервале 10—54° С возрастает от 8 до 56 мг/л. Особенно интенсивно процессы обогащения высоконагретых минеральных вод кремнеземом идут на большой глубине в кислых, обогащенных кремнием горных породах: для района распространения крупных гранитных

массивов содержание  $\text{SiO}_2$  в термальных водах может достигать 250 мг/л (Богомолов и др., 1967). При разгрузке кремнеземсодержащих минеральных вод в приповерхностных частях трещиноватого массива температуры резко падают, что приводит к нарушению физико-химических условий сохранения в растворе кремнекислоты. Выпадающий из раствора кремнезем запечатывает отдельные трещины и тем самым способствует перераспределению движения восходящих минеральных вод по отношению к их первичному очагу разгрузки.

Таким образом, в рассматриваемом случае имеет место сложный процесс, связанный с деятельностью напорных вод в системах разрывных дислокаций. С одной стороны, на больших глубинах происходит «разработка» трещинных каналов за счет выщелачивающего воздействия углекислых вод, а с другой — одновременно с этим в верхних этажах массивов идет постепенное запечатывание очагов разгрузки, уменьшение их сечений.

Показательна в этом отношении, например, реакция гидратации, приводящая к увеличению удельного объема породы:



Следствием таких процессов является возрастание во времени доли упругих запасов подземных вод. Последнее характерно для трещинно-жилых водонапорных систем в регионах со слабой тектонической деятельностью.

Аналогично кремнекислоте в высоконагретых водах выносятся большое количество фтора, что в некоторых случаях обуславливает запечатывание трещин флюоритом — месторождения термальных минеральных вод Болгарии (Щерев, 1964). Наоборот, при разгрузке термальных минеральных вод, связанных с трещинными системами в метаморфизованных карбонатных толщах, происходит гидро-термальное выщелачивание пород на всем пути движения разогретых потоков. Только после разгрузки подземных вод на поверхность, при их быстром остывании формируется плотный травертин, окаймляющий водовыводящие трещины. В случаях, когда имеет место разгрузка в горизонты с холодной водой гидрокарбонатсодержащих термальных вод, также происходит быстрое выпадение минеральных солей. Это приводит к запечатыванию трещинной водонапорной системы с образованием кальцитовых жил. В углекислых минеральных водах процессы солевывпадения протекают особенно интенсивно из-за дегазации и нарушения карбонатного равновесия в водном растворе, широко идущих в приповерхностных частях толщ. В некоторых случаях при этом образуются мощные толщи типичного пористого травертина, перекрывающего на больших площадях древние очаги разгрузки глубинных минеральных вод. Например, хорошо известны травертиновые щиты района Пятигорья, причудливые натечные формы в Тянь-Шане и на Памире, протяженные (несколько десятков километров) поля травертинов в Араратском районе Армении и пр.

Процессы травертинообразования являются одной из причин миграции очагов разгрузки минеральных вод. Как правило, такая миграция имеет нисходящую тенденцию, так как по мере бронирования хемогенными образованиями участков выхода минеральных вод происходит снижение уровня излива. Помимо собственно гидравлических причин этому же способствуют постоянно идущие процессы эрозии поверхности рельефа (а в некоторых районах и неотектонические процессы), периодически приводящие к вскрытию новых трещин водонапорной системы. В результате действия таких процессов на склонах массивов (или вниз по долине) формируются своеобразные травертиновые «потоки», запечатывающие трещинные системы разнообразного происхождения.

Эволюция трещинных водонапорных систем в горно-складчатых регионах, а также особенности миграции очагов разгрузки изучены еще недостаточно. Тем не менее можно отметить следующие моменты этого процесса:

1) растворение горных пород вдоль зоны нарушения идет тем интенсивнее, чем кислее или щелочнее раствор и выше его температура;

2) интенсивность растворения горных пород обусловлена степенью измельченности магматогенного или метаморфического материала;

3) тектонические трещинные системы в магматогенных породах (как наиболее физико-механически устойчивых и поэтому химически отчасти инертных) являются лучшими и выдержанными в пространстве коллекторами подземных вод;

4) процессы выщелачивания, транспортировки и переотложения вещества пород обуславливают дальнейшую «выработку» тектонических полостей на глубине и запечатывание их в приповерхностных частях.

Вследствие этого гидротермальная система оказывается обычно в значительной мере гидравлически запечатанной. Соответственно режим движений воды обусловлен не фильтрационными особенностями гидротермальной (водонапорной) системы, а степенью раскрытости очагов разгрузки.

Исходя из учета рассмотренных особенностей эволюции трещинных водонапорных систем в горно-складчатых регионах, для систематизации многообразных проявлений углекислых минеральных вод обратимся к типизации их месторождений, построенной в первую очередь на геолого-структурной и гидродинамической основе.

## Глава V

### ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД

Под месторождением подземных минеральных вод понимается пространственно ограниченная часть гидравлически взаимосвязанных трещинно-жильных систем и пластовых (трещинно-поровых, поровых) коллекторов, где воды по своему химическому составу,

температуре и другим показателям отвечают нормам для курортологического использования или промышленного розлива, а по гидрогеолого-экономическим показателям могут быть объектом эксплуатации.

В гидрогеологическом отношении месторождения минеральных вод представляют собой части водонапорных систем, приуроченных к водоносным горизонтам (комплексам) или к обводненным зонам дробления пород.

Месторождение минеральных вод имеет геологические и гидрохимические (иногда гидротермические) границы.

Геологические границы определяются наличием водонепроницаемых литолого-фациальных или тектонических экранов, которые изолируют в той или иной мере минеральную воду от других вод водоносной системы.

Гидрохимические границы определяются теми величинами минерализации воды и концентрации отдельных компонентов, за пределами которых минеральная вода не может считаться отвечающей условиям, установленным для данного полезного ископаемого.

Гидрохимические границы месторождения обычно тесно связаны с гидродинамическими условиями, складывающимися на конкретный период в данной водонапорной системе.

Контурные месторождений минеральных вод, особенно если они не имеют хорошо выраженных геологических границ, изменяются в зависимости от сезонных и более длительных климатических колебаний, а также от величины отбора минеральной воды из месторождения или от каких-либо других искусственных причин, обуславливающих изменение гидродинамических условий месторождения.

Это в первую очередь касается месторождений минеральных вод неглубокого залегания, где влияние климатических факторов проявляется особенно сильно. Известно много примеров стягивания или расширения контура кондиционных минеральных вод на ряде месторождений Сибири, Дальнего Востока, Кавказа и других районов нашей страны в зависимости от интенсивности поступления в водоносный горизонт или зону атмосферных осадков.

Изменение геологических границ происходит в ходе истории развития геологической структуры района месторождения, т. е., как правило, в течение весьма длительных промежутков времени.

Поскольку контуры месторождений определяются с учетом кондиций на минеральную воду, то при их изменении площадь месторождения может сократиться или, наоборот, расшириться в зависимости от характера и степени изменения кондиций.

Широкое развитие в горно-складчатых регионах интрузивов и протяженных толщ сильнометаморфизованных массивных пород обуславливает довольно ограниченные возможности накопления глубинных подземных вод. Движение и локализация этих вод преимущественно приурочены к зонам трещинных дислокаций в однородных толщах, а также к дизъюнктивным нарушениям на контакте жестких образований различной механической компетентности (например, магматических и метаморфических пород).

Крупные масштабы геологоразведочных работ на минеральные воды у нас в стране, а также довольно широкие исследования, проводимые за рубежом, позволили накопить огромный объем информации о строении, гидродинамических условиях, гидрогеотермии по множеству конкретных месторождений.

Знакомство с указанными материалами, а также с выходившими в разное время монографическими работами, посвященными отдельным месторождениям и целым районам минеральных вод (Огильви, 1914; Овчинников, 1934, 1949; Врублевский, 1953; Пантелеев, 1972, 1975; Иванов, 1956; Погорельский, 1973; Van Emerdingen, 1972; White, 1973 и др.), свидетельствует о том, что многие месторождения, несмотря на внешнюю несхожесть, достаточно близки друг другу по ряду важнейших показателей (структуре, гидродинамике, гидрохимии и др.).

Это обстоятельство позволяет систематизировать накопленную информацию, объединяя месторождения минеральных вод в большие группы и отдельные типы на основе общности наиболее важных факторов, определяющих особенности локализации, движения, разгрузки, формирования состава подземных минеральных потоков.

Построенные таким образом типизации представляют собой синтез огромного фактического материала, когда учитываются главные признаки и опускаются второстепенные частности. Результатом такой типизации является создание обобщенных схем групп и типов месторождений, реальность которых подтверждается эмпирическими данными.

В данной главе приведена типизация месторождений подземных минеральных вод, разработанная для использования ее при геологоразведочных исследованиях в горно-складчатых регионах и представляющая собой дальнейшую детализацию ранних сводок по этому вопросу (Овчинников, 1963; Вартанян, 1966). Типизация построена с учетом таких показателей, как генезис трещиноватости, структурные особенности трещинных зон, характер разгрузки или перетока вод, гидродинамические закономерности движения и локализации в этих зонах подземных минеральных вод (табл. 10).

В этом случае рассматриваются два самостоятельных фактора, каждый из которых влиял на масштабность и пространственную ориентацию трещинных коллекторов минеральных вод в жестких горных породах:

- 1) природа процессов и сил, приводящих к растрескиванию ранее монолитных пород;
- 2) интенсивность и повторяемость воздействия внешних сил на массив пород — факторы, которые обуславливают появление различных деталей, отличающих друг от друга месторождения в целом единого происхождения.

В зависимости от природы и энергетики геологических процессов, приводящих к растрескиванию монолитных массивов, формируются трещинные зоны, имеющие различную локализацию. Поэтому в соответствии с учетом господствующих геологических факторов, определивших образование и характер пространственного развития

Типизация месторождений углекислых вод горно-складчатых регионов

Группа	Тип	Важнейшие гидрогеологические особенности	Тенденции в развитии коллектора	Тип разгрузки углекислых вод	Тип режима	Эксплуатационные запасы, тыс. м <sup>3</sup> /сут *	Примеры месторождений
распространения	1. Нормальных сбросов	Наличие крутонадающих нарушений с открытыми полостями трещин — основных водовмещающих каналов	1. Интенсивное течение процессов углекислотного выщелачивания на всем пути движения вод с общей тенденцией к снижению фильтрационных свойств водонапорной системы (интенсивность процессов возрастает с увеличением температуры углекислых растворов)	Свободный Гидростатически экранированный	Водонапорно-гравитационный То же	До 2—4	Анкаван, Улан-Батор (Монголия), Арзни
	2. Малоамплитудных взбросов и надвигов	1. Падение «под склон» долин 2. Мощность активной трещиноватости несколько сотен метров 3. Наличие оперяющих сколовых нарушений на участках изгибов и ветвлений взброса или надвига 4. Наиболее проницаемые зоны вблизи висячего крыла	2. Быстрая смена фильтрационных свойств в пространстве за счет запечатывания трещинной зоны глинистым материалом — конечным продуктом углекислотного выщелачивания минералов полевошпатовой группы Гидратационное вспучивание глинистых образований	Свободный Гидростатически экранированный Структурно экранированный	» » Уруго-водонапорный	До 1,0—1,5	Бжни, Беп-Харун (Алжир), Дарасун, Исти-су
	3. Крупноамплитудных взбросов и надвигов	1. Погружение плоскости нарушения «под скло-	3. Нередко зарастание трещинных зон в верхних	Свободный	Водонапорно-гравита-	До 1,0	Месторождения Ко-
Месторождения локального	ных взбросов и надвигов	ны» долин 2. Наличие близко расположенных генетически различных разрывных дислокаций — зон разгрузки минеральных вод	частях разреза травертином в результате нарушения карбонатного равновесия в дегазируемых минеральных водах	Гидростатически экранированный	ционный То же		дарского хребта (Чара-Каларский район), Поляна Квасова, Яссы
		3. Наличие брекчий трещин в основании структурных террас 4. Возрастание мощности зоны брекчирования с выколаживанием угла наклона плоскости нарушения		Структурно экранированный	Уруго-водонапорный		
	4. Линейных даек, жил и силлов	1. Приуроченность водовыводящих каналов к зонам жил и даек с вмещающими породами, а также к границам минералогически различных блоков внутри даек 2. Нередко значительные протяженность (до 3000 м) и мощность (до 150 м) 3. Легко выявляются в процессе разведочных работ	4. Гидродинамическая подпруженность водонапорной системы	Свободный Гидростатически экранированный	То же »	0,1—0,5	Терсинское, Шиванда, Хучжирте (МНР), Баньер-де-Люшон (Франция)
		2. Нередко значительные протяженность (до 3000 м) и мощность (до 150 м) 3. Легко выявляются в процессе разведочных работ		Структурно экранированный	»		
	5. Кольцевых и конических даек	1. Размещение трещинных водовыводящих каналов по периферии от интрузивных тел		Свободный	Водонапорно-гравитационный		Акс-Летерм (Франция)

\* Запасы даются по эксплуатационным участкам

Группа	Тип	Важнейшие гидрогеологические особенности	Тенденции в развитии коллектора	Тип разгрузки углекислых вод	Тип режима	Эксплуатационные запасы, тыс. м <sup>3</sup> /сут *	Примеры месторождений
локального распространения	6. Экзокоп-тактов интрузивов	2. Крутые углы падения. Мощности до 20—30 м 3. Хорошая прослеживаемость основных каналов по петрографическим показателям 1. Приуроченность водовыводящих каналов к интенсивно переработанным трещинным образованиям зоны закалки по периферии от интрузива		Гидростатически экранированный	Водонапорно-гравитационный		
	7. Интрузивных диапиров	2. Нарастание мощности зоны в купольной части интрузива и на его пологих крыльях 1. Блокированность вмещающих пород, наличие большого количества взаимно пересекающихся нарушений разрывного характера 2. Лучшая проницаемость в своде магматогенного диапира		Свободный	То же	До 1,0—1,5	Джермук, Кука
Месторождения	8. Кольцевых сбросов	1. Размещение трещинных водовыводящих каналов по радиусам и окружностям от интрузивного образования (нередко регистрируемого морфологически) 2. Крутые углы падения		Гидростатически экранированный	»		
				»	То же	До 2,5	Железноводск, Пятигорск
Месторождения площадного распространения	9. Сочленения зон трещинно-жильных и пластовых водонапорных систем	1. Значительные площади и мощности горизонта (комплексы), заключающего минеральные воды данного состава 2. Наличие отдельных наиболее продуктивных зон, совпадающих с тектонически ослабленными участками		То же	»	До 5—10	Боржомп, Нагуты, Музейя (Алжир)
				Свободный	Упруго-водонапорный		

\* Запасы даются по эксплуатационным участкам,

основной системы трещиноватости (морфологических особенностей месторождения) в магматогенно-метаморфических массивах, выделяются два вида месторождений подземных минеральных вод: а) месторождения локального распространения; б) месторождения площадного распространения.

### Группа месторождений локального распространения

Эта обширная группа по существу объединяет все месторождения в трещинных гидрогеологических массивах, связанные с тектоническими дислокациями, гидротермально-метасоматическими образованиями, а также с внедрением высоко- и низкотемпературных интрузивов в осадочно-метаморфические толщи.

Особенности заложения и развития линейных дизъюнктивов позволяют отметить, что выявление той или иной трещинной системы даже в районе, где развитие минеральных вод — факт установленный, не может еще служить однозначным показателем перспективности данного нарушения в отношении глубинных минеральных вод: одиночное линейное нарушение в процессе длительного геологического развития территории далеко не всегда остается эффективным флюидопроводящим каналом вдоль всей своей протяженности.

Практика изучения главнейших рудных эндогенных полей, а также закономерностей территориального размещения большинства вулканических центров свидетельствует о том, что они локализуются в местах пересечений продольных

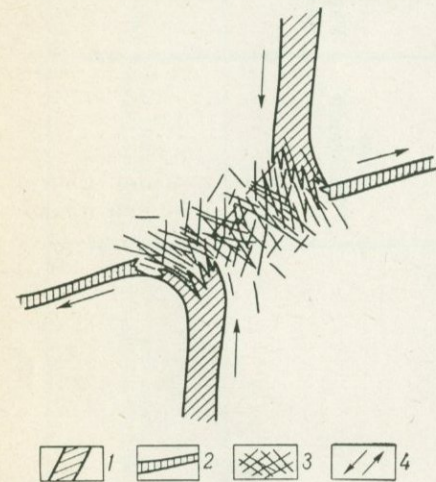


Рис. 22. Месторождение минеральных вод в зоне пересечения сдвиговых дизъюнктивных нарушений (план).

1 — зона основного нарушения; 2 — зона секущего нарушения; 3 — гидрогеологически активная система трещин в месте пересечения двух нарушений; 4 — направление взаимного смещения крыльев нарушений

структур подвижных поясов, особенно глубинных разломов, с поперечными, сдвиговыми структурами.

Разведочные работы, проведенные на ряде месторождений минеральных вод, также показывают тесную связь очагов разгрузки глубинных потоков с зонами пересечения продольных и поперечных структур (рис. 22).

Регистрируемые на основе крупномасштабных региональных исследований четковидные очаги проявления минеральных вод вдоль одной протяженной системы нарушения также, как правило, совпадают с местами пересечения данной системы поперечно ориентированными нарушениями. Последние, являясь в большинстве

своим сдвиговыми, обеспечивают локальное растяжение и гидрогеологическую активизацию отдельных участков продольного нарушения. В этом отношении весьма показательны системы региональных разломов Приморья, Забайкалья, Тянь-Шаня, Кавказа и др. (Толстихин, 1932; Барабанов, Дислер, 1968 и др.), вдоль которых отмечаются многочисленные проявления глубинных минеральных вод, приуроченных к структурным узлам, подобным описанным выше.

Кроме растягивающих усилий, немаловажным, если не решающим, фактором является существенное увеличение в пределах зоны пересечения нескольких систем нарушений плотности трещин, приходящихся на единицу объема деформируемой породы. При этом высокая плотность разнонаправленных трещин обуславливает значительную грануляцию пород, создание своеобразного крупнообломочного, дресвяно-песчаного материала, заполняющего весь объем ослабленной зоны. Граничащие с этим жерлом приоткрытые части отдельных систем нарушений нередко играют роль полостей, где формируется химический состав минеральных вод.

В пределах зоны пересечения нарушений гранулированные породы создают жесткий объем, практически несжимаемый при многочисленных подвижках и во всех случаях достаточно хорошо проводящий с глубины высоконапорные флюиды.

Площадь грануляции и объем изометрически разрушенных пород определяются физико-механическими характеристиками пород, мощностью каждого из взаимодействующих нарушений, интенсивностью (амплитудой) и повторяемостью тектонических подвижек.

Таким образом, для месторождений минеральных вод, приуроченных к линейным системам трещиноватости, следует учитывать как наиболее перспективные узлы пересечения нескольких систем разрывных дислокаций.

Другой вид трещиноватости в магматогенных и метаморфических массивах и осадочных толщах формируется за счет динамических усилий, развивающихся на стыке между вмещающей породой и выдавливаемыми снизу вверх поздними интрузивными образованиями.

Эта трещинная сеть охватывает жесткий надсводный блок и периферию интрузива. В силу этого ослабленная зона с открытыми трещинами локализуется в массиве в виде своеобразного штока сильно разрушенных пород, в плане повторяющего контуры интрузива, но превосходящего его по размерам.

В настоящее время можно рассматривать два предельных случая вероятных исходов взаимодействия интрузива и жесткого метаморфического магматогенного массива:

- 1) преобладающее температурно-метасоматическое воздействие высоконагретого интрузива на вмещающие породы;

- 2) преобладающее динамическое воздействие сравнительно низкотемпературного интрузива на вмещающие породы.

Месторождения минеральных вод, связанные с такими системами, отличаются сравнительно равномерным распределением по площади (ограниченной в плане) гидрогеологически активных трещинных

зон. Трещины в основном характеризуются хорошей проницаемостью.

Формы и размеры тех или иных месторождений при прочих равных условиях зависят от следующих основных показателей: 1) состав и физико-механические свойства вмещающих пород; 2) размеры и пространственная форма интрузива; 3) состав минеральных вод.

В пределах участков внедрения высокотемпературных интрузий над механическим воздействием внедряющегося тела преобладает эффект температурной и метасоматической переработки вмещающих пород. В последующем в процессе формирования интрузива как геологического тела происходят температурная усадка пород и их растрескивание.

Однако максимум дизъюнктивных нарушений в этих случаях бывает приурочен к периферии интрузива и выражен полукольцевыми, кольцевыми и коническими дислокациями, вдоль которых после остывания интрузии опускался трещиноватый надсводовый блок пород.

Именно эти процессы и обуславливают закономерности локализации месторождений минеральных вод. Внешний контур месторождения охватывает как внешние по отношению к интрузиву зоны, так и распространяется в глубь интрузивного массива. Среди таких месторождений удается выделить два морфологически отличных друг от друга типа:

— месторождения минеральных вод в зонах развития кольцевых, конических и радиальных даек;

— месторождения минеральных вод в участках закалки вмещающей породы, сопровождаемых системами краевых разрывов (сбросов).

При внедрении низкотемпературных интрузивов (с температурами 700—800° С) в жесткие магматогенно-метаморфические массивы господствующим процессом является не термическая переработка вмещающих пород, а их механическое разрушение. Вследствие этого создаются проникающие на большую глубину зоны трещиноватости, к которым приурочены восходящие потоки глубинных минеральных вод. Эти процессы также способствуют созданию специфических типов месторождений.

В отличие от месторождений подземных вод, приуроченных к пластовым системам, одним из важнейших показателей месторождений в жестких массивах пород выступает их форма, характеризующаяся пространственными контурами распространения эффективной трещиноватости.

В связи с этим целесообразно рассмотреть вопрос о структуре глубоко залегающих месторождений минеральных вод горно-складчатых регионов и прежде всего в трещинных массивах (как базовых), понимая под этим совокупность всех деформационных дислокаций, играющих роль резервных емкостей, водовыводящих каналов, экранов (рис. 23) и влияющих на локализацию в массиве тех или иных запасов минеральных вод.

Необходимо выделять основные водовыводящие дислокации, являющиеся наиболее хорошо проницаемыми коллекторами, и наряду с ними — подчиненные трещинные системы, магазилиру-

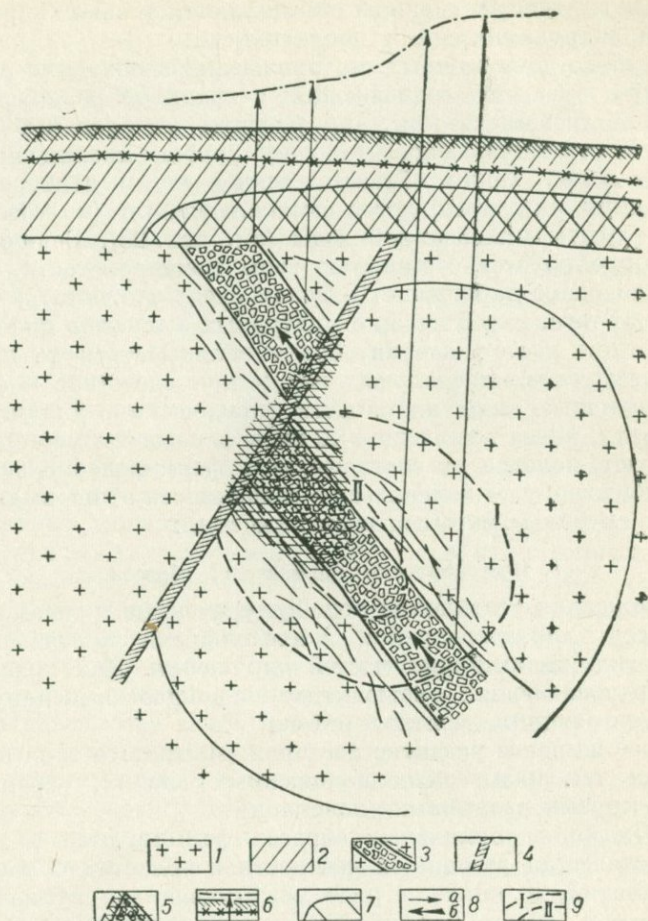


Рис. 23. Структурные элементы месторождения минеральных вод в горноскладчатых регионах.

1 — монолитные магматогенно-метаморфические породы; 2 — зона развития рыхлообломочных пород; 3 — трещинная зона с восходящими минеральными водами; 4 — структурный экран (сдвиговое нарушение); 5 — зона пониженной проводимости в месте сочленения двух систем нарушений; 6 — уровень грунтовых вод и напоры минеральных вод; 7 — купол минеральных вод над зоной разгрузки; 8 — направление движения грунтовых вод (а); направление движения напорных минеральных вод (б); 9 — внешний контур месторождения (I); внутренний контур месторождения (II)

ющие дополнительные (помимо естественных ресурсов), нередко упругие статические запасы глубинных минеральных вод.

Такого рода структура присуща глубоко залегающим месторождениям и в меньшей мере характерна для близповерхностных частей месторождений, формирующихся в пределах зон элювия.

Для глубоко залегающих месторождений границы определяются главным образом структурными элементами (в меньшей мере температурными и химическими показателями), а для месторождений в элювиальных толщах границы определяются только гидродинамическими и гидрохимическими показателями.

Для глубоко погруженных месторождений необходимо различать два контура: внешний, совпадающий с границей распространения эффективной трещиноватости, где развиты минеральные воды, и внутренний, ограничивающий наиболее хорошо проницаемые водовыводящие зоны. Таким образом, между двумя контурами этих месторождений аккумулируются дополнительные (к естественным ресурсам) запасы минеральной воды (см. рис. 23). Величина этих запасов коррелируется с емкостью зоны трещиноватости, сопровождающей основное нарушение. В целом следует отметить, что в зависимости от того, какой набор структурных элементов присутствует на конкретном месторождении, будут складываться те или иные условия разгрузки минеральных вод и как следствие — формироваться различные виды их запасов (статических, динамических).

В случаях, когда все названные виды запасов на месторождении присутствуют, долевое их соотношение в формировании эксплуатационных запасов будет изменяться в зависимости от площади, а в основном от глубины вскрытия месторождения.

### 1. Месторождения нормальных сбросов

Месторождения углекислых вод, приуроченные к зонам нормальных сбросов, характеризуются значительными протяженностями гидрогеологически активных частей нарушения. Как правило, это системы крутопадающих дизъюнктивов с мощностями нарушенных пород, достигающими десятков метров.

Наиболее широкое развитие месторождения этого типа получили в пределах так называемых наложенных впадин, ограниченных системами крутых разрывных дислокаций.

Месторождения нормальных сбросов формируются в условиях общего растяжения региона, в частности в областях больших сводовых поднятий, а также в ряде воздымающихся вулканических областей.

Говоря о собственно морфологических особенностях этих месторождений, следует отметить, что для них понятие о внутреннем и внешнем контурах утрачивает смысл, так как емкостная часть здесь практически отсутствует. Эксплуатационные запасы таких месторождений формируются преимущественно за счет естественных ресурсов и могут достигать 2000—4000 м<sup>3</sup>/сут. Характерны в этом отношении Анкаванское месторождение углекислых вод (Малый Кавказ) и Улан-Батор (Монголия).

### 2. Месторождения малоамплитудных взбросов и надвигов

На месторождениях, связанных с трещинными зонами малоамплитудных надвигов и взбросов, положение водовыводящего канала контролируется непосредственно основными зонами нарушения.

Обычно мощности зон нарушений сравнительно невелики и составляют первые десятки, реже сотни метров. Трещиноватость преимущественно открытая, однако хорошо проницаемые зоны приурочены к кромке нарушения вблизи всячего крыла.

Рассматриваемые месторождения в подавляющем большинстве распространены в горных долинах (тектонических депрессиях, прогибах), борта которых сложены магматогенными и метаморфическими толщами. Причем в зависимости от рельефа местности выходы на дневную поверхность этих месторождений минеральных вод могут располагаться на различных отметках по отношению ко дну долины. Последнее обстоятельство обуславливает одну из особенностей разгрузки минеральных вод на этих месторождениях: в тех случаях, когда зона нарушения располагается на высоких отметках в бортовой части ущелья (долины), как правило, отмечается свободная разгрузка подземных минеральных вод, проявляющаяся в природных условиях в виде восходящих источников.

В днищах долин надвиги и взбросы, перекрытые рыхлообломочными образованиями, содержащими грунтовые потоки, дают гидростатически экранированный вид разгрузки минеральных вод\*.

В общем случае для месторождений со свободной разгрузкой, в структуре которых не имеется каких-либо гидрогеологически неэффективных поперечных (к основному) нарушений, эксплуатационные запасы будут формироваться за счет естественных ресурсов.

При наличии гидрогеологически неэффективных нарушений, секущих зону надвига или взброса и обуславливающих на пути движения восходящих минеральных вод участки с повышенным гидравлическим сопротивлением, создаются условия для накопления упругих (иногда весьма значительных) запасов. С ростом глубины такого гидравлически слабо проницаемого узла доля упругих запасов в эксплуатационных запасах возрастает.

Для гидростатически экранированной разгрузки характерно формирование среди грунтовых потоков специфических гидродинамических куполов минеральных вод, объемы и форма которых обуславливаются естественными ресурсами восходящих вод (Вартанян, 1965).

Следует иметь в виду также трещинные емкости, сопутствующие основному нарушению и заключающие статические запасы минеральных вод. Вследствие ограниченности объемов этих трещин и быстроты их затухания по мере удаления от основного нарушения заключенные в них статические запасы минеральных вод небольшие и практического значения не имеют, хотя и могут дать некоторый приток при полном перехвате естественных ресурсов и развитии воронки депрессии вплоть до массивных блоков пород.

\* Под гидростатически экранированной разгрузкой понимается восходящий переток подземных вод из одного водоносного горизонта (или зоны) в любой другой водоносный коллектор, характеризуемый меньшими величинами гидростатических давлений. При этом интенсивность восходящей разгрузки контролируется величиной гидростатического давления в принимающем коллекторе и будет возрастать по мере уменьшения этого давления (см. гл. VI).

Трещинные системы, сопровождающие основное нарушение, представляют собой резервную емкость упругих запасов минеральных вод лишь на больших глубинах, в случаях структурного экранирования основного канала разгрузки.

В пределах месторождений малоамплитудных взбросов и надвигов наиболее проницаемы зоны развития оперяющих нарушений, разрывных дислокаций высших порядков по отношению к взбросу (надвигу). Они обычно достаточно хорошо прослеживаются в рельефе, обнажениях.

Весьма перспективны в отношении углекислых вод участки рассматриваемых нарушений, характеризующиеся изгибами и ветвлениями. Обычно в пределах крыла такого нарушения, приуроченного к выпуклой части дуги, отмечаются участки повышенной трещиноватости с восходящими минеральными водами (рис. 24).

Важными показателями месторождений являются плановое положение систем водовмещающих нарушений и ориентация их по отношению к генеральному направлению приповерхностных и поверхностных водных потоков, а также характер изменения напоров вдоль этих нарушений.

Для гидрогеологически активных нарушений возможны следующие варианты:

а) напоры вод стабильны вдоль всей протяженности гидрогеологически активного нарушения;

б) напоры вод убывают вдоль нарушения;

в) напоры вод изменяются вдоль нарушения по некоторому закону «минимум — максимум — минимум» (типа синусоиды); характерным примером таких месторождений являются Бжни на Малом Кавказе, Бен-Харун в Алжире, Дарасун в Забайкалье.

### 3. Месторождения крупноамплитудных взбросов и надвигов

Довольно широко развиты месторождения минеральных вод, приуроченные к зонам взбросов и надвигов с большими амплитудами перемещения. Истинный канал, выводящий с глубины восходящие потоки, может быть замаскирован системами гравитационных сбросов (рис. 25). При этом такие чешуйчатые сбросы гравитационного типа в ряде случаев хорошо прослеживаются по морфологическим

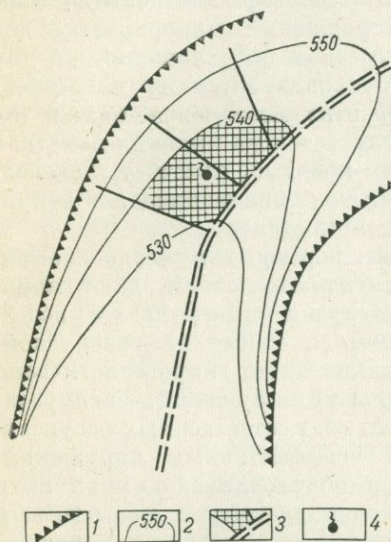


Рис. 24. Плановое положение гидрогеологически активных трещинных зон в системе разрывных дислокаций.

1 — крутые борта долины; 2 — горизонтали рельефа; 3 — тектоническое нарушение и гидрогеологически активная система трещин; 4 — минеральный источник

признакам. Эти сбросы обычно сопровождаются тектоническими террасами, спускающимися уступами к погруженным частям территории. Величины перепада высот между террасами при прочих равных условиях контролируются степенью крутизны надвига — взброса, возрастая с увеличением угла наклона плоскости сместителя.

Одним из важных признаков положения основного тектонического нарушения (взброс, надвиг), замаскированного оползшими

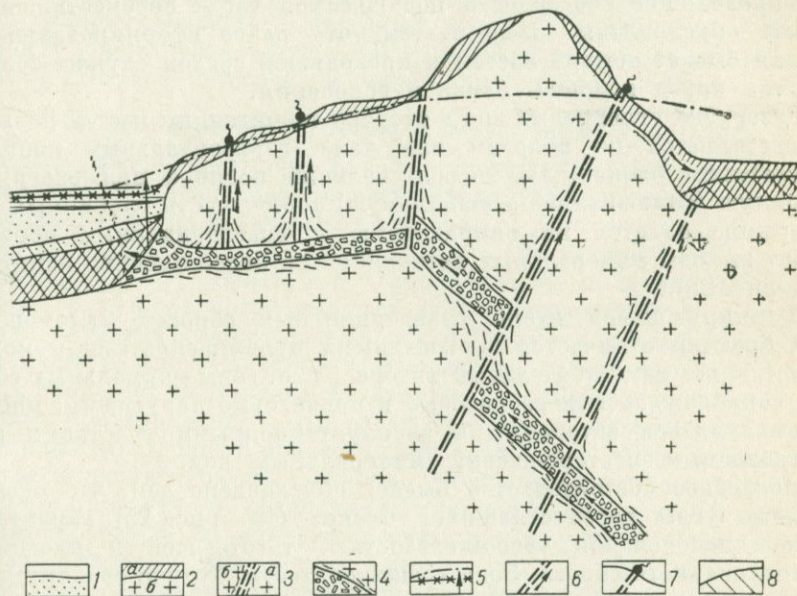


Рис. 25. Структурная схема месторождения минеральных вод крупноамплитудных взбросов и надвигов.

1 — песчано-глинистые образования; 2 — рыхлообломочные элювиальные образования (а) и монолитные магматогенно-метаморфические породы (б); 3 — маломощные зоны нарушения; 4 — трещинная зона — основной путь движения минеральных вод; 5 — уровень грунтовых вод и напоры минеральных вод; 6 — направление движения минеральных вод; 7 — минеральный источник; 8 — купол минеральных вод

блоками пород, является выход плоскости сброса, занимающего в рельефе наивысшую отметку. Обычно этот гравитационный сброс контролирует на глубине взброс или надвиг (см. рис. 25).

Вдоль участков, примыкающих к таким системам нарушений, и прежде всего вдоль основной дислокации (взброса, надвига) обычно регистрируется мощная зона брекчированных пород. Мощность брекчирования возрастает с уменьшением угла наклона плоскости нарушения. Вместе с тем зоны брекчий крутопадающих систем нарушений, несмотря на свою относительную маломощность, отличаются наиболее высокой проницаемостью. При этом для всех месторождений, связанных со взбросами и особенно с надвигами, характерно постепенное уменьшение проницаемостей по направлению от верхнего, висячего крыла к лежачему. Внешний контур таких

месторождений очень приближен к внутреннему, в силу чего резервные емкости здесь отличаются малыми объемами.

Заслуживают внимания как возможные пути движения минеральных вод вторичные дислокации, сопутствующие основному нарушению. Так, в основании надвиговых блоков (вдоль поверхности горизонтального смещения) формируется брекчия трения, характеризующаяся наиболее низкими фильтрационными свойствами. Пониженные проводящие способности подошвенной части переместившихся блоков обусловлены также и тем, что ранее сформировавшийся элювий бывает обычно срезан и проводящей средой служит только брекчия пород подошвы блока и основания.

Разгрузка углекислых вод в сторону пониженных частей рельефа осуществляется по пологим или даже горизонтальным каналам в основании блоков. Вследствие явлений подпора при разгрузке в рыхлую (аллювиально-элювиальную) толщу часть глубинных вод перераспределяется по направлению к гравитационным сбросам и дает выходы минеральных источников на более высоких отметках (см. рис. 25).

Формирующаяся вдоль гравитационных сбросов маломощная зона брекчии отличается повышенными проницаемостями и может представлять самостоятельный интерес, т. е. зоны нормальных сбросов, сопровождающих взбросовые и надвиговые нарушения, иногда могут являться автономными эксплуатационными участками рассматриваемых месторождений минеральных вод.

Последнее обстоятельство бывает обусловлено тем, что обычно тыловые углы переместившихся блоков (см. рис. 25) характеризуются интенсивной трещиноватостью, тяготеющей к плоскости гравитационного сброса. Зона трещиноватости, будучи сравнительно малопротяженной, самостоятельного интереса как объект возможной эксплуатации не представляет, однако служит аккумулятором минеральной воды, поступающей из основного нарушения (взброса, надвига). Она питает сбросовый канал, к плоскости которого обычно примыкает.

В целом разветвленные системы генетически различных нарушений в прибортовых частях тектонических депрессий (при условии территориальной близости выходов минеральных вод и единства их гидродинамического режима) в близповерхностной обстановке могут рассматриваться как единое месторождение трещинно-жильных вод с несколькими открытыми, гидростатически или структурно экранированными очагами разгрузки. При этом незначительные протяженности путей движения минеральных вод от основного питающего нарушения и ограниченные емкости трещинно-жильных коллекторов обуславливают общую зарегулированность разгрузки глубинных вод. Смена режима излива в пределах одного очага может достаточно быстро сказываться на других участках месторождения.

Для месторождений данного типа характерны как статические (включая упругие), так и естественные ресурсы минеральных вод.

Следует рассмотреть вопрос о разграничении месторождения на участки с существенно различными режимами. Для приведенной

схемы (см. рис. 22), исходя из учета ранее рассмотренных положений, можно выделить две гидравлически самостоятельные части одного месторождения, изолированные друг от друга подземным экраном (структурным). Если для первой части месторождения (с гидравлически экранированной разгрузкой) имеют значения естественные ресурсы и статические запасы, то во второй (со структурно экранированной разгрузкой) — преобладающую роль играют упругие запасы и естественные ресурсы (см. рис. 22). Месторождения этого типа широко развиты в северных частях Прибайкалья — Забайкалья в зоне строительства БАМ (Чара-Каларский район), в Закарпатье — Поляна Квасова; в Ферганском хребте — Яссы.

#### 4. Месторождения в линейных дайках, жилах и силлах

Здесь рассматривается тип месторождений минеральных вод, связанных с линейно изолированными дайками, жилами и силлами различного петрографического состава.

В настоящее время известно большое количество месторождений подземных минеральных вод, приуроченных к жильным образованиям и дайкам, выполнившим на различных этапах геологического развития территории полости дизъюнктивных нарушений преимущественно сколового и разрывного характера.

В процессе тектонической эволюции конкретного региона подвижки, происходящие вдоль ранее сформировавшихся ослабленных зон, подвергают вновь образовавшиеся жильные или дайковые тела растрескиванию, создавая глубоко уходящие проницаемые каналы.

Формирование и последующее подновление трещин, происходящие по старым тектоническим швам, особенно сильно сказываются на фильтрационных свойствах гидротермальных жил, как правило, сложенных крупными минералами (сульфидами, карбонатами, кварцем и др.). Причем кварцевые жилы, как физико-химически инертные, сохраняют наиболее хорошие фильтрационные свойства в течение всего периода существования трещинной водонапорной системы.

Для месторождений минеральных вод, приуроченных к жильным образованиям, содержащим значительные количества минералов полевошпатовой группы, характерна кольматированность отдельных зон конечными продуктами разложения полевых шпатов.

Весьма показательны в этом отношении месторождения агрессивных минеральных вод, связанных с трещинными участками в пегматитовых дайках.

Для гранитных пегматитовых тел прослеживается несколько взаимосменяющихся зон (рис. 26), отличающихся друг от друга определенными минералогическими ассоциациями (Камерон, Джанс и др. 1951; Солодов, 1962 и др.). Подобная минералогическая дифференцированность пород сказывается на механических и гидрогеологических свойствах всей дайки таким образом, что тектонические нагрузки приходятся на границы раздела различных зон, где создаются узкие проницаемые для восходящих напорных вод трещинные каналы (рис. 27).

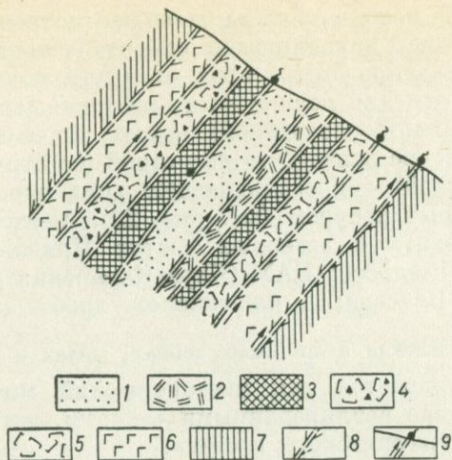


Рис. 26. Зональное строение пегматитовых даек (по Н. А. Солодову с дополнениями).

1 — зона блокового кварца; 2 — зона мелколистового мусковита; 3 — зона блокового микроклина; 4 — пегматоидная кварц-микроклиновая зона с турмалином; 5 — пегматоидная кварц-микроклиновая зона; 6 — графическая кварц-микроклиновая зона; 7 — гнейсы; 8 — ослабленные трещинные участки — пути движения минеральных вод; 9 — направление движения минеральных вод и минеральный источник

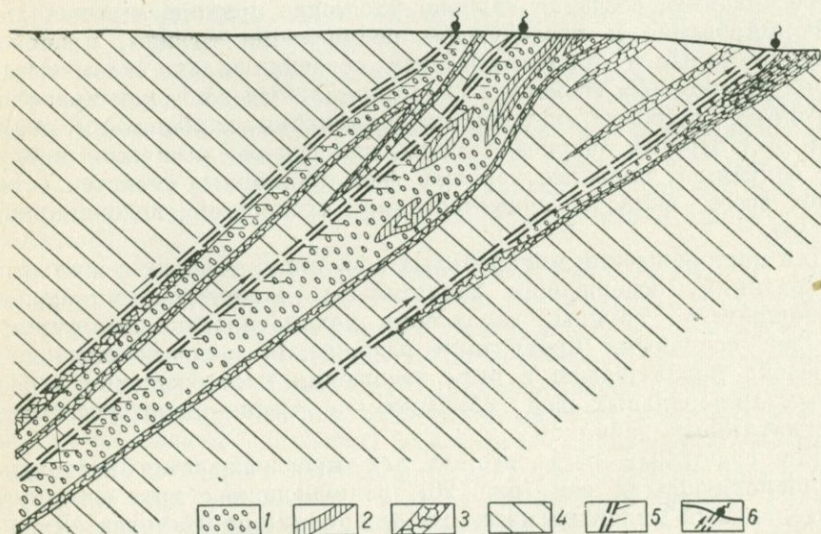


Рис. 27. Структурная схема месторождения минеральных вод в трещинном теле пегматитовой дайки (по Н. А. Солодову с дополнениями).

1 — кварц-альбит-сподуменовая зона; 2 — среднезернистая кварц-альбитовая зона; 3 — интенсивно выщелоченный кавернозный пегматит; 4 — габбро-анортозит; 5 — ослабленные трещинные участки на стыке различных зон; 6 — направление движения минеральных вод и минеральные источники

В случаях, когда к таким межзональным трещинным системам приурочены высокогазонасыщенные углекислые минеральные воды, процессы активного углекислотного выщелачивания раздробленных полевых шпатов приводят к их разрушению с образованием каолинита, заполняющего трещины.

С точки зрения возможности получения эксплуатационных притоков минеральной воды такие участки даек малоперспективны.

Как хорошие коллекторы углекислых вод представляют интерес внутренние зоны даек, где развиты существенно кварцевые образования (зоны блокового кварца), а также внешние зоны, примыкающие к сильно трещиноватому висячему крылу на контакте пегматита с вмещающей породой.

Наиболее перспективны участки, совпадающие с раздувами мощностей даек, так как в этом случае наблюдается непропорциональное увеличение сечения внутренней зоны, сложенной преимущественно кварцем.

В пределах рассматриваемых месторождений эксплуатационные запасы формируются подобно приведенным выше месторождениям из нескольких видов (естественных ресурсов, статических запасов) и могут составлять величины от десятков до нескольких сотен кубических метров в сутки. Месторождение минеральных вод данного типа представляет собой сложный, но довольно легко изучаемый объект, так как основной водовыводящий канал хорошо трассируется жильными и дайковыми образованиями.

В частности, для пегматитов установлено, что их дайки имеют протяженность от 50 до 3000 м, мощность 5—150 м (Солодов, 1962). Морфологически — это обычно плитообразные тела, реже внедрения с блоковыми формами. Типичные месторождения этой группы — Терси, Шиванда, Хужжирте (в Монголии), Баньер-де-Люшон (во Франции).

##### 5. Месторождения кольцевых и конических даек

В некоторых случаях формирующиеся на контакте интрузии с вмещающими породами разрывные, как правило, сбросовые нарушения (кольцевые, конические, радиальные) бывают заполнены магматогенным материалом (при последующих магматических фазах) или продуктами гидротермальных процессов. При этом жилы и дайки, испытавшие в позднейшие периоды динамические нагрузки, также становятся коллекторами и путями движения восходящих минеральных вод; здесь формируются месторождения, приуроченные к интрузивному телу и окаймляющие его.

Благодаря петрографическому отличию от вмещающих пород, а также высокой механической твердости, сохраняющей дайки от эрозии (для случая приповерхностного залегания), рассматриваемые зоны локализации минеральных вод обычно хорошо трассируются. Наличие таких месторождений нередко подчеркивается также самим интрузивным массивом, прослеживаемым на местности по комплексу показателей (изолированные положительные формы рельефа, обнажения коренных пород и др.).

Для рассматриваемых месторождений характерны крутые, приближающиеся к вертикальным, углы падения водовыводящих каналов, и мощности, достигающие десятков метров. Эти мощности определяют основные пути разгрузки минеральных вод, т. е. внутреннюю зону. Здесь также имеется внешний контур месторождения, замыкающий зону со слабой и быстро затухающей трещиноватостью.

Наиболее хорошо проводящие среды формируются на место-

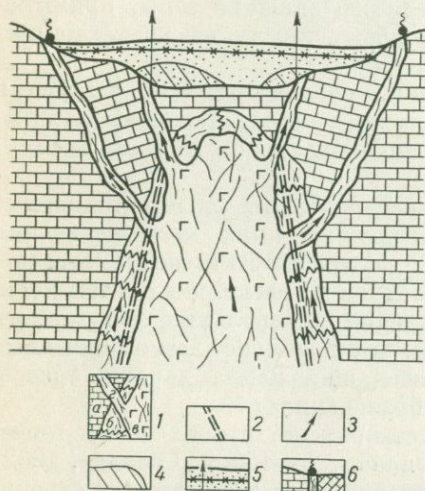


Рис. 28. Структурная схема месторождения минеральных вод кольцевых и конических даек.

1 — вмещающие породы (а), зона закалки вмещающих пород и граничные сбросовые нарушения (б), трещинная магматогенная порода основного интрузива (в), кольцевая или коническая дайка (г); 2 — граничные сбросовые нарушения; 3 — направление движения минеральных вод; 4 — купол минеральных вод; 5 — уровень грунтовых вод и напоры разгружающихся минеральных вод; 6 — источник минеральных вод

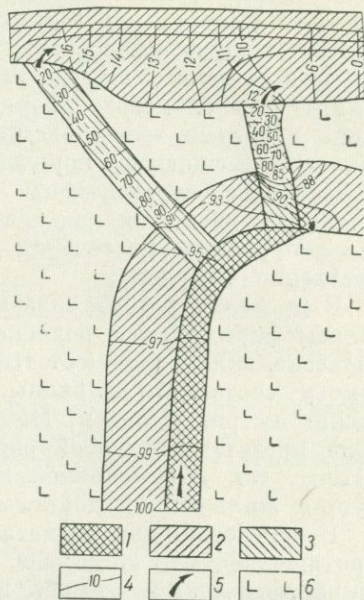


Рис. 29. Гидродинамическая модель месторождений минеральных вод кольцевых и конических даек (решение на ЭГДА).

1 — трещинная зона с условной проводимостью 0,13; 2 — то же, с условной проводимостью 0,024; 3 — то же, с условной проводимостью 0,024; 4 — линии равных напоров; 5 — направление движения минеральных вод; 6 — монолитные непроницаемые блоки

рождениях, связанных с крутопадающими кольцевыми дайками: живые сечения трещинных каналов на месторождениях с коническими, сравнительно пологопадающими дайками уменьшены за счет запечатывающего воздействия давящих сверху пород.

Возможны следующие распределения напоров вдоль протяженности даек: а) напоры постоянные; б) напоры переменные; в) точечные напоры, т. е. гидрогеологически активные участки сменяются участками непроницаемыми.

В прямом соответствии с этим находятся величины разгрузки минеральных вод. В целом в плане трещинные каналы месторождений кольцевых и конических даек подобны нагнетательным гале-

реям, вдоль которых осуществляется вертикальная разгрузка глубинных минеральных вод (рис. 28, 29).

В зависимости от места выхода основных каналов для данных месторождений следует рассматривать два типа разгрузки: свободный и гидростатически экранированный.

Во втором случае месторождения кольцевых и конических даек могут служить местными источниками питания грунтового водоносного горизонта и составлять значительную долю его расхода.

В отношении устойчивости коллекторских свойств во времени рассматриваемые месторождения аналогичны ранее приведенному типу месторождений линейных даек, жил и силлов. Весьма типично в этом отношении известное месторождение Акс-ле-Терм (Франция).

## 6. Месторождения экзоконтактов интрузивов

Внедрение сильно разогретых магм в осадочные толщи обуславливает глубокое перерождение вмещающих пород, формирование по периферии интрузива четко прослеживаемой зоны закалки, облегающей в виде своеобразной коры интрузивное тело. В частности, наиболее сильно контактово-метасоматическое перерождение регистрируется на контакте глинистых толщ с щелочными интрузивами. Причем в зоне переработки пелитовые породы приобретают кристаллическую, отличную от первоначальной, текстуру и высокую жесткость. Такое же контактово-реакционное явление с последующими заложениями разрывных дислокаций типа сбросов происходит при взаимодействии высокотемпературных интрузий кислого состава с известняками и доломитами (скарнирование) и гипербазитов с силикатными (песчанистыми) породами (Елисеев, 1959).

Породы зоны термометасоматической переработки по своим физико-химическим качествам существенно отличаются как от более жестких и инертных пород интрузива, так и от пластичных осадочных толщ: явления температурной усадки (после остывания магмы) обуславливают необратимые деформации именно в этой наиболее хрупкой части разреза, приводя к формированию систем краевых разрывных дислокаций. Как по разрезу, так и в плане эти дислокации обычно имеют извилистый характер.

Кроме того, так называемая зона закалки, будучи наиболее близко расположенной к внешней кромке интрузии, оказывается местом интенсивного течения процессов метасоматизма; именно здесь в некоторых случаях возможны явления кавернообразования за счет нескомпенсированного метасоматического выноса вещества во внешние области (Яшина, 1963).

Наконец, унаследованность тектонических подвижек обуславливает периодическое оживление ранее заложенной трещинной системы, сохранение ее фильтрационных свойств.

В природной обстановке «кора» закаленных и глубокометаморфизованных трещинных пород играет роль канала, питающего вблизи интрузивного тела прорванные водоносные горизонты. Этот канал по существу является местной зоной питания водоносных горизонтов в осадочных толщах.

В зависимости от гидрохимической обстановки в водоносных горизонтах и абсолютной отметки каждого из них поступающая из зон закалки минеральная вода, смешиваясь в разных пропорциях с пластовыми водами, на сравнительно небольшом удалении от места разгрузки будет формировать различные производные. Таким образом, в пределах рассматриваемого типа месторождений можно рассчитывать на выявление ценных вод различной минерализации и неодинакового состава.

В тех случаях, когда интрузивный массив залегает на небольших глубинах и присводовая трещинная зона закалки обнажена или перекрыта рыхлыми образованиями небольшой мощности, на местности отмечается наиболее интенсивная разгрузка минеральных вод.

Мощность зоны метаморфизации зависит от характера вмещающих образований, состава и температуры магмы, но обычно не превосходит 300—500 м (Портнов, Нечаева, 1967; Прохоров, 1967;

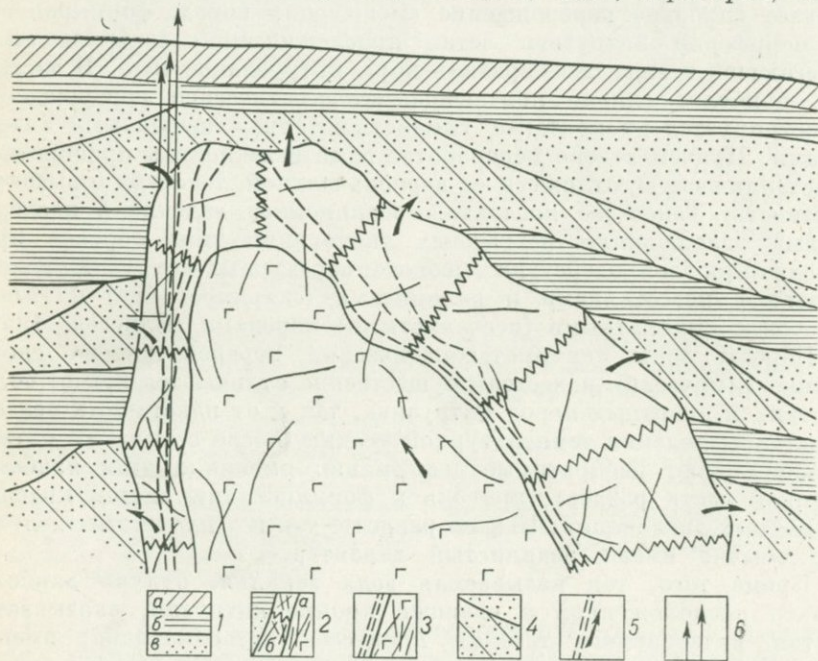


Рис. 30. Структурная схема месторождения минеральных вод в трещинных зонах закалки вмещающих пород.

1 — рыхлообломочная зона (а), глинистые водоупорные образования (б), гранулярные осадочные образования (в); 2 — интрузивная трещинная порода (а), зона закалки вмещающих пород (б); 3 — краевые сбросы; 4 — зона растекания минеральных вод в водоносные горизонты; 5 — направление движения восходящих минеральных вод; 6 — напоры минеральных вод в различных линиях водовмещающего канала

Шевченко, 1954; Яшина, 1963). Наибольшие мощности зоны закалки отмечаются в купольной части интрузива и в частях, примыкающих к пологому крылу магматогенного массива (рис. 30).

Зоны закалки в качестве водопроводящих участков отличаются неравнозначностью фильтрационных характеристик. Наибольшие величины  $kt$  обычно отмечаются на участках, примыкающих к пологим крыльям интрузива, для которых характерны сосредоточенные потоки восходящих минеральных вод. В зонах вблизи крутонадающих крыльев обычно большие величины падения напоров и ограниченные расходы минеральных вод.

Участки пологопадающих крыльев интрузивов с примыкающими к ним зонами закалки представляют безусловный интерес как части разреза, к которым приурочены наибольшие величины естественных ресурсов минеральных вод. Весьма типичны в этом отношении месторождения Джермук (Малый Кавказ) и Кука (Забайкалье).

## 7. Месторождения интрузивных диапиров

Выдавливание «холодных» высоковязких интрузивных тел, характеризующихся большой лобовой поверхностью, приводит к сильному дроблению пород на больших площадях (рис. 31). При этом в пределах участка давящего воздействия интрузии фиксируются неравномерные деформации, приводящие к блокированности вмещающих пород и обуславливающие обилие взаимно пересекающихся нарушений преимущественно разрывного характера. Плоскость каждой такой системы нарушений представляет собой обособленный канал разгрузки минеральных вод.

Как показывает систематизированное изучение таких площадей, размещение гидрогеологически активных разрывных нарушений в их пределах неравномерно, хотя в целом в центральных частях массива над сводами интрузий отмечаются большая удельная (на единицу площади) плотность дизъюнктивов и лучшая их раскрытость.

Подобно рассмотренным выше случаям здесь также возможны два типа разгрузки — свободный и гидростатически экранированный. Более распространены месторождения с гидростатически экранированной разгрузкой вследствие того, что обычно на трещинной поверхности метаморфических и магматогенных образований

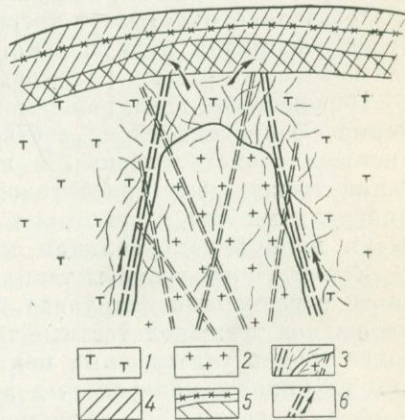


Рис. 31. Структурная схема месторождения минеральных вод на контакте низкотемпературных интрузивов с жесткими вмещающими породами.

1 — монолитные вмещающие породы; 2 — трещинные интрузивы (низкотемпературные внедрения); 3 — краевые сильно трещиноватые зоны сбросов; 4 — зона элювий с развитием грунтовых вод и купол разгружающихся минеральных вод; 5 — уровень грунтовых вод и купол разгружающихся минеральных вод; 6 — направление движения минеральных вод

формируется толща элювия, как правило, заключающая грунтовые потоки\*.

В таких случаях рассредоточенная разгрузка глубинных минеральных вод в силу процессов сложения течений приводит к некоторой деформации поверхности водного потока грунтового горизонта, обуславливая вблизи зон разгрузки отклонения от общего направления движения грунтовых вод.

В целом при прочих равных условиях (близость абсолютных отметок поверхности, общность разреза и др.) абсолютные отметки поверхности грунтового водоносного горизонта в пределах месторождений рассматриваемого типа будут превосходить напоры на смежных, лишенных минеральных вод участках, т. е. вся территория месторождения может рассматриваться как местная область питания грунтового водоносного горизонта, где модуль грунтового стока превосходит среднюю для района величину. На отдельных участках таких территорий в водоносном горизонте фиксируются пьезометрические купола.

Гидрогеологическая эволюция месторождений рассматриваемого типа в силу самокольматации трещин идет по пути постепенного расширения площади разгрузки глубинных минеральных вод и последовательно охватывает трещинные породы от центральной, наиболее раскрытой надкупольной части массива, к его периферии, где за зонами краевых разрывов и сбросов трещиноватость затухает.

Перемещение контуров такого месторождения от центра к периферии сопровождается соответственным ухудшением фильтрационных свойств массива, а постоянно идущие процессы кольматации трещин, еще более усложняя условия разгрузки глубинных минеральных вод, в некоторых случаях могут привести к практически полной самоизоляции месторождения.

Естественные ресурсы таких месторождений находятся в прямой связи с размерами интрузива, рост которого вызвал формирование площадной трещиноватости, а также зависят от ряда других гораздо более трудно учитываемых показателей (размещение областей питания глубинных минеральных вод, степень современной магматической и тектонической активности территории и др.).

Эксплуатационные запасы минеральных вод, оцениваемые по отдельным участкам таких месторождений, могут достигать (в прикупольной части) 15—30 л/с. Типичным примером является месторождение Малка (Камчатская область).

#### 8. Месторождения кольцевых сбросов

Нередко среди литифицированных осадочных пород или в жестких магматогенно-метаморфических массивах вокруг малоразмерных в плане интрузий (тел прорыва) формируются достаточно крупные по размерам месторождения минеральных вод, где отдельные

\* Для рассматриваемых месторождений, являющихся в площадном отношении наиболее крупными, свободная разгрузка типична лишь на отдельных участках, где те или иные процессы (например, глубокая эрозия) вскрыли один из водовыводящих каналов.

выходы глубинных потоков обычно локализуются вдоль кольцевых или радиальных нарушений типа нормальных сбросов.

В таких случаях каждая из линейных зон нарушений, выводящих к поверхности глубинные минеральные воды, несмотря на возможную удаленность от аналогичных ей гидрогеологически активных структур территории, представляет собой лишь участок единого площадного месторождения (рис. 32).

Весьма широко встречаются при этом системы кольцевых и полукольцевых дислокаций, служащих связующими каналами.

Это обстоятельство и является принципиальным отличием таких месторождений от ранее рассмотренных месторождений минеральных вод в пределах гидравлически изолированных нормальных сбросов. В случае гидростатически экранированной разгрузки минеральных вод доля последних в расходе грунтового водоносного горизонта на отдельных участках может достигать 30—40%.

Естественные ресурсы минеральных вод на участках с протяженностью гидрогеологически активного нарушения 0,5—0,8 км могут достигать 0,3—0,8 тыс. м<sup>3</sup>/сут, в осадочных толщах — значительно выше. При этом оцениваемые эксплуатационные запасы (отбор минеральной воды одиночными скважинами) в среднем составляет в магматогенных комплексах 250—350 м<sup>3</sup>/сут, в осадочных толщах до 2—2,5 тыс. м<sup>3</sup>/сут.

Разгрузка минеральных вод в грунтовой водоносный горизонт приводит к деформации водной поверхности в этом горизонте и на карте гидроизогипс выражается полосой с повышенными отметками уровней. Эта полоса совпадает с направлением гидрогеологически активного разрывного нарушения. Примерами таких месторождений являются Железноводское, Пятигорское, Шмаковское месторождения углекислых вод.

### Группа месторождений площадного распространения

#### 9. Месторождения в зонах сочленения трещинно-жильных и пластовых водонапорных систем

Месторождения характеризуются весьма значительными площадями распространения минеральных вод определенного состава и большими мощностями водоносных горизонтов (комплексов).

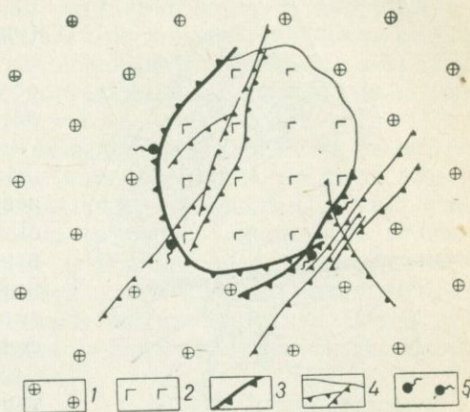


Рис. 32. Структурная схема месторождений углекислых вод кольцевых сбросов. 1 — вмещающие породы; 2 — изверженные породы экструзива; 3 — полукольцевые и кольцевые сбросы; 4 — радиальные нарушения; 5 — минеральные источники

Характерной особенностью строения этих месторождений является наличие зон тектонических нарушений, питающих пластовую систему восходящими минеральными водами. Эти локальные зоны питания обеспечивают восполнение ресурсов минеральных вод месторождения. От них далее осуществляется латеральное движение минеральных высокогазонасыщенных и нередко термальных вод (рис. 33).

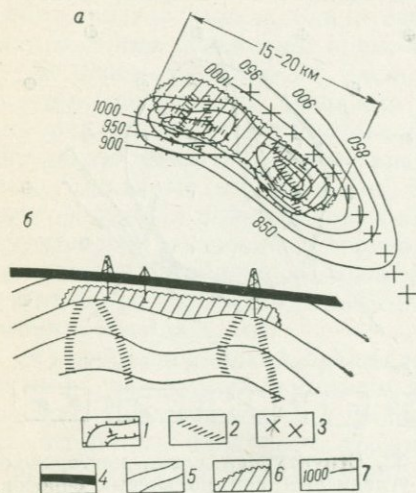


Рис. 33. Структурная схема месторождений углекислых вод на стыке трещинно-жильных и пластовых водоносных систем (а — план; б — разрез).

1 — стратиграфия структуры (антиклинали) и направление падения слоев; 2 — тектонические нарушения — трещинно-жильные водоносные системы; 3 — регионально ослабленная зона (линемент); 4 — водоупорные толщи; 5 — контуры водоносных горизонтов; 6 — гидродинамический (гидрохимический) купол минеральных вод; 7 — изобезы

Как показывает изучение таких месторождений, здесь удается выявить зоны с наиболее высокими проводимостями (совпадающие с системами питающих нарушений) и максимальными значениями напоров минеральных вод. По мере удаления от питающих зон величины напоров, газонасыщенности, минерализации, температур в горизонте снижаются.

Весьма показательно, что напоры, регистрируемые в пределах ослабленных зон, значительно превосходят таковые, характерные для горизонта, в который осуществляется разгрузка минеральных вод, и создают своеобразный гидродинамический максимум.

С другой стороны, если разгрузка осуществляется из нижележащего горизонта, как это, например, имеет место на упомянутом, Нагутском месторождении, то в данном питающем горизонте форми-

Структура таких зон питания обуславливается характером геологического развития региона.

Так, на Кисловодском месторождении углекислых вод глубинная составляющая поступает в волжский и более высоко расположенные горизонты по тектоническому нарушению (природа и морфология не ясны) в кристаллическом фундаменте.

На одном из крупнейших месторождений — Нагутском потоки углекислых вод поступают в продуктивный верхнемеловой горизонт по системам разрывных дислокаций, весьма плотно размещающихся в своде крупной Суркульско-Кумской брахиантиклинали. Мощная толща водоупорных комплексов экранирует восходящий поток сверху, в силу чего минеральная вода, принимая общерегиональное направление движения, широко распространяется в верхнемеловом горизонте. Протяженность Нагутского месторождения около 20 км.

руется крупный пьезо минимум, обусловленный перетоком минеральных вод вверх по разрезу.

Аналогичным образом напоры в трещинных питающих системах несколько ниже по сравнению с другими участками трещинно-жильных каналов, удаленных от зоны перетока в пластовой коллектор и поэтому не подверженных влиянию воронки депрессии.

Вследствие того, что рассматриваемый тип месторождения связан с межгорными и предгорными бассейнами и склонами, регистрируемые здесь избыточные напоры достигают очень высоких значений, иногда до  $(3-4) \cdot 10^6$  Па.

Геолого-тектонические и геотермические условия таких бассейнов обуславливают высокую нагретость минеральных вод и часто весьма значительную насыщенность глубинным углекислым газом. Так, в Эссентукской опорной скв. 1 на глубинах около 1500 м было зафиксировано в воде содержание углекислоты до 40 г/л.

Этот тип месторождений углекислых вод один из наиболее мощных — эксплуатационные его запасы могут достигать 5—10 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Характерные представители — Нагуты, Кисловодск, Эссентуки, Боржоми, Музайя (Алжир).

## Глава VI

### ОСОБЕННОСТИ ГИДРОДИНАМИКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД СО СКРЫТОЙ (ГИДРОСТАТИЧЕСКИ ЭКРАНИРОВАННОЙ) РАЗГРУЗКОЙ

Как следует из рассмотрения основных типов месторождений для большинства из них наряду со свободным истечением на поверхности характерна также гидростатически экранированная (скрытая) разгрузка минеральных вод.

В последнем случае зачастую удается проследить значительную подверженность качества минеральных вод сезонным колебаниям и изменениям в режиме эксплуатации. Это обстоятельство обусловлено спецификой сосуществования восходящих минеральных вод и неминеральных подземных потоков в некотором водоносном горизонте (комплексе). С учетом отмеченного возникает особая необходимость более детализированного изучения гидродинамической природы этих месторождений минеральных вод. Скрытая разгрузка минеральных вод, осуществляемая в напорные или грунтовые водоносные горизонты, по природе своей может рассматриваться как процесс, аналогичный нагнетанию воды в водоносный горизонт.

Гидродинамический анализ этого процесса был осуществлен М. Маскетом (Muscat, 1937), который дал аналитическое решение для формы тела воды, нагнетаемой через скважину в двухмерный горизонтальный водоносный горизонт. В данном случае предусматривалось, что в окрестностях нагнетательной скважины работает откачивающая скважина.

Следует отметить, что даже для этого простого случая получение точного аналитического решения сопряжено с большими

трудностями. Метод практически неприменим уже для системы скважин, размещающихся несимметрично, или для симметрично расположенных скважин, но с изменяющейся долей нагнетания или откачки.

В дальнейшем к решению этой группы задач неоднократно обращались П. Я. Полубаринова-Кочина (1952), А. Я. Милович (1946) и др. Ими была доказана практическая невозможность учета изменений границ этого тела в пространстве при различных режимах нагнетания и откачки.

А. М. Милн-Томсон (1964) в своей фундаментальной работе рассмотрел ряд зависимостей при сопряжении точечного источника с некоторым горизонтом-стоком и вывел уравнение «стенки» раздела двух потоков

$$\frac{1}{x} = -\frac{1}{y} \operatorname{tg} \frac{\pi y}{h},$$

где  $h$  — мощность горизонта, в который осуществляется разгрузка;  $x, y$  — плоскостные координаты.

Как видим, данное равенство имеет сугубо теоретический характер и не дает возможности в какой-либо мере подойти к решению более конкретных вопросов.

И. Харпац и Ж. Беар (Harpaз and Bear, 1964) при исследовании проблемы создания искусственного резерва подземных вод в условиях пустыни Негев также обратились к исследованию положения границ различных вод при нагнетании в водоносный горизонт.

В частности, ими было показано, что задача о формах нагнетаемого тела и связанных с этим запасах подземных вод может решаться лишь приближенно. Причем это справедливо лишь при условии, что вместо сложной конфигурации фронта раздела будет рассматриваться определенная характерная точка границы раздела.

В связи с исследованиями закономерностей и темпов загрязнения водоносных горизонтов при сбросе в них промстоков задача о формах и структуре фильтрационного потока рассматривалась В. М. Гольдбергом (1973). Полученные им аналитические зависимости для так называемой водораздельной точки, а также для ширины области растекания растворов, нагнетаемых через скважину в пласт, позволяют решать обратную задачу о расходе нагнетающего источника. Вместе с тем следует отметить, что полученные уравнения дают вполне удовлетворительные результаты для случаев работы точечных источников (скважин) и не позволяют оценивать эффект растекания нагнетаемых вод при поступлении их через некоторую питающую зону с существенно протяженными площадями (например, тектоническое нарушение).

Специальные модельные решения в сочетании с натурными наблюдениями, проведенные для выяснения характера взаимодействия грунтового водоносного горизонта и некоторой системы конечных размеров, выводящей с глубины восходящие потоки, свидетельствуют о следующих закономерностях гидростатически экранированной сосредоточенной разгрузки (Вартанян, 1968).

Зона, выводящая глубинные потоки в горизонт грунтовых или пластовых напорных вод, венчается гидродинамическим куполом, сформированным разгружающейся составляющей. Значительное увеличение сечения потока восходящих вод при их разгрузке в горизонт-реципиент обуславливает резкое падение градиентов напора этого потока. В то же время в горизонте-реципиенте \* в связи с поступлением снизу глубинных (минеральных) вод также отмечается

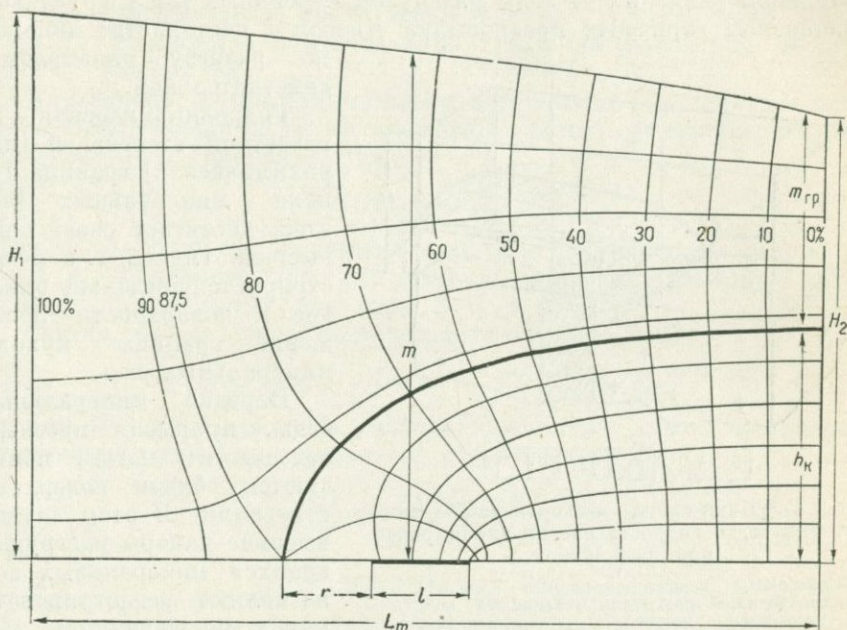


Рис. 34. Гидродинамическая модель гидростатически экранированной разгрузки минеральных вод (купол минеральных вод) — решение на ЭГДА.

$H_1$  — мощность грунтового горизонта-реципиента выше зоны внедрения напорных вод;  
 $H_2$  — мощность грунтового горизонта-реципиента ниже зоны внедрения напорных вод;  
 $m$  — мощность горизонта-реципиента над зоной внедрения напорных вод;  $h_k$  — высота купола напорных вод;  $l$  — протяженность зоны разгрузки напорных вод

подпор горизонтального потока с соответствующим падением градиентов напоров. Следствием этого является выполаживание зеркала вод горизонта-реципиента. Такое падение градиентов напоров в обоих реагирующих потоках приводит к выравниванию напоров в некотором удалении от места разгрузки минеральной воды.

Глубинные (восходящие по тектоническому разрыву) воды, растекаясь в горизонтальной водоносной толще, в целом наследуют направление движения вод данного горизонта. Однако некоторая часть восходящего потока, отесняя от тектонического разрыва пресные воды, проникает по пласту против движения горизонтального потока вод на некоторое расстояние  $r$  (рис. 34).

\* Под горизонтом-реципиентом понимается горизонт, в который осуществляется восходящая разгрузка минеральных вод.

Как показывают результаты решений на аналоговых машинах, эта величина  $r$  может быть весьма значительной и достигать 0,5—1,0 (возможно, и более) величины мощности горизонта.

Другим следствием взаимодействия глубинных потоков и вод грунтового (напорного) горизонта является сильный изгиб линий равных напоров близ зоны разгрузки восходящих вод; лишь на значительном удалении от зоны разгрузки глубинных вод в грунтовом водоносном горизонте предпосылка Дюпюи о постоянстве напоров по разрезу оказывается действительной.

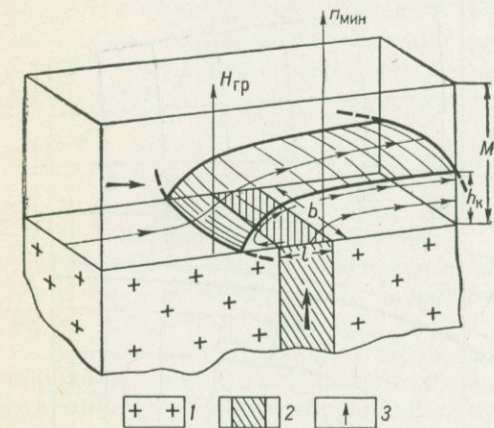


Рис. 35. Блок-схема месторождения минеральных вод с гидростатически экранированной разгрузкой.

1 — массивные водонепроницаемые породы; 2 — зона восходящей разгрузки углекислых вод; 3 — направление движения углекислых вод.  
 $H_{гр}$  — средний напор воды в горизонте-реципиенте;  
 $H_{мин}$  — средний напор разгружающихся (восходящих) вод;  $l$  — протяженность зоны разгрузки;  $b$  — ширина зоны разгрузки;  $h_k$  — высота купола напорных вод;  $M$  — мощность водоносного горизонта-реципиента вдали от зоны разгрузки (предпосылка Дюпюи вновь соблюдается)

текается ими вдоль некоторой поверхности, образующими для которой служат граничные линии тока (рис. 35).

Купол минеральных вод чутко реагирует на любое изменение гидродинамических условий в пределах участка разгрузки. Например, с увеличением мощности грунтового потока в периоды интенсивного выпадения атмосферных осадков высота купола сокращается, уменьшается площадь его основания (площадь растекания минеральных вод), что указывает на уменьшение расхода потоков разгружающихся минеральных вод. Или, наоборот, в процессе откачек из горизонта грунтовых вод вблизи зоны поступления восходящих минеральных вод за счет снятия некоторой доли гидростатического давления приток минеральной составляющей может увеличиваться. Вследствие этого происходит расширение площади растекания (равно как и высоты купола) минеральных вод.

Гидродинамическая (в известной степени и гидрохимическая) граница купола минеральных вод здесь достигает своей высшей отметки, т. е. регистрируется предельно близкое к поверхности положение границы купола минеральных вод.

Нередко минеральные воды, прорывая пресный подземный поток, появляются вблизи поверхности земли. В этом случае высокие напоры разгружающихся минеральных вод позволяют регистрировать купол по величинам пьезометров.

В большинстве же случаев купол гидростатически экранируется водами горизонта-реципиента, т. е. об-

Если принять, что сток глубинных вод в горизонт грунтовых вод осуществляется через некоторое нарушение, имеющее весьма малое сечение (точечный источник), то, очевидно, можно записать следующее уравнение скорости движения разгружающихся вод:

$$v_0 = \alpha (H_{\text{мин}} - H_{\text{гр}}), \quad (41)$$

где  $v_0$  — скорость движения;

$\alpha$  — коэффициент пропорциональности, учитывающий фильтрационное сопротивление среды на некотором участке разгрузки.

Для случая, когда над точечным источником расположена скважина, отбирающая воду из грунтового потока с понижением  $S_1$ , уравнение (41) приобретает вид

$$v_1 = \alpha (H_{\text{мин}} - H_{\text{гр}} + S_1); \quad (42)$$

здесь  $S_1$  — величина понижения уровня в грунтовом потоке;

$v_1$  — скорость движения разгружающихся в грунтовой поток глубинных вод (при  $S_1$ ).

Считая, что сечение  $f$  «источника» постоянно и что

$$v_0 f = q_0; \quad v_1 f = q_1; \quad \dots; \quad v_n f = q_n,$$

оценим величину прироста расхода глубинного потока в процессе откачки из потока грунтовых вод с понижением  $S_1$

$$\frac{q_1}{q_0} = \frac{v_1 f}{v_0 f} = \frac{\alpha (H_{\text{мин}} - H_{\text{гр}} + S_1)}{\alpha (H_{\text{мин}} - H_{\text{гр}})},$$

$$\frac{q_1}{q_0} = \frac{S_1}{H_{\text{мин}} - H_{\text{гр}}} + 1, \quad (43)$$

но

$$q_1 = q_0 + \Delta q_1 \quad (44)$$

или

$$\frac{\Delta q_1}{q_0} = \frac{S_1}{H_{\text{мин}} - H_{\text{гр}}}. \quad (45)$$

Таким же образом при понижениях  $S_2, S_3, \dots, S_n$  будут справедливы следующие равенства:

$$\frac{\Delta q_2}{q_0} = \frac{S_2}{H_{\text{мин}} - H_{\text{гр}}}$$

.....

$$\frac{\Delta q_n}{q_0} = \frac{S_n}{H_{\text{мин}} - H_{\text{гр}}}. \quad (46)$$

Отсюда

$$\Delta q_n = q_0 \frac{S_n}{H_{\text{мин}} - H_{\text{гр}}} \quad (47)$$

или, принимая

$$\frac{q_0}{H_{\text{мин}} - H_{\text{гр}}} = \text{const} = A,$$

$$\Delta q_n = AS_n. \quad (48)$$

Полученное соотношение представляет собой уравнение прямой, откуда следует, что величина прироста расхода разгружающихся глубинных вод находится в линейной зависимости от величины понижения уровня в потоке грунтовых вод.

В соответствии с уравнениями (44) и (48) график функции  $q_{\text{мин}} = q_0 + \Delta q = f(S)$  также выразится прямой, наклоненной к оси абсцисс под углом  $\beta$ , тангенс которого равен  $A$ . Эта прямая пересекает ось  $y$  в точке, ордината которой равна  $q_0$  (рис. 36).

Вследствие того, что в процессе откачки из депрессионной скважины установившееся понижение  $S$  достигается по прошествии значительного срока, величина разгрузки глубинного потока будет переменной во времени и испытывать тенденцию к нарастанию с ростом понижения.

Этот процесс можно представить как результат действия двух источников и одного стока. Первый источник работает бесконечное время с постоянной производительностью  $q_0$  и обеспечивает существование купола объемом  $W_0$ . Второй источник вступает в работу, начиная с момента времени  $t_0$ , и нагнетает воду с пере-

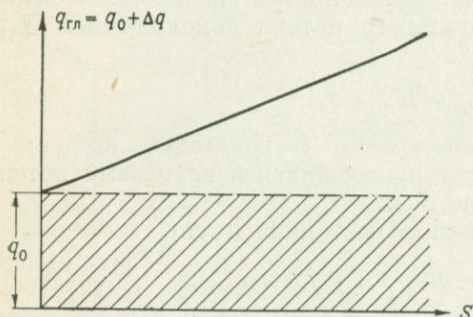


Рис. 36. График зависимости величины стока глубинного потока в горизонт грунтовых вод от величины понижения (точечный источник)

менными, нарастающими во времени дебитами, так что  $\Delta q_1 < \Delta q_2 < \dots < \Delta q_n$ ;  $\Delta q_1 \dots \Delta q_n$  — средние величины прироста глубинного расхода в промежутки времени

$$\Delta t_1 = t_1 - t_0, \quad \Delta t_2 = t_2 - t_1, \\ \Delta t_3 = t_3 - t_2, \quad \dots, \quad \Delta t_n = t_n - t_{n-1}.$$

Сток также действует с момента времени  $t_0$  с постоянным дебитом  $q_c$  и отбирает часть воды, поступающей из рассмотренных выше двух источников.

Суммарное действие источников и стока должно выразиться в деформации первоначального гидродинамического купола, в изменении его объема с  $W_0$  до  $W_n$ .

Очевидно, что рассматриваемый процесс можно выразить следующим балансовым уравнением:

$$\mu W_n = \mu W_0 - q_c(t_n - t_0) + \Delta q_1(t_1 - t_0) + \\ + \Delta q_2(t_2 - t_1) + \dots + \Delta q_n(t_n - t_{n-1}), \quad (49)$$

где  $\mu$  — коэффициент эффективной пористости;  
 $W_n$  — установившийся при совместном действии источников и стока объем гидродинамического купола;

$W_0$  — объем купола, сформированный действием первого источника (объем купола в естественном состоянии);

$t_1, t_2, \dots, t_n$  — текущее время.

Благодаря тому, что расход  $q_0$  обеспечивает существование гидродинамического купола объемом  $W_0$ , рост или сокращение этого первоначального объема будет определяться лишь соотношением величин  $\Delta q$  и  $q_c$ . Причем в случае

$$\frac{\Delta q}{q_c} < 1 - \quad (50)$$

будет происходить сработка купола, а при

$$\frac{\Delta q}{q_c} > 1 - \quad (51)$$

его разрастание.

Таким образом, наблюдая за объемом купола минеральных вод во времени или в процессе опытных работ, проводимых по определенной методике, можно с учетом рассмотренных зависимостей в каждый промежуток времени оценивать величину глубинной (минеральной) составляющей.

Не рассматривая процессы гидродинамической дисперсии при движении двух химических различных водных потоков, отметим, что поверхность раздела этих потоков можно считать гидродинамически непроницаемой границей, стабильность положения которой сохраняется при условии постоянства абсолютных величин и соотношений напоров реагирующих систем. В этом случае на значительных протяженностях грунтового горизонта по течению ниже зоны разгрузки глубинных вод обеспечивается совместное несмешивающееся течение двух подземных водных потоков различного генезиса и химического состава.

Как было показано, геометрические параметры купола разгружающихся вод и его шлейфа растекания функционально связаны с величиной расхода  $Q_{\text{мин}}$ , причем вследствие этого на участках, удаленных от возмущающего влияния зоны разгрузки, мощность грунтового водоносного горизонта делится на части, кратные отношению расходов несмешивающихся потоков. Отсюда, принимая предельную высоту купола (или шлейфа растекания) за  $h_k$ , а мощность всего потока горизонта-реципиента (по течению ниже зоны разгрузки) за  $M$ , для хорошо выдержанных в пространстве водоносных горизонтов с однородными фильтрационными свойствами можно получить следующее простое равенство:

$$\frac{h_k}{M} = \frac{Q_{\text{мин}}}{Q_{\text{гр}}}, \quad (52)$$

где  $Q_{\text{гр}}$  — расход воды в грунтовом горизонте по течению ниже зоны разгрузки глубинных вод (на участке шириной  $\epsilon$ , равной ширине питающей зоны) (см. рис. 35).

Исходя из приведенного соотношения, глубинный расход  $Q_{\text{мин}}$  может быть выражен

$$Q_{\text{мин}} = Q_{\text{гр}} \frac{h_{\text{к}}}{M}.$$

или, принимая  $\frac{h_{\text{к}}}{M}$  за коэффициент пропорциональности  $\theta$ ,

$$Q_{\text{мин}} = \theta Q_{\text{гр}}. \quad (53)$$

Дальнейшие исследования особенностей сосредоточенного перетекания глубоких вод осуществлялись путем комплексного решения на моделирующих и счетно-решающих машинах.

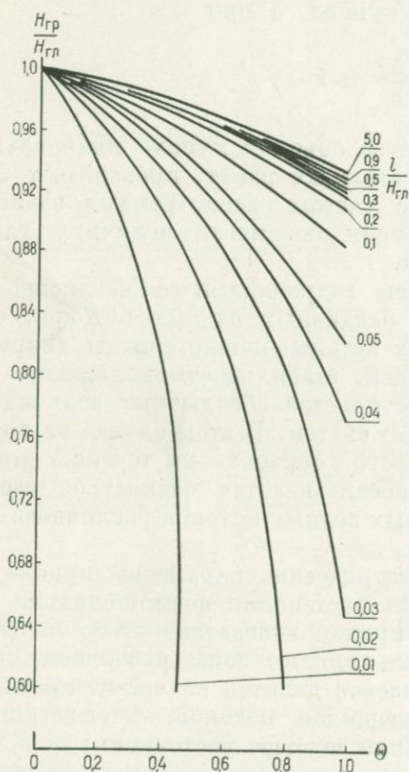


Рис. 37. График функции  $\theta \div \frac{H_{\text{гр}}}{H_{\text{гл}}}$  для  $J = 0,07$

Проведенные модельные решения для случаев переменных мощностей грунтового водоносного горизонта, больших протяженностей зон разгрузки восходящих вод и для различных гидравлических градиентов позволили получить систему значений функции  $\theta$  (табл. 11), которые далее были приняты за основу при машинном решении. В дальнейшем задача получения аналитического выражения функции, заданной таблицей ее значений, решалась методом интерполирования.

## Результаты моделирования

$I_{II}$	Вариант	№ п/п	$l$	$L_M$	$h_1$	$m$	$h_2$	$h_K$	$m_{гр} = h_2 - h_1$	$r_K$
0,07	I	2	15	140	57	53,3	47	23,4	23,6	4,5
		3	15		56	52,75	46	27,8	18,2	8,9
		4	15		55	52,45	45	34,5	10,5	15,6
		5	15		54	51,8	44	36,7	7,3	21,7
		6	15		53	51,35	43	39,8	3,2	36,0
		7	15		52	50,2	42	39,9	2,1	42,2
		* II	8		10	140	58	53,85	48	13,4
	9		10	57	53,05		47	21,6	25,4	5,6
	10		10	56	52,5		46	29,4	16,6	9,3
	11		10	55	52,0		45	29,9	15,1	14,0
	12		10	54	51,5		44	34,7	9,3	19,2
	13		10	53	50,7		43	37,7	5,3	27,2
	14		10	52	50,05		42	39,1	2,9	35,8
	III	15	6	140	58	53,7	48	12,8	35,2	2,9
		16	6		57	53,0	47	17,6	29,4	5,5
		17	6		56	52,45	46	24,4	21,6	9,9
		18	6		55	51,85	45	27,3	17,7	13,8
		19	6		54	51,3	44	32,2	11,8	17,8
		20	6		53	50,1	43	33,4	9,6	21,8
		21	6		52	50,45	42	37,9	4,1	35,0
	IV	22	2	140	59	54,45	49	5,0	44,0	0,8
23		2	58		53,7	48	11,1	36,9	3,6	
24		2	57		52,95	47	16,9	30,1	6,5	
25		2	55		51,3	45	23,0	22,0	11,6	
26		2	53		48,8	43	29,2	13,8	17,4	
27		2	52		49,2	42	31,1	10,9	20,9	
28		2	51		48,7	41	33,4	7,6	25,8	
0,08	V	1	15	120	57,5	53,4	47,5	20,0	27,5	2,2
		2	15		57	53,3	47	21,0	26,0	2,1
		3	15		56	52,6	46	26,5	19,5	7,6
		4	15		55	51,8	45	31,4	13,6	12,5
		5	15		54	51,0	44	34,0	10,0	17,1
		6	15		53	50,0	43	37,5	5,5	24,7
	VI	7	10	120	57,5	53,4	47,5	17,8	29,7	3,1
		8	10		57	53,1	47	20,6	26,4	5,1
		9	10		56	52,3	46	24,4	21,6	8,1
		10	10		55	51,8	45	27,8	17,2	11,9
		11	10		54	50,8	44	33,3	10,7	16,7
		12	10		53	50,2	43	34,3	8,1	22,3
		13	10		52	49,5	42	36,9	5,1	29,1
	VII	14	6	120	58	53,75	48	12,6	35,4	2,3
		15	6		57	53,05	47	18,2	28,8	5,4
		16	6		56	52,55	46	25,3	20,7	9,8
		17	6		55	51,75	45	26,2	18,8	11,3

$I_H$	Вариант	№ п/п	$l$	$L_M$	$h_1$	$m$	$h_2$	$h_K$	$m_{ГР} = h_2 - h_1$	$r_K$
0,1	VIII	18	6		54	50,45	44	29,2	14,8	15,4
		19	6		53	49,9	43	32,3	10,7	19,0
		20	6		52	49,35	42	35,3	6,7	26,2
		21	2	120	58	53,6	48	10,2	37,8	3,4
		22	2		57	52,65	47	14,8	32,2	5,5
		23	2		56	51,9	46	18,7	27,3	7,2
		24	2		55	51,2	45	21,6	23,4	10,2
		25	2		54	50,5	44	25,1	18,9	12,9
		26	2		53	49,7	43	24,0	19,0	16,9
	27	2	52	48,8	42	30,6	11,4	19,2		
	IX	1	15	100	57,5	53,7	47,5	17,8	29,7	0,5
		2	15		54,0	53,15	47	20,5	26,5	2,4
		3	15		56	52,35	46	25,5	20,5	6,5
		4	15		65	51,6	45	27,8	17,2	10,3
		5	15		54	51,2	44	32,6	11,4	16,0
		6	15		53	50,3	43	35,1	7,9	22,3
	X	7	10	100	57,5	53,75	47,5	15,8	31,7	1,8
		8	10		57	53,05	47	18,6	28,4	3,7
		9	10		56	52,25	46	23,9	22,1	7,4
		10	10		55	51,35	45	26,5	18,5	10,2
		11	10		54	50,8	44	29,2	14,8	14,8
		12	10		53	49,85	43	31,4	11,6	17,2
		13	10		52	49,5	42	35,5	6,5	26,7
	XI	14	6	100	58	53,95	48	12,6	35,4	1,5
		15	6		57	53,15	47	16,9	30,1	4,5
		16	6		56	52,2	46	21,3	24,7	7,5
		17	6		55	51,55	45	24,7	20,3	9,9
		18	6		54	50,9	44	26,5	17,5	13,0
		19	6		53	50,15	43	30,5	12,5	17,9
		20	6		52	48,75	42	31,9	10,1	19,6
		21	6		51	48,15	41	35,4	5,6	31,3
	XII	22	2	100	58	53,6	48	9,6	38,4	2,5
		23	2		57	52,6	47	13,1	33,9	4,9
		24	2		56	51,9	46	16,6	29,4	6,7
26		2	54		50,3	44	23,0	21,0	10,2	
27		2	53		49,7	43	25,3	17,7	13,2	
28		2	52		48,9	42	27,7	14,3	16,4	
XIII	29	Переменная	100	55	50,95	45	18,2	26,8	4,6	
	30			54	50,05	44	21,5	22,5	7,3	
	31			53	49,9	43	25,5	17,5	10,4	
	32			52	48,85	42	27,7	14,3	13,5	
	33			51	47,75	41	29,1	11,9	25,7	
	34			50	47,25	40	31,7	8,3	20,2	
	55			51,4	45	19,5	25,5	5,5		

В качестве критерия точности аппроксимации использовался критерий равномерного приближения (Березин, Жидков, 1966) вида

$$\sup |f(x_i) - p(x_i)|;$$

$$a < x_i < b$$

$$i = 1, 2, \dots, k.$$

Здесь за  $x$  принималась величина безразмерного напора  $H$ .

Особенности аппроксимации заключались в следующем:

1) функция при  $H = 0$  и  $1$  равна нулю; 2) функция зависит также от двух параметров  $L$  и  $I$ ; 3) аппроксимирующая функция представлена суперпозицией отдельных элементарных функций

$$I = f_1(H) f_2(L) f_3(I).$$

Для отыскания вида аналитической зависимости проводилась аппроксимация как по аргументу, так и по элементарным функциям. Аппроксимация проводилась с помощью полиномов наилучшего приближения (Березин, Жидков, 1966).

По значениям коэффициентов аппроксимирующих полиномов определялся вид зависимости путем сопоставления с разложениями элементарных функций типа:

$$e^x; \ln x; x^x; a^x; \frac{ax+b}{cx+d} \text{ и т. д.}$$

Уточнение значений коэффициентов функций  $f_1, f_2, f_3$  проводилось методом проб и ошибок (Березин, Жидков, 1966).

На основе такой обработки эмпирических и модельных данных удалось выявить сложную структуру функциональной связи между названными параметрами и величиной  $\theta$ , выраженную следующим уравнением:

$$\theta = \left[ \frac{1,13 L H^2 (1 - H^2)}{I(L + 0,06)(1 + H^2)} \right] \sqrt[0,22]{I}, \quad (54)$$

где  $L = l/H_{\text{мин}}$  — безразмерная протяженность гидрогеологически активной части зоны разгрузки;

$l$  — фактическая длина зоны разгрузки, отмеряемая вдоль линий тока в горизонте-реципиенте, м;

$H_{\text{мин}}$  — средняя величина напора восходящих вод, фиксируемая по отношению к подошве горизонта-реципиента, м;

$H$  — безразмерный напор;

$H = m/H_{\text{мин}}$  — для грунтового водоносного горизонта или

$H = H_{\text{гр}}/H_{\text{мин}}$  — для напорного горизонта;

$m$  — мощность грунтового водоносного горизонта над зоной разгрузки восходящих вод, м;

$H_{\text{гр}}$  — напор в напорном горизонте-реципиенте, отсчитываемый от подошвы горизонта, м;

$L = l/H_{гд}$	Значения $H_{гр}/H_{гд}$							
	0,99	0,98	0,97	0,96	0,95	0,94	0,93	0,92
При $I = 0,07$								
0,1	0,1474	0,2598	0,3600	0,4520	0,5374	0,6175	0,6928	0,7638
0,2	0,1743	0,3073	0,4258	0,5345	0,6356	0,7303	0,8193	0,9033
0,3	0,1859	0,3277	0,4541	0,5700	0,6778	0,7788	0,8738	0,9633
0,4	0,1924	0,3391	0,4698	0,5898	0,7014	0,8058	0,9041	0,9968
0,5	0,1965	0,3464	0,4799	0,6024	0,7164	0,8231	0,9234	
0,6	0,1993	0,3514	0,4869	0,6112	0,7268	0,8350	0,9368	
0,7	0,2014	0,3551	0,4920	0,6176	0,7344	0,8438	0,9467	
0,8	0,2030	0,3579	0,4959	0,6225	0,7402	0,8505	0,9542	
0,9	0,2043	0,3601	0,4990	0,6264	0,7448	0,8558	0,9601	
При $I = 0,08$								
0,1	0,1503	0,2554	0,3464	0,4285	0,5039	0,5738	0,6390	0,7001
0,2	0,1758	0,2987	0,4053	0,5014	0,5895	0,6713	0,7476	0,8191
0,3	0,1867	0,3173	0,4304	0,5325	0,6261	0,7129	0,7940	0,8699
0,4	0,1927	0,3276	0,4444	0,5497	0,6464	0,7361	0,8197	0,8981
0,5	0,1966	0,3341	0,4533	0,5607	0,6593	0,7508	0,8361	0,9160
0,6	0,1993	0,3386	0,4594	0,5683	0,6683	0,7610	0,8475	0,9285
0,7	0,2012	0,3420	0,4639	0,5739	0,6749	0,7685	0,8558	0,9376
0,8	0,2027	0,3445	0,4674	0,5782	0,6799	0,7742	0,8621	0,9446
0,9	0,2039	0,3465	0,4701	0,5816	0,6838	0,7787	0,8672	0,9501
При $I = 0,1$								
0,1	0,1570	0,2523	0,3314	0,4009	0,4634	0,5205	0,5731	0,6219
0,2	0,1807	0,2903	0,3814	0,4613	0,5332	0,5989	0,6595	0,7156
0,3	0,1906	0,3064	0,4025	0,4868	0,5627	0,6320	0,6959	0,7551
0,4	0,1962	0,3152	0,4141	0,5009	0,5790	0,6504	0,7161	0,7770
0,5	0,1997	0,3209	0,4215	0,5099	0,5894	0,6620	0,7289	0,7909
0,6	0,2021	0,3248	0,4266	0,5160	0,5965	0,6700	0,7377	0,8005
0,7	0,2039	0,3276	0,4304	0,5206	0,6018	0,6759	0,7442	0,8075
0,8	0,2052	0,3298	0,4332	0,5240	0,6058	0,6804	0,7491	0,8129
0,9	0,2063	0,3315	0,4355	0,5268	0,6089	0,6839	0,7530	0,8171

$I$  — средний гидравлический градиент в водоносном горизонте-реципиенте, рассчитанный для участка в пределах зоны разгрузки.

Как следует из приведенной зависимости, функция  $\theta$  при некоторых постоянных значениях  $I$  и  $H$  существенно зависит от величины безразмерной длины  $L$  зоны разгрузки, так как входящее в состав уравнения отношение  $L/L + 0,06$  может получать, например, значения

$\frac{L}{L+0,06}$	0,01	0,1	1	2	3	4	5
	0,1429	0,6250	0,9459	0,9722	0,9813	0,9859	0,9906

функции  $\theta$ 

	0,91	0,90	0,89	0,88	0,87	0,86	0,85	0,84	0,83	0,82	0,81
	0,8309 0,9827	0,8943	0,9543								
	0,7575 0,8862 0,9411 0,9717 0,9911	0,8114 0,9493	0,8623	0,9101	0,9552	0,9976					
	0,6672 0,7678 0,8102 0,8337 0,8486 0,8589 0,8664 0,8722 0,8767	0,7096 0,8121 0,8617 0,8866 0,9025 0,9134 0,9215 0,9276 0,9324	0,7492 0,8621 0,9098 0,9361 0,9529 0,9644 0,9729 0,9794 0,9845	0,7863 0,9048 0,9548 0,9825	0,8210 0,9448 0,9970	0,8536 0,9822	0,8840	0,9125	0,9391	0,9639	0,9870

т. е. при каждом фиксированном  $I$  зависимость  $H \div \theta$  должна характеризоваться семейством кривых (табл. 12, рис. 37), каждая из которых будет присуща некоторой определенной величине  $L$ .

Так как по своей физической сущности коэффициент  $\theta$  выражает соотношение мощностей потока горизонта-реципиента и поступающих в него глубинных вод, то его значения могут изменяться от нуля до единицы. Анализ показал, что полученные решения дают точность аппроксимации порядка 5%.

**ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД**

---

В СССР и ряде зарубежных стран накоплен большой опыт разведочных работ на разнообразных месторождениях термоминеральных вод. На основе детальных исследований к настоящему времени у нас в стране сложилась логичная и последовательная система методических решений, обеспечивающих целенаправленное изучение этих сложных месторождений.

Ряд методических положений и приемов в разное время становились предметом рассмотрения в отдельных статьях и монографических работах (Огильви, 1932; Овчинников, 1963; Гольдберг, Язвин, 1966 и др.).

Систематическое изложение методических основ геологоразведочных работ на месторождениях минеральных вод (в том числе углекислых) было приведено в последние несколько лет (Вартанян, 1970; Вартанян, Яроцкий, 1972 и др.). В частности, в названных работах были учтены и такие моменты, как принципы выбора оптимальных интервалов опробования в стволах разведочных выработок, определение наиболее представительной длительности опытных и опытно-эксплуатационных откачек (выпусков), порядок и приборы для изучения спонтанной газовой фазы и др.

В данной работе приводятся лишь основные положения, учитывающие специфические черты месторождений минеральных вод, распространенных в горно-складчатых регионах, и связанные с этим особенности в методах и приемах поисково-разведочных работ.

Глава VII

**ДИСТАНЦИОННЫЕ И ПРЯМЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
НА СТАДИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД**

Выявление локальных или ограниченно распространенных месторождений минеральных вод в пределах горно-складчатых систем требует как выяснения ареала развития ценных типов минеральных вод, так и предварительного изучения качественного состава подземных вод. На рассматриваемой стадии при определении направления, объема и методики работ весьма важно на основе имеющегося по району материала выяснить, какой тип месторождения здесь наиболее вероятен.

Для определения месторождения зон, к которым приурочены месторождения минеральных вод, необходимы специальные исследования: средние- и крупномасштабные геологические съемки с изучением трещиноватости, геофизические исследования (магниторазведка, электроразведка, иногда сейсмо- и гравиразведка), гидрохимическая, газовая, термометрическая, эманационная съемки, поисковое бурение и др. При этом обязательно должна учитываться степень экономической целесообразности проведения того или иного вида работ, т. е. насколько каждый из проектируемых видов исследований по степени своей результативности будет отвечать поставленным задачам.

Переходя к проведению поисковых работ, необходимо уточнить, какие прямые и косвенные показатели существования минеральных вод могут быть обнаружены в намечаемом районе исследования и, следовательно, на какие из них нужно обратить внимание. Это особенно важно, так как на рассматриваемой стадии учет именно этих показателей может оказать существенное влияние на успешное проведение работ.

Среди весьма важных поисковых показателей для районов развития трещинных массивов характерны участки развития травертинов и гейзеритов, обилие участков окремнения, кварцевых, кальцитовых, флюоритовых жил, охристые налеты, наличие газовых грифонов в руслах рек и других водоемов, незамерзающие участки рек, термические аномалии, повышенная минерализация некоторых родников, запах сероводорода, железистые пленки, иногда характерные названия источников или руднич и др.

Для повышения эффективности геологоразведочных работ необходимо более оперативно решать вопросы научно-методического перевооружения производственных геологоразведочных служб, прежде всего путем частичного сокращения или полного исключения из поисковых работ устаревших методик и замены их вновь разрабатываемыми высокорезультативными методиками, учитывающими структурные, гидрогеологические и геотемпературные особенности конкретных регионов.

### **Применение данных аэро-космосъемок для выявления площадей, перспективных на глубокие минеральные воды**

Так как в горно-складчатых регионах разгрузка глубоких минеральных вод приурочена к сложно построенным трещинным водонапорным системам, имеющим неравномерное по площади развитие, выявление основных коллекторов сопряжено с трудоемкими работами и большими материальными и энергетическими затратами.

В последние годы все большее развитие в геологических исследованиях получают методы дистанционных, преимущественно аэро-съемочных исследований, дающих весьма высокий практический и экономический эффект.

Успешное применение спектрональной съемки наземных объектов из космоса поставило в настоящее время вопрос об использо-

вании этого метода исследований в применении к решению ряда геологических задач (NASA, 1968; Пшенина, 1973 и др.) и в том числе к изучению различных видов подземных вод.

В настоящее время известно ограниченное количество работ, посвященных исследованиям гидрогеологии по данным космосъемок.

Здесь можно лишь указать на первый опыт приложения данных интерпретации космических исследований к гидрогеологическим задачам Г. Озораи (Ozoraу, 1973), который по результатам съемок космонавта Ричарда Гордона с корабля «Джемини-11» (в июне 1967 г.) дешифровал некоторые гидрогеологические показатели в штате Тамил Наду, Индия. В частности, им были выявлены ареалы развития водоупорных латеритовых формаций в дельте р. Кавери, а также выявлены границы водоносных аллювиальных образований.

В настоящее время в СССР проблеме приложения аэрокосмических исследований к изучению гидрогеологии страны уделяется большое внимание: осуществляются научные исследования, имеющие целью создание теоретических основ изучения крупных территорий с использованием материалов космосъемок. При этом работы построены с учетом специфики развития различных типов подземных вод в дифференцированных природных условиях.

Лаборатория минеральных вод ВСЕГИНГЕО при научном сотрудничестве с лабораторией фотогологии МГУ в 1971—1972 гг. осуществляла некоторые проработки, касающиеся изучения закономерностей распространения подземных минеральных вод в сложно построенных горно-складчатых регионах.

В качестве опорного региона был взят Центральный Кавказ, достаточно хорошо изученный в гидрогеологическом отношении (Врублевский, 1953; Пантелеев, 1972 и др.).

В качестве основы таких исследований был принят метод многоступенчатой генерализации (Скарятин, 1973), который заключается в комплексном дешифрировании разномасштабных фотоизображений земной поверхности — от аэрофотоснимков до космических снимков.

Результаты дешифрирования переносились на геологическую карту, где были показаны основные естественные источники углекислых и сероводородных минеральных вод, развитых в данном районе (Вартамян и др., 1975).

Дальнейший анализ этого материала позволил выявить ряд новых, ранее не фиксировавшихся зон тектонических дислокаций, а также наметить некоторые перспективные на минеральные воды участки, представляющие собой зоны пересечений разнонаправленных систем нарушений (см. рис. 17).

По-видимому, можно считать, что для прогнозного планирования детальных исследований на минеральные воды в горно-складчатых регионах анализ материалов аэрокосмических съемок весьма перспективен.

## Аэротермомагнитная съемка и комплексирование ее с наземной геолого-гидрогеологической съемкой для выявления зон развития минеральных вод

В перспективных районах в целях выбора наиболее удобных территорий для строительства и эксплуатации промышленных и лечебных объектов часто требуется проведение поисково-съёмочных работ на значительных площадях. При этом средне- и крупномасштабной съёмкой (с привлечением элементов специальных съёмок) необходимо охватить территории размером от 30 до 200 км<sup>2</sup>.

Вследствие значительной изрезанности рельефа территорий, а также залесенности и т. д. поисково-съёмочные работы обычно экономически емки и длительны.

Если учесть, что в результате проведения такой комплексной съёмки удается выявлять далеко не все признаки и проявления подземных минеральных вод (особенно в тех случаях, когда в районе нет характерных показателей, перечисленных выше), а «недосмотр» становится известным обычно значительно позже сроков завершения съёмки, то очевидно, что для повышения результативности поисковых работ необходима модернизация видов и порядка исследований. Такая постановка вопроса тем более справедлива, что в геолого-разведочной практике нередки случаи проведения неудачных более детальных работ на участках проявления тех или иных признаков прежней деятельности минеральных вод (травертины, гейзериты, ожелезнение, каолинизация и др.), выявленных по результатам поисково-съёмочных работ. Так, в связи с задачами поисковых работ на минеральные воды уместно рассмотреть один из случаев ложных признаков, способных ввести в заблуждение специалистов, работающих на объекте.

Как известно, при поисках некоторых типов углекислых вод, а также неуглекислых высокотермальных вод в трещинных метаморфизованных карбонатных породах одним из характернейших признаков являются травертиновые образования, венчающие зоны разгрузки вод.

Установлено, что очаги разгрузки имеют тенденцию к миграции, т. е. если попытаться проследить среди травертинового поля или щита наиболее молодые разности, можно очертить участок, перспективный для выведения минеральных вод из современного очага разгрузки. В процессе геологической эволюции территории могут изменяться направления тектонических напряжений, что будет приводить к притиранию одних, ранее полых, систем трещиноватости и раскрытию других. В связи с этим в процессе проведения поисково-съёмочных работ после выявления в магматогенно-метаморфических массивах различных трещинных систем целесообразно определять пространственное размещение блоков горных пород, претерпевших сплюсывающее воздействие соседних блоков, зон нарушений, испытавших растяжение (отрыв), а также скалывающие напряжения со стороны смежных массивов. Этот структурный

фон и будет основой, позволяющей очертить наиболее перспективные территории для постановки детальных работ.

Характерным признаком для выявления тенденций растяжения в регионе и для поисков раздвиговых трещинных систем является развитие на исследуемой территории крупных жильных и дайковых тел. Для прослеживания в том или ином трещинном массиве гидрогеологически перспективных (в отношении глубинных минеральных вод) участков особенно важен анализ возрастного соотношения систем разрывных дислокаций различных генераций. Наибольший интерес представляют те территории, к которым приурочены наиболее поздние трещинные системы растяжения, а также зоны пересечения дизъюнктивных систем различных направлений, одна из которых имеет сдвиговый характер.

В пределах территорий, где развиты углекислые воды, особенно с большими содержаниями кремнекислоты и др., следствием перестроения структурных планов будет смена путей движения глубинных минеральных вод. Последнее проявится в формировании новых участков травертинообразования или участков выпадения гейзеритов. Подобные смены путей разгрузки глубинных минеральных вод регистрируются на больших территориях. Характерным примером служат травертиновые образования долины р. Шенатаг (Мегринский плутон, Армения). Здесь верхний ряд древних останцов травертиновых щитов, расположенных по склонам левого борта долины, приурочен к юго-западным направлениям вектора тектонических напряжений. Современные же выходы минеральных вод с молодыми травертиновыми отложениями приурочены к системам трещинных зон северо-восточного простирания (СВ 20—40°). Последнее свидетельствует о смене полей напряжений в теле трещинного массива в процессе его геолого-тектонической эволюции.

Однако, если смена тектонических усилий имеет сравнительно недавнюю геологическую историю или процессы солевываждения не столь интенсивны, то зоны и участки развития травертинов (или других признаков) над современными очагами разгрузки минеральных вод будут иметь ограниченные размеры (иногда не будут выветриваться), в силу чего поиск может быть направлен на практически бесперспективные участки.

Исходя из приведенных положений, можно сформулировать ряд требований к работам по выявлению площадей развития и отдельных очагов разгрузки глубинных минеральных вод.

Рассматривая все известные в настоящее время показатели проявления деятельности подземных минеральных вод как поисковые признаки для экспресс-выявления крупных зон развития минеральных потоков, следует исходить из следующего:

- 1) поисковые признаки должны отличаться контрастностью;
- 2) должны существовать высокопроизводительные и экономичные методы, приемы и технические средства, позволяющие регистрировать в условиях поиска такие признаки подземных минеральных вод;

3) наиболее приемлемы те из признаков, которые удается фиксировать дистанционно.

Подземные и в том числе минеральные воды характеризуются разнообразными физико-химическими полями, формирующимися при движении вод в недрах. В зависимости от состава вод, характера коллектора, условий движений вод и большого ряда других факторов то или иное поле по своим проявлениям превалирует над остальными. В частности, в условиях разгрузки минеральных вод специфического состава среди грунтовых вод в зоне элювия формируется весьма контрастное гидрохимическое поле, подчеркивающее пути движения глубинных потоков.

Если в минеральных водах присутствуют те или иные радиоактивные элементы или газы, то формируется поле радиоактивности, которое в зависимости от уровня радиации может фиксироваться на различном удалении от участков распространения вод. Аналогично этому может регистрироваться поле развития газонасыщенных (углекислых, сероводородных и др.) минеральных вод.

Однако все перечисленные случаи на поисковом этапе работ не могут быть взяты за основу, так как они не удовлетворяют одному из пунктов названных выше требований.

Например, гидрохимические показатели, несмотря на их контрастность, не могут регистрироваться дистанционно и требуют покрытия больших территорий маршрутной или даже площадной съемкой и т. д.

Длительная восходящая разгрузка минеральных вод по системам глубокоуходящих трещинных каналов приводит к формированию в приповерхностных частях разреза аномальных тепловых полей, где отдельные зоны отличаются по степени нагретости от смежных участков с неминеральными подземными (как правило, грунтовыми) водами. Температурная контрастность этих аномальных зон зависит от ряда геолого-гидрогеологических и мерзлотно-климатических факторов, таких, как: мощность и степень раскрытости зоны нарушения, характер горных пород, величины температур воды на глубине, величины расхода разгружающегося минерального потока, наличие или отсутствие многолетнемерзлых зон, их мощность, среднегодовая температура воздуха в данном районе, условия питания грунтового водоносного горизонта, его мощность и др. Очевидно, что при прочих равных условиях контрастность аномалии будет возрастать с уменьшением мощности экранирующих грунтовых потоков, достигая наибольшей четкости при свободной разгрузке. В случаях, когда величины выносимого восходящими водами тепла относительно невелики (в результате низкой начальной нагретости вод или малых величин их расходов и т. д.), при изучении участков разгрузки в трещинных массивах удается фиксировать довольно контрастные термические аномалии в 2—3° С и более, подчеркивающие в разрезе и по площади местоположение питающих трещинных зон.

В настоящее время уже разработана и выпускается промышленностью разных стран термочувствительная аппаратура, позволяющая со сравнительно больших дистанций регистрировать степень нагретости любого биологического, техногенного или иного природного

объекта. В частности, в СССР разработана аппаратура, позволяющая регистрировать с борта самолета распределение температур на поверхности моря (Бетин, 1969 и др.).

В США имеется несколько вариантов портативных дистанционных бесконтактных терморегистрирующих приборов, работающих в диапазоне температур 15—177° С с точностью определения до 0,2° С.

С точки зрения возможности использования для нужд поисков и выявления вблизи поверхности зон распространения разгружающихся глубинных минеральных вод большой интерес представляет прибор AGA-Termovision sistem шведской фирмы AGA Лидингё и подобные ему разработки, отличающиеся высокой разрешающей способностью, практически неограниченным высотным пределом и дающие моментальное четкое телевизионное изображение температурного поля всей исследуемой площади. Диапазон измеряемых температур от -30 до +700° С, минимально различимая разность температур около 0,2° С при температуре объекта 30° С.

Покрывая ту или иную территорию аэротермосъемкой, проводимой совместно с аэрофотосъемкой и аэромагнитной (выявляющей зоны нарушений) съемкой, можно выявлять площади локализации подземных минеральных вод и, кроме того, осуществлять их разбраковку по степени «нагретости». Наиболее удобным временем для осуществления названных работ являются ранние утренние часы весенне-летнего периода и холодные сезоны года.

Перспективным является масштаб 1 : 25 000. При более крупных масштабах аэросъемки (1 : 15 000, 1 : 10 000, 1 : 5000) наглядность значительно увеличивается и расшифровке поддаются объекты площадью до 1 м<sup>2</sup>. Последнее особенно облегчает опознание и идентификацию участков аномальной для данной территории нагретости с конкретными геологическими и геоморфологическими объектами. При производстве аэросъемок масштабов 1 : 15 000, 1 : 10 000 и 1 : 5000 бывает получено большое количество аэрофотоматериалов, которое затрудняет оперативный анализ.

Таким образом, при осуществлении накидного монтажа, а также при подготовке фотосхемы удается:

- 1) проследить по площади тенденции в распространении вод иной степени нагретости, чем приповерхностные подземные потоки, т. е. в ряде случаев представляется возможным прослеживать протяженность основных питающих трещинных систем;
- 2) среди участков, аномально для данной территории «нагретых», выделять площади с наименьшими мощностями экранирующих рыхлых образований.

Следует остановиться на вопросах комплексирования результатов аэротермометрии и аэромагнитометрии с наземной съемкой.

Очевидно, что выявление ограниченных, температурно отличных зон и участков нарушений существенно облегчит дальнейшие поисковые работы, позволяя сосредоточить усилия на локальных участках территории. При этом не исключается возможность проведения площадных поисково-съемочных работ с некоторым объемом бурения на нескольких разрозненных территориях площадью

до 0,5—1,5 км<sup>2</sup> каждая. Участки, где термоаномалии прослежены не были, могут быть обследованы при маршрутах, целью которых должен быть поиск площадей и отдельных проявлений термоминеральных вод, утративших свою первоначальную температуру и в силу этого не регистрируемых при термосъемке.

В настоящее время имеется удачный опыт применения спутниковой воздушной инфракрасной съемки местности с целью выявления перспективных площадей развития термоминеральных вод. Так, в США применен усовершенствованный воздушный инфракрасный метод для оценки геотермальных ресурсов на базе многоволновой геотермальной системы (GEM), имеющий показатели, превосходящие ранние образцы.

Данная система существенно снижает время и стоимость инфракрасных исследований.

В частности, нынешние сроки наземных работ по изучению теплопотока на площади 100 км<sup>2</sup> составляют в среднем 1,5 года при стоимости 2,4 млн. долл. (около 125 000 чел.-ч рабочего времени). Для изучения той же площади указанным методом при воздушной съемке требуется всего 5 чел.-ч рабочего времени. Стоимость работ — менее 100 тыс. долл.

Система GEM «различает» нагретости поверхности 0,5—5 К на площади 1 км<sup>2</sup> (DeI Grande, Kerr, 1975).

Инфракрасная съемка с самолета успешно проведена в США на Гавайях и на западе континентальной части страны.

В Новой Зеландии при воздушной инфракрасной съемке территории применялась шведская аппаратура AGA-Termovision, модель 665, работающая в волновом диапазоне 4,5—5 мкм.

На основе такой съемки составлены карты, на которых выделены территории: а) с нормальной (фоновой) температурой; б) с температурой, повышенной на 1—3° С против фоновой; в) с температурой, повышенной более чем на 3° С против фоновой.

Установлено, что трехградусный контур совпадает с границей между районами с кондуктивным и конвективным теплопотоками.

В настоящее время намечено проводить один раз в три года повторную инфракрасную съемку ряда территорий Новой Зеландии для уточнения и управления гидротермальной деятельностью (Dickenson, 1975).

В Японии с помощью инфракрасных термометров «National-2002» и «Canon CT-4B» изучались температура и период функционирования гейзеров, устанавливался характер распределения температуры на поверхности гидротермальных бассейнов и отдельных геологических зон.

В Эфиопии по программе технической помощи ООН весной 1971 г. была завершена воздушная инфракрасная съемка, позволившая выявить 100 термических аномалий. Температура аномалий на 10° С выше окружающей поверхности. Площадь, охваченная такой съемкой, 100 км<sup>2</sup>.

Последующие уточняющие работы, проведенные в волновом диапазоне 8—14 мкм, позволили установить, что в ряде случаев

аномалии тяготеют к некоторым линейным поясам протяженностью десятки километров.

Данные метеоспутника (DAPP) обеспечивают глобальное покрытие всей территории Эфиопии инфракрасной съемкой (8—14 мкм) через каждые 6 ч. Максимальное пространственное разрешение выявляемых объектов  $\frac{1}{3}$  морской мили (Hodder, 1975).

В США используются данные спутника NOAA для геотермального поискового изучения территории.

На спутнике установлен радиометр особо высокой разрешающей способности (VHRR), датчик которого имеет чувствительность от 0,6—0,7 до 10—12 мкм в термальном инфракрасном диапазоне.

Спутник NOAA в день дважды покрывает континентальную часть США (примерно в 9-00 и 21-00 местного времени) и дает идентификацию наземных объектов с разрешением примерно в 1 км.

Регистрация инфракрасных сигналов позволяет оценивать поверхностную температуру Земли.

Данные со спутника считываются и передаются на компьютер PDP-10, дающий карту примерно в масштабе 1 : 22 000. Изображение результатов инфракрасной спутниковой съемки — цветное.

Воспроизведение цветов осуществляется путем цифрового кодирования и последующего чтения цифровой информации печатной машиной. Далее становится возможным оценивать диапазон температур поверхности Земли (табл. 13).

Таблица 13

Цвето-температурная шкала (Reynolds, Wagner, 1975)

Цвет	Температура, °С	Цвет	Температура, °С
Черный . . . . .	-16	Желтовато-красный . . .	10—13
Голубой . . . . .	-16—(-11)	Красный . . . . .	14—19
Голубовато-зеленый . . .	-10—(-7)	Красновато-фиолетовый	20—23
Зеленый . . . . .	-6—(-1)	Фиолетовый . . . . .	24—29
Зеленовато-желтый . . .	0—+3	Белый . . . . .	29
Желтый . . . . .	4—9		

Завершая рассмотрение особенностей проведения поисково-съемочных работ, включающих аэротермометрию, следует отметить, что наиболее хорошие результаты следует ожидать в районах Прибайкалья, Северного и Восточного Забайкалья, на Памире, Тянь-Шане, Алтае, Кавказе и Закавказье, Камчатке, на гидростатически экранированных месторождениях. Согласно экономическим оценкам применение методики аэротермомагнитной съемки, комплексированной с ограниченными объемами наземных поисковых работ, существенно ускоряет получение конечных результатов и снижает величины затрат.

После прослеживания площадей развития подземных минеральных вод становится возможным детализированное изучение этих территорий с применением более трудоемких съемок: структурной, термической, эманационной (почвенной), гидрохимической, газовой и др.

## Особенности размещения скважин на местности в процессе поисковых работ

Поскольку основным источником гидрогеологической информации на поисковой и главным образом разведочной стадиях является буровая скважина, рассмотрим принципиальные моменты, доминирующие при решении вопроса о глубинах бурения, густоте размещения скважин на местности и др.

В соответствии с существующими стадиями можно наметить три категории скважин: поисково-разведочные, разведочные, разведочно-эксплуатационные.

Поисково-разведочные скважины предназначаются для уточнения геолого-гидрогеологической информации, получаемой при завершении работ на поисковой стадии, и для детализации представлений о геологическом строении и гидрогеологических условиях верхних частей разреза в начале предварительной разведки.

В частности, на площадях, изученных с помощью комплексной аэротермоманнитометрической и наземной съемок, в пределах отдельных наиболее перспективных участков могут закладываться группы или одиночные поисково-разведочные скважины.

В зависимости от строения верхней части разреза изучаемой территории глубины бурения, количество и порядок размещения на площади поисково-разведочных скважин будут изменяться. Можно различать следующие ситуации:

1) месторождение минеральных вод связано с трещинной водонапорной системой, не перекрытой рыхлым экраном (свободный тип разгрузки); 2) месторождение минеральных вод связано с гидростатически экранированной водонапорной системой.

В первом случае, если на основании данных площадных или маршрутных съемочных работ удастся установить элементы залегания основных (питающих) трещинных систем, становится возможным заложение одиночных структурно-гидрогеологических скважин глубиной 30—50 м с целью уточнения характера падения зоны нарушения и предварительного изучения химического и газового состава, температуры минеральных вод в приповерхностных частях разреза.

Для месторождений, где фиксируется свободная разгрузка, но направление и углы падения гидрогеологически активного нарушения не выяснены, целесообразно бурить мелкие поисково-разведочные скважины (4—6), закладывая их по обе стороны от выхода нарушения на дневную поверхность (в непосредственной близости от него). При этом имеется в виду, что в случае неvertикального падения нарушения половина из 30—50-метровых скважин войдет в зону нарушения и выведет минеральную воду.

Кроме того, в обоих случаях на основе кратких гидрохимической и гидрогеотермической зондировок, а также предварительного изучения закономерностей изменения напоров подземных вод по площади удается предварительно оценить тенденции в движении подземных потоков.

Для случая, когда гидрогеологически активная трещинная зона перекрыта рыхлообломочными образованиями, выбор глубин и порядок размещения скважин на местности при поиске осуществляется, исходя из следующих положений: 1) должны быть установлены мощность и направление движения грунтового потока; 2) выяснен состав вод и получены предварительные сведения о существующих в горизонте гидрохимических потоках рассеяния.

В соответствии с названными задачами проектирование глубины поисково-разведочных скважин осуществляется с учетом мощности рыхлообломочной толщи (элювий и перекрывающие его гранулярные образования).

При разгрузке глубинных минеральных вод в грунтовой водоносный горизонт среди грунтовых вод закономерно формируется гидродинамический купол минеральных вод со стабильными во времени границами. Размеры этого купола пропорциональны величинам естественных ресурсов разгружающихся минеральных вод, возрастающая с уменьшением эффективной пористости коллекторов. В случае разгрузки минеральных вод по узкому в плане (практически точечный источник) и ориентированному поперечно к потоку нарушению, например при значении коэффициента эффективной пористости 0,2 и величине разгрузки минеральных вод в грунтовой водоносный горизонт  $\sim 230$  м<sup>3</sup>/сут, объем гидродинамического купола составит довольно значительную величину — 2500 м<sup>3</sup> (для мощности грунтового водоносного горизонта 70 м и напора восходящих минеральных вод 95 м). Допустив, что названный купол сформировался в горизонте грунтовых вод мощностью 50 м и опискуываемая площадь составляет 1 км<sup>2</sup>, оценим объемные соотношения искомого купола минеральных вод и грунтового водоносного горизонта. Так, объем водоносного горизонта составит 50 млн./м<sup>3</sup>, т. е. в этом случае объем купола составит только 0,00005 долю объема изучаемого горизонта.

С другой стороны, считая, что купол с кондиционными минеральными водами характеризуется следующими параметрами — ширина 10 м, длина 25 м, — оценим соотношение площадей опискуываемой территории и купола минеральных вод. Это соотношение выразится ничтожно малой величиной — 0,025.

Учитывая результаты поисково-съёмочных работ, можно локализовать площади бурения поисково-разведочных скважин таким образом, чтобы обеспечить вскрытия минеральных вод, а также ориентировочное выявление положений питающей трещинной зоны.

При изучении (на стадии поисков) месторождений с гидравлически экранированной разгрузкой, очевидно, следует рассматривать три случая, когда фациальные и фильтрационные характеристики экранирующей толщи в пространстве: 1) однородны; 2) неоднородны; 3) весьма неоднородны.

Последний случай типичен для узких каньонобразных долин, выполненных делювиальными, аллювиальными образованиями, отложениями конусов выноса, к которым приурочены грунтовые потоки.

Для оценки необходимого количества поисково-разведочных скважин, бурение которых потребуются на стадии поиска, целесообразно предварительно решить вопрос о схеме их размещения.

Из практики геологоразведочных работ известно, что оптимальным и наиболее экономичным вариантом надежного фиксирования в пространстве любого геологического объекта является прослеживание его по меньшей мере в трех точках.

Так как ореол рассеяния скрыто разгружающихся минеральных потоков охватывает обычно площадь, значительно большую, чем сечение зоны непосредственной разгрузки, вариант с тремя засечками (три поисково-разведочными скважинами) наиболее приемлем для поисковой стадии в пределах проявлений минеральных вод, т. е. поисково-разведочные скважины на таких месторождениях должны группироваться во взаимосвязанные треугольные ячейки, позволяющие получать на данной стадии исследований сопоставимую информацию по изучаемой площади.

Нередко такие ячейки, например, могут группироваться в логически экономичную и высокоинформативную схему «конверт», состоящую из пяти скважин.

Заложение этих поисково-разведочных скважин целесообразно проектировать таким образом, чтобы каждая из пробуренных пяти скважин в случае необходимости могла стать опорной для отдельного поисково-разведочного створа. Несколько створов обеспечивают равномерное и достаточно детальное освещение геологических и гидрогеологических условий большого участка.

При этом важно учитывать характерное для территории простирание структурных форм, в частности разрывных дислокаций, и стремиться в дальнейшем линии разведочных профилей ориентировать вкрест преобладающего в районе простирания тектонических структур.

Очевидно, что по мере ухудшения фильтрационных свойств названной толщи с появлением в разрезе глинистых слабопроницаемых разностей для выявления минеральных вод на площади 1 км<sup>2</sup> потребуется большее количество поисково-разведочных скважин.

Выбор схемы расположения скважин требует учета возможности интерполяции гидродинамических, гидрохимических и прочих показателей (данных массовых глубинных опробований и пробных откачек, эманациональных съемок и др.) при построении предварительных схематических карт участка.

При выборе мест заложения поисково-разведочных скважин важно, чтобы группа скважин, данные по которым будут использованы при интерполяции, вскрывали один и тот же грунтовый поток.

Это положение может быть удовлетворено уже в процессе прогнозирования гидрогеологических условий изучаемой территории с привлечением данных предшествовавших поисково-съёмочных работ, а также на основе учета ряда геоморфологических показателей.

**КОМПЛЕКС ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
НА СТАДИЯХ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ И ДЕТАЛЬНОЙ РАЗВЕДКИ**

При изучении месторождений минеральных вод в горно-складчатых регионах и особенно приуроченных к трещинным магматогенно-метаморфическим массивам наиболее важные задачи по выявлению гидрогеологически активной зоны, изучению характера ее выдержанности по площади и разрезу, изучению водообильности водоносной части разреза, исследованию химического и газового состава вод, их температуры решаются на стадии предварительной разведки.

В процессе этих работ заслуживает особого внимания выявление гидрогеологической роли каждого из участков трещиноватости, прослеживание собственно водовыводящих трещинных каналов, емкостных коллекторов, гидрогеологических экранов.

На основе изучения гидрогеологических характеристик участка (месторождения) в конце стадии предварительной разведки должны быть получены ориентировочные сведения об его эксплуатационных возможностях, что послужит основой для последующих работ по подсчету эксплуатационных запасов минеральных вод. Совершенно очевидно, что в случае недостаточной качества работ, проведенных на стадии предварительной разведки, последующие исследования могут также в значительной мере оказаться дефектными. Поэтому работы на стадии предварительной разведки на месторождениях минеральных вод в трещинных массивах отличаются большими объемами исследований с применением разнообразных методов изучения геологического строения и гидрогеологических условий территории.

Среди работ, применяемых в настоящее время в процессе предварительной разведки, следует назвать горные работы, бурение поисково-разведочных и разведочных скважин, откачки и выпуски (поинтервальные, пробные, опытные), глубинные опробования (гидрогазохимические, температурные) и др.

По существу решаемых задач и проводимых работ стадия предварительной разведки условно может быть подразделена на два этапа.

Первый этап включает работы по выявлению неглубокими выработками планового положения основной трещинной зоны развития минеральных вод. Второй этап охватывает круг задач, главные из которых были перечислены. Ниже приводится комплекс новых взаимодополняющих методов исследований, анализ и сопоставление результатов которых позволяют выявить на первой фазе предварительной разведки плановое положение трещинной зоны разгрузки минеральных вод.

**Решение задач по расшифровке структурных и гидродинамических условий месторождений минеральных вод**

Одной из главных задач в начальной фазе предварительной разведки служит выявление протяженности и планового положения гидрогеологически активной части того или иного тектонического

нарушения или любой другой трещинной водоносной системы. Задача эта обычно тем сложнее, чем больше мощность маскирующих рыхлообломочных образований.

Так, если в случаях свободной разгрузки глубинных минеральных вод или при незначительных мощностях перекрывающих толщ основную трещинную зону удается проследить по естественным обнажениям, высыпкам, неглубоким горным выработкам, то при больших мощностях элювиально-делювиальных, аллювиальных и подобных им образований выявление этой зоны требует специальных гидрогеологических методов.

В дополнение к ранее разработанным и рассмотренным методам расшифровки структурно-гидродинамических условий месторождений (Огилви, 1932; Вартанян, 1965; Вартанян, Яроцкий, 1972) рассмотрим метод пространственного гидрогеологического моделирования.

### Пространственное гидрогеологическое моделирование

Как следует из рассмотренных выше гидродинамических особенностей месторождений минеральных вод с гидростатически экранированной разгрузкой, в пределах зон сочленения различных водонапорных систем формируются специфические условия сосуществования двух водных потоков. Морфологически это выражается в существовании среди некондиционных вод купола минеральных вод. Гидрохимические (газовые), гидротермические контуры его, объем и форма подвержены значительным колебаниям и зависят от степени стабильности гидродинамических показателей двух реагирующих водонапорных систем. При интенсивных опытных работах или длительной эксплуатации исходные формы и объемы купола могут быть существенно искажены, хотя после восстановления первичных соотношений напоров характер пространственных соотношений различных водных потоков вновь восстанавливается.

При таких условиях откачки не дают истинной картины размещения в пространстве границ купола разгружающихся вод, и задача изучения гидродинамических и структурных условий месторождений остается нерешенной.

В практике лабораторных экспериментальных работ получили широкое распространение методы математического и физического моделирования.

Обычно при физическом моделировании на песчаных или плоских лотках (модель Хеле-Шоу) воспроизводятся некоторые условия движения подземных вод, сосуществование различных водных потоков и т. д. При этом для трассирования потоков используются разнообразными ионными индикаторами и т. д. Результаты обычно фиксируются фотографически.

Что касается месторождений минеральных вод гидроинъекционного типа, то здесь в подземных водах имеется естественный индикатор, позволяющий трассировать гидродинамические, гидрохимические и гидротермические условия в любой точке недр при наличии соответствующих разведочных выработок.

Становится возможным также выявлять геолого-структурные особенности месторождений или уточнять ранее полученные представления о них, т. е. удастся получать пространственную гидрогеологическую модель той или иной территории.

Этот вид исследований базируется на изучении физических и физико-химических полей месторождений (гидродинамического, гидрогазохимического, гидротермического и др.), являющихся наиболее надежным индикатором состояния конкретного объекта, отдельных его гидрогеологически активных зон и структур и т. д. (Вартанян, 1965).

Исключительно важным для построения пространственной гидрогеологической модели месторождений гидроинжекционного типа является характер распределения напоров (давлений) по вертикали.

С этой целью весьма полезно размещение разведочных выработок таким образом, чтобы их отдельные кусты из 3—4 скважин могли позволить фиксировать характер распределения напоров по вертикали разреза. При этом скважины должны быть оборудованы глубинными колоннами с затрубной цементацией, но открытым забоем. Забои скважин куста должны быть размещены поэтажно, что и обеспечит фиксацию напоров в соответствующих точках вскрытого разреза.

Возможны также варианты, когда месторождение разбурено не кустами, а по площади, но скважины объединяются в группы, каждая из которых «нацелена» на вскрытие определенных зон (например, по абсолютным отметкам, стратиграфическому признаку и др.). В этом случае также становится возможным получение необходимой гидродинамической информации для последующего построения пространственной гидрогеологической модели месторождения.

Для названных выше гидродинамических построений полезен анализ данных по темпам прироста напоров подземных вод в процессе бурения той или иной скважины, что также нередко позволяет реконструировать характер распределения напоров и их абсолютные значения в конкретных точках изучаемого месторождения.

При втором (площадном) принципе размещения скважин на местности для построения гидродинамической сетки месторождения целесообразно применение следующей методики.

Над определенными, выбранными для изучения схемами гидрогеологических профилей отстраиваются в абсолютных отметках кривые напоров, отвечающие определенным плоскостям наблюдений (например, пучок кривых, отвечающих соответственно плоскостям с абсолютными отметками 680, 780, 820 м или отвечающих середине каких-то нескольких стратиграфических горизонтов определенного месторождения и т. д.).

Далее эти кривые напоров равномерно пересекаются горизонтальными прямыми, проводимыми с заранее выбранным шагом (например, 1 м). Из мест пересечения кривой напоров с пересекающими ее горизонтальными прямыми опускают на соответствующую

ей линию сравнения (например, как это указано выше, 680 м) вертикали и отмечают здесь значения напора.

Далее одноименные значения засечек соединяются кривыми, а в недостаточно обеспеченных такими засечками участках проводится обычная интерполяция.

После подобного построения удается получить гидродинамическую сетку напоров по разрезу изучаемого объекта, дающую очень однозначную и наиболее надежную характеристику гидрогеологических условий гидротектонического месторождения.

На гидродинамическую сетку далее накладываются данные, получаемые по методу массовых глубинных гидрохимических (газохимических), гидрогеотермических опробований. Последний заключается в дискретно-сплошной регистрации физико-химического состояния подземных вод в пределах всего массива месторождения на некоторый конкретный момент времени (Вартанян, 1965).

Смены гидродинамических состояний месторождения отражаются в соответствующих изменениях гидрохимических (газохимических) и гидрогеотермических границ.

Обобщенная обработка названной выше информации и ее совокупный анализ позволяют по существу дать «слепок» — пространственную гидрогеологическую модель месторождения.

Поскольку метод массовых глубинных опробований имеет ряд специфических моментов, рассмотрим подробнее основные требования к условиям его осуществления.

После окончания бурения скважин производится кратковременная откачка из них с целью разглинизации стенок ствола, замены промывочной жидкости водой, поступающей из опробуемой зоны (горизонта).

Для восстановления естественной гидрогеохимической картины на скважине не ведут никаких работ в течение 3—4 сут. После этого пробоотборником типа ПД-0,3, ПД-3м, ПРИЗ, ГПВ проводят глубинные опробования скважин\*.

Сроки, необходимые для восстановления естественных гидродинамических и гидрогеохимических условий, выявляются на каждом месторождении особо. Показателем восстановления первоначальных условий на глубине является повторяемость состава (содержание характерного компонента), нескольких контрольных глубинных проб, взятых после стабилизации статического уровня в трех ранее выбранных (реперных) интервалах необсаженного ствола скважины (в нижней, средней и верхней частях) с промежутками времени (между каждыми двумя отборами) не менее 12 ч.

Затем из всех имеющихся на месторождении скважин отбираются глубинные пробы воды, проводятся температурные замеры. Наиболее выгодный шаг опробования в стволе скважин в каждом конкретном случае устанавливается путем подбора, что определяется рядом факторов, в частности конструкцией конкретной выработки.

\* Приемы отбора глубинной пробы воды подробно разработаны и описаны в работах В. П. Савченко, В. Н. Корценштейна и др.

Для получения сопоставимых данных пробы воды из скважин должны отбираться по возможности одновременно (или с разрывом во времени не более 3—5 сут).

При таком методе опробования каждая глубинная проба характеризует часть подземного потока на определенном уровне, соответствующем интервалу отбора пробы. Совокупность проб, взятых одновременно по всем скважинам, позволяет выявить пространственные закономерности распределения на исследуемом участке вод различной минерализации и состава.

Достигается это построением гидрохимических или гидротермических профилей и карт-срезов. На них по конфигурациям изолиний концентрации того или иного характерного компонента (для газифицирующих вод иногда полезно построение изолиний упругости растворенного газа) хорошо выявляются гидрогеологически активные зоны, служащие путями движения минеральных вод, характер распространения минеральных вод в потоке грунтовых (или межпластовых) вод и другие особенности месторождения.

На основе методики пространственного моделирования разработан метод оценки запасов некоторых типов месторождений минеральных вод (см. гл. IX).

Метод пространственного гидрогеологического моделирования неоднократно применялся при изучении ряда месторождений минеральных вод со сложными условиями и неизменно давал высокий эффект. Так, на основе результатов этих исследований были подготовлены и успешно защищены в ГКЗ СССР запасы по месторождениям Славяногорск, Великая Анадоль (Украина), Веди, Личк, Севан, Бжни, Кировакан (Армения), произведено уточнение гидрогеологических условий и переоценка ресурсов Кисловодского месторождения. Остановимся кратко на результатах построения пространственной гидрогеологической модели для Кисловодского месторождения углекислых вод.

Кисловодское месторождение, расположенное в южной части района Кавказских Минеральных Вод, приурочено к структурному валобразному выступу палеозойского фундамента, имеющему северо-восточное простирание. Сводовая часть выступа вместе с перекрывающими его отложениями юры (титон) и мела (нижний — верхний валанжин, готерив, баррем, апт, альб) покрыта системой разрывных дислокаций того же северо-восточного простирания. Общее погружение толщи осадочных водоносных пород — на северо-восток. В этом же направлении падают напоры подземных вод. Основными эксплуатационными горизонтами являются нижний и верхний валанжин, а также титон.

Эксплуатационные запасы Кисловодского месторождения составляют 1560 м<sup>3</sup>/сут углекислой воды и распределяются следующим образом: 1000 м<sup>3</sup>/сут — верхний валанжин, 560 м<sup>3</sup>/сут — нижний валанжин. Опыт многолетней эксплуатации Кисловодского месторождения показал, что ряд положений и в том числе жизненно наиболее важное для существования курорта — об эксплуатационных запасах требует существенной корректировки.

В результате исследований 1973 и 1974 гг. на месторождении, а также на основе анализа имеющихся материалов \* была построена пространственная гидрогеологическая модель Кисловодского месторождения, установлено положение питающей трещинно-жильной зоны, оценена величина естественных ресурсов восходящих минеральных вод.

В результате проведения массовых глубинных опробований скважин и их термозондирования в районе скважин 5/0, 12, 63, 7 и др. (рис. 38) выявлены практически совмещенные гидротермический и газохимический купола, имеющие в плане V-образную форму. Эти конформные купола прослежены на глубину до середины титонских отложений и, несомненно, должны рассматриваться как показатель восходящей разгрузки газонасыщенных углекислых вод, которые одновременно отличаются от вод, заключенных в титон-валанжинском комплексе, более высокой температурой (17—22° С).

Было установлено, что объем и форма купола в сильной мере зависят от гидродинамического состояния месторождения и изменяются при смене соотношения напоров восходящих минеральных вод и неминеральных вод титон-валанжина.

В частности, установлено изменение объема гидротермического купола (очерчиваемого по изотермической поверхности 14° С) от 132 млн. м<sup>3</sup> в 1973 г. (июль) до 104 млн. м<sup>3</sup> в 1974 г. (также июль), когда отбор минеральной воды был снижен.

Таким образом, этими наблюдениями было убедительно показано, что Кисловодское месторождение является характерным представителем месторождений с гидроинжекционной разгрузкой. Принимая за основу именно гидроинжекционный механизм, удалось далее объяснить ряд фактов, толкование которых ранее делалось с некорректных позиций (Погорельский, 1973).

Достаточно отметить, что в указанном случае различие в напорах минеральных вод, фиксируемое для отложений титона, нижнего и верхнего валанжина, принималось как главное свидетельство гидравлической разобщенности этих стратиграфических толщ. Такие представления послужили базой для ошибочной трактовки гидрогеологических условий Кисловодского месторождения с соответствующим раздельным рассмотрением эксплуатационных запасов по указанным стратиграфическим толщам.

Более того, именно эти представления обусловили сооружение водозабора, который по замыслу должен был эксплуатировать минеральные воды отдельно из титонского, нижневаланжинского, и верхневаланжинского водоносных горизонтов.

Как известно, практика показала тесную взаимосвязь указанных эксплуатационных объектов.

Построение гидродинамической сетки для пространственного моделирования (с использованием данных по напорам вод в титоне,

---

\* Работы выполнялись Л. Г. Кологоровой, Л. В. Потлатовой и М. П. Ежовой под руководством автора.

нижнем и верхнем валанижине) позволило установить следующие зависимости.

Длительная эксплуатация месторождения обусловила формирование глубокой депрессионной воронки, которая в наиболее низкой своей части очерчивается изопьезой 820 м (рис. 39). Эта границная

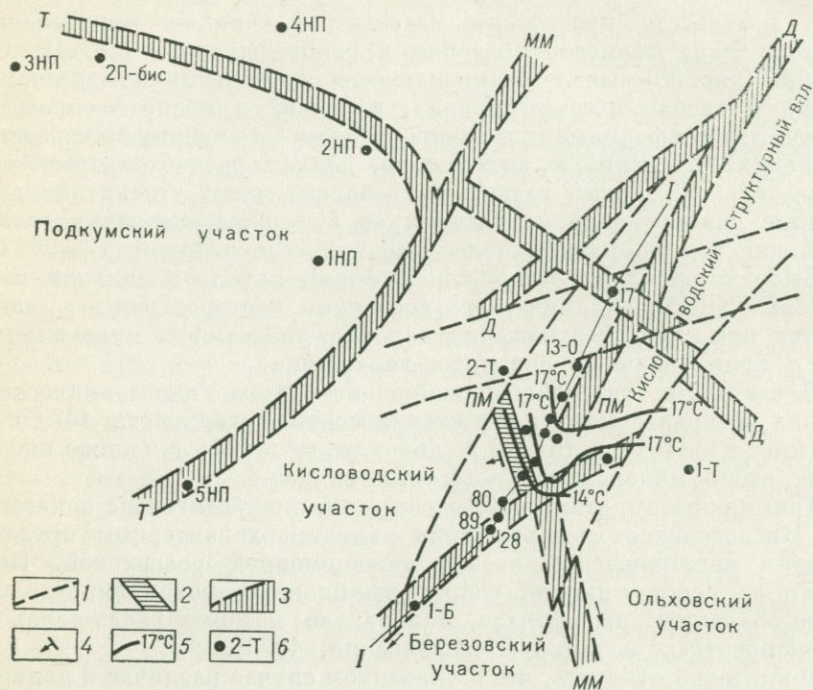


Рис. 38. Схематическая структурная карта района Кисловодского месторождения углекислых вод. Составили Г. С. Вартанян, Л. Г. Комогорова, 1975 г.

1 — зоны нарушений, установленные в процессе разведочных работ 1949—1955 гг.; 2 — то же; установленные по данным пространственного моделирования; 3 — то же, предполагаемые; 4 — элементы залегания зон разрывных нарушений; 5 — изотермы (по данным термомониторинга на срезе с абсолютной отметкой 650 м) — июль 1974 г.; 6 — скважина и ее номер; Т—Т — линия разреза; зоны выделены: ММ — по морфометрическим показателям, Т — по температурным показателям, ПМ — по данным пространственного гидрогеологического моделирования, Д — по гидродинамическим показателям

изопьеза распространяется на глубину до 80—100 м ниже поверхности земли и фиксируется в районе скважин 101, 12, 8-бис, 62, 55, 53.

Обращает на себя внимание следующее обстоятельство: в пределах названного эксплуатационного участка на глубине 120—140 м градиент напоров резко возрастает, достигая 0,14—0,22, а изопьезы принимают горизонтальное положение. Характерно, что такое положение изопьез, равно как и возрастание градиентов, отмечается, начиная с кровли титона. Это свидетельствует об отличии вертикальной проницаемости пестроцветной толщи титона от соответствующих показателей карбонатов мела (более низкие значения).

Кроме того, можно утверждать, что быстрое нарастание напоров с глубиной, фиксируемое в титоне, свидетельствует о близости зоны разгрузки минеральных вод из палеозойского фундамента в осадочную толщу месторождения. Здесь наибольшее значение горизонтально расположенной изопьезы (840 м) отмечается примерно в нижней трети титона.

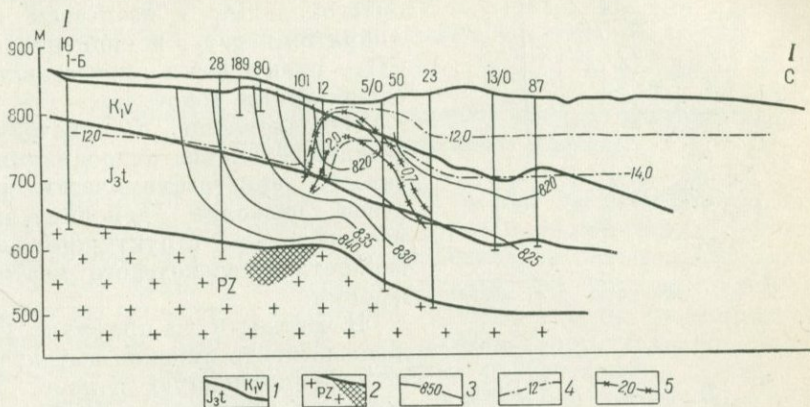


Рис. 39. Кисловодское месторождение. Схематический гидрогеологический профиль по линии I—I (элемент пространственной модели). Составили Г. С. Вартанян, Л. Г. Комогорова.

1 — геологическая граница и стратиграфические индексы толщ; 2 — породы фундамента, их возрастной индекс, зона нарушения; 3 — гидроизопьезы (М), 4 — изотермы (С°), 5 — изопьезы содержания CO<sub>2</sub> в воде (г/л)

О наличии в трещинных зонах фундамента сосредоточенных потоков углекислых вод свидетельствуют также данные о повышенных относительных концентрациях  $U_{234}$  ( $U_{234}/U_{238}$ ) в кисловодском нарзане (исследования отдела ядерно-физических методов ВСЕГИН-ГЕО, проведенные М. П. Ежовой), что в этом районе типично лишь для кислых интрузивных образований палеозоя.

Содержание в воде столь тяжелого элемента, как уран, в сочетании с характером распределения напоров по разрезу данного месторождения является также весьма убедительным свидетельством того, что из фундамента в осадочную толщу здесь поступают не газовые струи (как предполагают некоторые исследователи), а водные потоки.

Представляет интерес рассмотреть гидродинамическую сетку для южной части Кисловодского месторождения. Здесь, как в титоне, так и в вышележащих толщах прослеживается нормальное положение изопьез, что свидетельствует о горизонтальном движении подземных вод от областей питания вниз, вдоль погружающихся на северо-восток проницаемых осадочных толщ. Градиент, вычисленный для горизонтального потока, составляет 0,014—0,013. Такой же характер расположения изопьез в разрезе наблюдается к западу и востоку от Кисловодского структурного вала, что указывает на поступление

пресных (?) подземных вод от примыкающих Аликоновской и Джинальской депрессий.

Совмещением гидродинамических разрезов с разрезами гидротермическими и гидрогазохимическими по существу была получена

законченная гидродинамическая сетка для месторождения, где ортогональные к изопьезам изолинии температур и концентрации  $\text{CO}_2$  практически представляют собой линии токов.

Одновременно с отмеченным детальным анализом гидродинамических и термогазохимических разрезов позволил дополнительно расшифровать структурные особенности Кисловодского месторождения.

В частности, на профилях удалось выявить линейно вытянутую и слабонаклонную полосу, где изопьезы образуют своеобразные мысы, обращенные выпуклой стороной вверх. Как показывает предшествующий опыт разведочных работ на месторождениях минеральных вод, а также многочисленные модельные решения на аналоговых машинах, такие деформации изопьез в фильтрационном поле связаны с наличием достаточно хорошо проницаемых тектонически ослабленных зон или некоторых сосредоточенных напорных потоков.

Исходя из этого и на основе сопоставления нескольких взаимно пересекающихся профилей была получена пространственная модель месторождения и установлено, что питающая трещинная зона в фундаменте Кисловодского месторождения имеет северо-западное простирание; она венчается мощным гидрогазохимическим и гидротермическим куполом (рис. 40).

Таким образом, основным источником информации на первом этапе предварительной разведки являются поисково-разведочные скважины, дополняющие ранее пройденную сеть выработок.

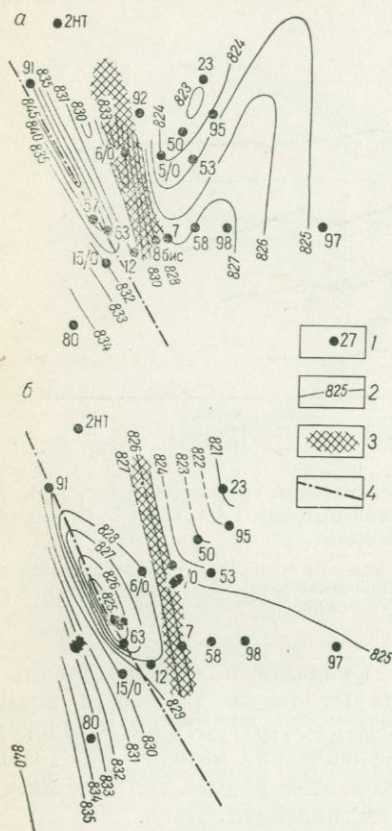


Рис. 40. Кисловодское месторождение. Схематическая гидродинамическая карта-срез на абс. отм. 680 м (по данным пространственного гидрогеологического моделирования). Составили Г. С. Вартамян, Л. Г. Комогорова, Н. П. Елишкина.

а — февраль 1974 г.; б — июль 1974 г.  
1 — скважина и ее номер; 2 — изопьеза; 3 — зона нарушения; 4 — гидродинамическая граница между минеральными и пресными водами

Детальное опробование поисково-разведочных скважин различными методами должно уточнить представления о геологическом строении и гидрогеологических условиях верхней части разреза. На месторождениях с гидростатически экранированной разгрузкой эти исследования скважин дают наибольший эффект при уточнении планового положения трещинной зоны выхода минеральных вод. Одновременно выявляются формы и размеры купола минеральных вод, изучается распределение напора в горизонте и др.

### Регистрация прироста напоров по мере углубления поисково-разведочных скважин

В процессе проходки скважин и при поинтервальных опробованиях необходимо наряду с изучением химических и температурных показателей вскрываемых вод регистрировать величины напоров.

Такие данные, зарегистрированные по группе поисково-разведочных скважин, позволяют строить карты пьезометрической поверхности практически для любой горизонтальной плоскости в пределах толщи рыхлообломочных образований.

Построение таких карт дает возможность путем анализа сетки гидроизогипс проследить ориентировочное положение питающей трещинной зоны, выводящей с глубины в горизонт грунтовых вод минеральные потоки. Кроме того, удастся путем сопоставления интенсивностей прироста напоров воды (отнесенных к величине углубки), фиксируемых в разных скважинах в процессе их проходки, выявить те из поисково-разведочных выработок, которые оказались наиболее близко к зоне разгрузки минеральных вод. Эти наблюдения контролируются приводимым ниже параметром  $\bar{H}$ :

$$\bar{H} = \frac{H_{\max} - H_{\text{пв}}}{L_{\text{пр}} - L_{\text{пв}}}, \quad (55)$$

где  $L_{\text{пр}}$  — окончательная глубина поисково-разведочной скважины, м;

$L_{\text{пв}}$  — глубина скважины, при которой была впервые зафиксирована подземная (грунтовая) вода, м;

$H_{\max}$  — напор вод, зафиксированный при глубине скважины  $L_{\text{пр}}$ , м;

$H_{\text{пв}}$  — уровень воды сразу после вскрытия водоносного (грунтового) горизонта при глубине  $L_{\text{пв}}$ , м.

После выявления скважин с наиболее высокой нормой прироста напоров на основании массовых глубинных опробований уточняется их местоположение по отношению к питающей трещинной зоне и затем проводится определение величины напора минеральных вод в месте их разгрузки в грунтовый водоносный горизонт. Для этой цели из группы скважин выбираются те, которые и по нормам прироста напоров, и по результатам химических или температурных опробований оказались отличными от соседних (наиболее высокие показатели).

Исходя из допущения, что забии выбранных скважин спроецированы на трещинную зону разгрузки минеральных вод, производятся работы по определению величины напора.

С этой целью в скважине, в призабойной ее части, устанавливается гидротампон для избежания перетока глубинных вод в выше залегающие части разреза, и затем регистрируется величина напора, наиболее близкая к напору восходящих минеральных вод в месте их разгрузки в грунтовой водоносный горизонт.

Для суждения о характере распределения напоров в трещинной зоне (в месте ее выхода в грунтовой водоносный горизонт) целесообразно опробовать подобным образом несколько скважин.

Вся группа поисково-разведочных скважин, пробуренных на месторождении, сохраняется до конца разведочных работ для изучения динамики взаимодействия глубинных минеральных и грунтовых вод при разных режимах проведения опытных работ. Как будет показано ниже, эти исследования позволяют оценивать естественные ресурсы минеральных вод, т. е. оценивать мощность конкретной водонапорной системы.

В частности, значения напоров необходимы для оценки динамических и предварительного подсчета эксплуатационных запасов минеральных вод.

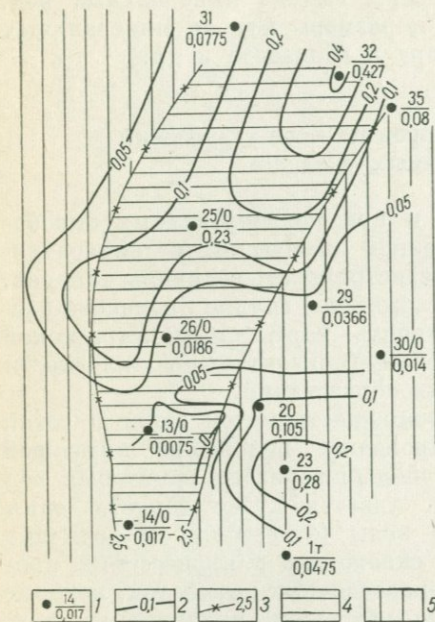


Рис. 41. Карта градиентов прироста напоров с глубиной (интерпретация результатов бурения 1949—1955 гг.). Составил Г. С. Вартамян.

1 — скважина: в числителе — номер, в знаменателе — градиент напора; 2 — изолинии градиентов; 3 — изолинии содержания  $\text{CO}_2$  (г/л) в водах титонских отложений; 4 — зона развития углекислых вод с содержанием  $\text{CO}_2$  более 2,5 г/л; 5 — зона развития углекислых вод с содержанием  $\text{CO}_2$  менее 2,5 г/л

Кроме того, в некоторых случаях, ориентируясь по величинам напоров, можно оценить протяженность гидрогеологически активной части искомой трещинной зоны (рис. 41).

### Линейное гидравлическое зондирование

Этот метод рассчитан главным образом для случая, когда преобладающая часть перекрывающих рыхлообломочных образований принадлежит к элювию коренных пород. При этом, несмотря на процессы выветривания, в разрушенной части разреза обычно сохраняются следы тектонических нарушений, являющихся на глубине основными путями движения восходящих минеральных вод. Названные «останцы»

нарушений в элювиальной толще могут играть роль либо зон с повышенной фильтрационной характеристикой, либо участков с аномально пониженными фильтрующими способностями. И в том и в другом случаях при специальных гидрогеологических исследованиях эти аномальные свойства будут проявляться и позволят проследить выходы основных гидрогеологически активных нарушений.

Как известно, в практике изучения гидрогеологических условий месторождений минеральных вод нашли распространение четыре вида откачек или выпусков (поинтервальных, проводимых в процессе проходки скважин, пробных, опытных, опытно-эксплуатационных), отличающихся друг от друга по задачам, ставящимся перед нами. Причем информация по каждому из названных исследований обычно дополняет результаты предыдущих работ.

Наряду с приведенными выше методами для освещения гидрогеологических условий на широких площадях разведываемой территории целесообразно применение метода линейного гидравлического зондирования после завершения бурения поисково-разведочных скважин в первой фазе предварительной разведки. При этом имеется

в виду, что вся существующая на месторождении (участке) группа скважин включается в наблюдательную сеть (рис. 42). Периферические скважины будут составлять опытные оси — группы, на которых будет осуществляться интенсивная откачка подземной воды.

Основное требование — скважины, включаемые в опытную ось, должны располагаться друг к другу достаточно близко, чтобы при откачке продолжительностью 8—10 сут была сформирована вытянутая вдоль оси депрессионная воронка, подобная воронке работающей дренажной галереей.

Второе условие заключается в необходимости осуществлять отбор подземных вод из скважин опытной оси таким образом, чтобы получить в каждой скважине одну и ту же величину понижения уровня. Это может быть достигнуто, например, путем регулировки дебитов задвижками. Величины понижений должны быть значительными, чтобы обеспечить переориентировку грунтового потока. В этом случае удастся проследить дополнительные системы питающих разрывных дислокаций, завалулированные грунтовым потоком.

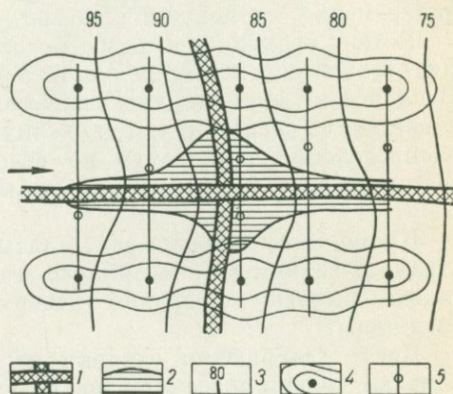


Рис. 42. Схема опыта по гидравлическому зондированию месторождения минеральных вод.

1 — зона пересечения двух тектонических нарушений; 2 — «язычки» минеральных вод, формирующихся вдоль протяженности нарушения при интенсивной откачке из группы скважин; 3 — гидрозогипсы; 4 — воронка депрессии, формирующаяся при мощной откачке из группы скважин; 5 — наблюдательные скважины

Число скважин в оси регламентируется длиной участка и, естественно, наличием реальных поисково-разведочных скважин, т. е. весь эксперимент должен строиться на имеющемся фонде выработок, хотя может потребоваться бурение некоторого количества скважин, дополняющих опытную ось.

Опытные оси должны располагаться вдоль потока по периферии участка. В случае, если ширина разведываемого участка достаточно велика, возможен выбор также центральной оси. Сам эксперимент заключается в проведении в течение 8—10 сут мощной откачки попеременно из каждой опытной оси скважин.

Выбор сроков эксперимента осуществляется с учетом степени фильтрационной неоднородности верхнего рыхлообломочного чехла. В процессе такой откачки в наблюдательных поисково-разведочных скважинах регистрируются величины срезов уровней, а также распределение температур по стволу и характерных химических составляющих (массовые глубинные опробования один раз в 2—3 сут).

Кроме того, хорошие результаты могут быть получены при регистрации величины спонтанного газа, выделяющегося в процессе такого выпуска с водной поверхности каждой наблюдательной скважины.

После завершения откачки из одной оси скважин восстанавливают уровни подземных вод на участке, а затем проводят откачку из другой оси скважин.

При проведении откачек целесообразно применять методику глубинных массовых опробований скважин, с помощью которых удастся зафиксировать зоны повышенных скоростей продвижения вод различной минерализации и таким образом проследить ранее замаскированные структурные детали изучаемой территории.

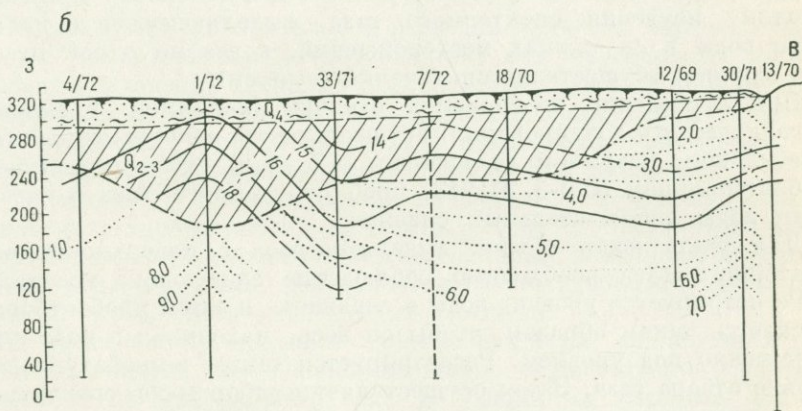
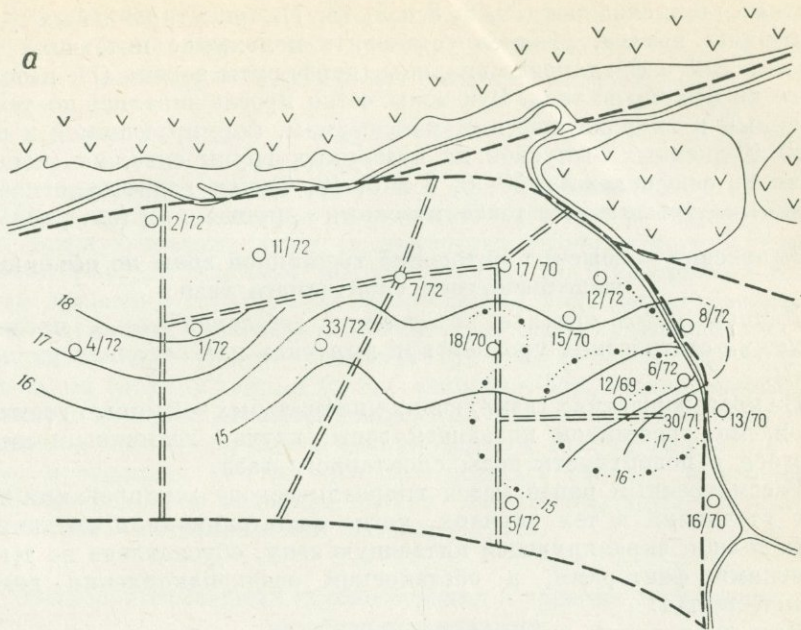
Одновременно следует строить карты величин срезов уровней в скважинах участка, а также схемы депрессионных воронок, развивающихся при откачках из различных опытных осей, которые позволят уточнить структурные и гидродинамические условия в верхних частях месторождения.

Вследствие того, что гидрохимические и гидротермические границы гидродинамического купола минеральных вод отличаются значительной подвижностью, интервал определений в скважинах должен быть максимум 12—24 ч.

Линейное гидравлическое зондирование было осуществлено на Кироваканском месторождении углекислых минеральных вод (Армения), приуроченном к грабенообразной тектонической депрессии (рис. 43) субширотного простирания с северным и южным тектоническими швами (Некоторые результаты..., 1975).

Депрессия выполнена вулканогенными образованиями среднеэоценового возраста, представленными ритмичным переслаиванием монолитных и шлаковидных базальтов.

В процессе разведочных работ положение питающих тектонически ослабленных зон выявлено не было. После постановки исследований по методике линейного гидравлического зондирования на двух



Глубина скв., м	303,0	302,0	200	213,0	200	309	350
Отм. устья, м	316,9	312,8	310,3	317,4	314,8	317,6	322
Расстояние, м	395	360	480	480	190	75	

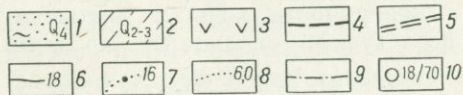


Рис. 43. Месторождение углекислых вод. Кировскан. Результаты линейного гидравлического зондирования (а — план, б — разрез). По Л. Д. Жуйко, Т. Н. Соустовой, Р. В. Ядояну и др.

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — древнечетвертичные лимно-аллювиальные отложения; 3 — диориты; 4 — тектонические разломы; 5 — предполагаемая зона нарушений; 6 — изотермы в статическом состоянии; 7 — изотермы при опытном выпуске; 8 — линии равных минерализаций; 9 — кровля водоносного горизонта; 10 — скважина и ее номер

опытных осях скважин (30, 6, 8 и 5, 18, 7), ориентированных вдоль подземного потока, удалось установить положение питающих трещинных зон в фундаменте впадины (порфириты эоцена (?), которые ранее не фиксировались. Эти зоны четко прослеживались по температурным и гидрохимическим максимумам, формирующимся в процессе 10-дневных выпусков из названных групп скважин (попеременно из оси скважин 30, 6, 8 и 5, 18, 7) над гидрогеологически активными трещинными тектоническими нарушениями (см. рис. 43).

### Выявление положения питающей трещинной зоны по объемам выделяющегося спонтанного газа

Данный метод основан на явлении дегазации вод в процессе снижения статических уровней при выпусках или откачках из скважины.

На месторождениях газифицирующих минеральных вод можно уточнять положение трещинной питающей зоны, изучая величины выделяющегося с поверхности воды спонтанного газа.

Рассмотренный ранее метод гидравлического зондирования требует уточнений в тех случаях, когда фильтрационная неоднородность толщи, экранирующей питающую зону, обусловлена не тектоническими факторами, а обстановкой осадконакопления гранулярной толщи.

Для корреляции получаемых данных целесообразно применять методику изучения спонтанного газа, выделяющегося с поверхности воды в скважинах месторождений, когда на одной из них (или группе) осуществляется откачка (выпуск).

При проведении интенсивной откачки (например, в процессе гидравлического зондирования) осуществляется одновременный (или с небольшим разрывом во времени — 5—6 ч) отбор герметичным пробоотборником (ПД-3, ПРИЗ) проб спонтанного газа с поверхности воды наблюдательных скважин.

Для учета всего объема выделяющегося с поверхности воды спонтанного газа необходимо соблюдение следующих условий.

Регистрируется уровень воды в скважине, и затем пробоотборник опускается таким образом, чтобы он весь находился в воде непосредственно под уровнем. Регистрируется также температура воды в точке отбора газа. Затем осуществляется отбор пробы спонтанного газа, учитывается его объем. Далее объем газа приводится к нормальному давлению, определенной температуре (НТД).

После получения значения объема отобранного пробоотборником газа, приведенного к НТД, оценивают суммарную величину газа  $Q_r$ , выделяющегося с поверхности воды на площади  $1 \text{ м}^2$  (непосредственно вокруг исследуемой скважины), по формуле

$$Q_r = \frac{12740q_r}{d^2}, \quad (56)$$

где  $d$  — площадь сечения пробоотборника;

$q_r$  — объем спонтанного газа, зафиксированного пробоотборником на данной глубине отбора и приведенного к нормальной температуре ( $0^\circ \text{С}$ ) и давлению (760 мм рт. ст.).

Для сопоставления полученных результатов необходимо оценить удельную долю спонтанного газа, приходящуюся на  $\bar{1}$  м срезки уровня, т. е. следует получить производную величину  $\bar{Q}_r$

$$\bar{Q}_r = \frac{Q_r}{S}, \quad (57)$$

где  $S$  — величина срезки уровня в данной скважине, м.

После предварительных расчетов можно строить карту дегазации, дающую представление (в изолиниях интенсивности отделения газовой фазы) о плановом положении основных трещинных зон — путей движения газифицирующих минеральных вод. Целесообразно эту карту дегазации сопоставить с картой дегазации, построенной для условий, не нарушенных откачкой. При этом за основу для построения карты берутся данные  $Q_r$  [см. формулу (56)]. Модификация приведенного метода применима также для оценки интенсивности дегазации вод месторождения и оценки запасов попутных газов в процессе проведения опытно-эксплуатационных откачек и выпусков.

Более подробно методика оценки запасов попутных газов будет рассмотрена в специальном разделе.

### Выбор оптимальных глубин бурения и порядок размещения разведочных скважин

Второй этап предварительной разведки включает изучение таких важных характеристик месторождения, как особенности распространения питающих каналов в прострэнстве, степень выдержанности водовыводящих трещинных зон, характер сопряжения основных путей движения минеральных вод с коллекторами-емкостями, наличие мощности и эффективность структурных экранов.

Эти задачи, а также вопросы, связанные с изучением физико-химических характеристик подземных вод, с предварительными количественными оценками эксплуатационных возможностей исследуемого месторождения, разрешаются главным образом путем проходки и опробования разведочных скважин.

Из приведенного краткого перечня вопросов, подлежащих разрешению, следует, что целенаправленное осуществление разведочных работ на минеральные воды в трещинных массивах должно базироваться на тщательных исследованиях геолого-структурных особенностей территории.

В связи с этим необходимо рассмотреть ряд принципиальных положений, определяющих выбор оптимального комплекса геолого-гидрогеологических работ на различных типах месторождений. В отличие от месторождений минеральных вод в пластовых системах месторождения в трещинных массивах в большинстве случаев не имеют четко фиксируемых нижних гидрогеологических границ, и в силу этого обычно глубины вскрытия месторождения определяются в значительной мере произвольно. В настоящее время можно говорить о четырех основных положениях, регулирующих выбор работ: 1) кондиции на данную минеральную воду; 2) потребности в воде

(м<sup>3</sup>/сут); 3) экономика поисково-разведочных работ; 4) технология эксплуатации.

Поскольку рассматриваемые месторождения на небольших расстояниях быстро погружаются на большие глубины, целесообразно рассмотреть основные положения, которые следует иметь в виду при решении вопроса о глубинах вскрытия скважинами продуктивных водоносных зон и критериях, позволяющих судить об оконечности месторождения.

Важнейшим показателем при проведении разведочных работ на подземные минеральные воды являются количество требуемой воды и кондиции на химический состав, газонасыщенность, температуру, радиоактивность и др.

В практике нередко наблюдается принципиально неправильный подход при планировании и проведении разведки, когда кондиционные нормы (справка о кондициях) на ту или иную минеральную воду составляются уже на завершающих этапах разведочных работ на основе наиболее удачных результатов (состав вод, газонасыщенность, температура воды и др.) по отдельным разведочным скважинам.

В этом случае представляемая справка о кондициях является лишь документом, формально констатирующим удачу разведующего подразделения.

Такой подход, безусловно, не способствует целенаправленному ведению разведочных работ. Между тем кондиционные требования к составу, температуре, радиоактивности или другим физико-химическим показателям минеральных вод должны служить ограничительным условием при выборе конкретной площади под разведочные работы, которое позволит своевременно прекратить работы, если результаты опробования будут свидетельствовать о вскрытии законтурных частей месторождения. Поэтому вопрос о кондициях (минимальные или максимальные концентрации, температуры) на минеральную воду для конкретного объекта должен решаться перед постановкой разведочных работ и, очевидно, сразу же вслед за завершением поисков.

Решение о площадях и глубинах вскрытия (с помощью разведочных скважин) месторождений на стадии предварительной разведки, по-видимому, необходимо с учетом следующих обстоятельств. Месторождения подземных минеральных вод в горно-складчатых регионах относятся к трудноисследуемым объектам. В качестве основных причин, обуславливающих такую сложность, следует назвать прихотливость форм трещинных коллекторов, значительную изменчивость элементов их залегания в пространстве, незакономерную изменчивость фильтрационных свойств.

После выявления планового положения трещинных питающих зон (в условиях месторождений со свободной или гидростатически экранированной разгрузкой) на основании предварительного анализа материалов по региональным структурам требуется оценить характер падения (наклона) этих зон и решить вопрос о площадях размещения и глубинах бурения разведочных скважин. При этом

с учетом кондиционных требований на минеральную воду и исходя из предположений о характере распространения кондиционных вод по разрезу, оцениваются (первая прикидка) целесообразные глубины вскрытия зоны разведочными скважинами.

При проектировании числа, глубин скважин и площадей их размещения в условиях месторождений в горно-складчатых регионах необходимо также учитывать вопросы технологии последующей эксплуатации. В частности, учитывая возможности отбора минеральной воды (самоизлив, откачка), а также степень устойчивости химического и газового состава минеральных вод, следует оценивать максимально допустимые дебиты одиночных скважин (при условии их совместной эксплуатации), при которых не будут происходить процессы разубоживания минеральной воды, нарушения кондиционных требований.

Учет технологического барьера особенно важен при разведке месторождений газифирующих минеральных вод, когда в результате больших отборов минеральной воды создаются значительные депрессионные воронки, что приводит к дегазации вод месторождения, нарушению физико-химических равновесий в воде, выпадению солей, коагуляции трещинных коллекторов и др.

Рассмотрим возможные варианты размещения и опробования разведочных скважин применительно к тем или иным типам месторождений минеральных вод в трещинных массивах.

### Некоторые варианты размещения скважин на местности

После выявления планового положения гидрогеологически активной части трещинной зоны приступают к изучению ее пространственных морфологических характеристик, фильтрационных свойств и состава развитых в ней подземных вод. В связи с этим следует рассмотреть два варианта размещения трещинных водовыводящих зон на местности:

1) трещинная зона находится в нижних частях долины и перекрыта рыхлообломочными образованиями;

2) трещинная зона выходит на одном из склонов долины.

Для первого варианта целесообразно отметить два случая:

1) элементы залегания трещинных водовыводящих каналов установлены (по данным предшествующих работ);

2) элементы залегания трещинных питающих каналов не выявлены.

В случаях, когда элементы залегания трещинных каналов известны, учитывая относительную вытянутость месторождений рассматриваемого вида, наиболее целесообразно размещать разведочные выработки в виде линейных створов скважин, ориентированных вкрест протяженности изучаемой структуры. В зависимости от крутизны углов падения трещинной зоны тектонического происхождения протяженности створов будут переменными, возрастая с уменьшением углов наклона плоскости нарушения (или жильного тела).

В некоторых случаях для соединения поперечных створов возможно бурение продольного профиля скважин, вскрывающих трещинную тектоническую структуру в погруженной ее части (рис. 44).

Расстояние между поперечными разведочными створами выбирается с учетом следующих положений:

— возможности изучения погруженных частей трещинных водовыводящих каналов в пределах всей протяженности ранее выявленной зоны разгрузки минеральных вод;

— возможности интерполяции результатов бурения и опробования;

— соблюдения объемов разведочного бурения, предусмотренных проектом и оцениваемых по приведенным выше формулам.

В зависимости от степени изменчивости фильтрационных свойств трещинной зоны и ее геометрии, а также от геолого-экономических оценок, в створе может быть две-три и более разведочных скважин, что должно уточняться по ходу работ. Таким образом, из приведенных выше условий следует, что требуется предусматривать некоторый резерв разведочных скважин, позволяющий оперативно, по мере изучения месторождения уточнять получаемые данные.

В случае, когда элементы залегания и особенно направление падения трещинных путей движения восходящих

минеральных вод не выяснены, необходимо учитывать следующие обстоятельства.

Месторождения, связанные с малоамплитудными взбросами и надвигами, размещающимися в бортовых частях горных долин, обычно имеют наклон падения трещинных питающих зон под склон, где были зафиксированы выходы минеральных вод. Для месторождений минеральных вод аналогичного происхождения, но приуроченных к осевым частям долин, таких показателей направления падения отметить нельзя. В этом случае необходимо проводить разведку по специальной методике.

Несмотря на то что разведочные створы, поперечные к протяженности трещинной структуры, здесь также перспективны, по-

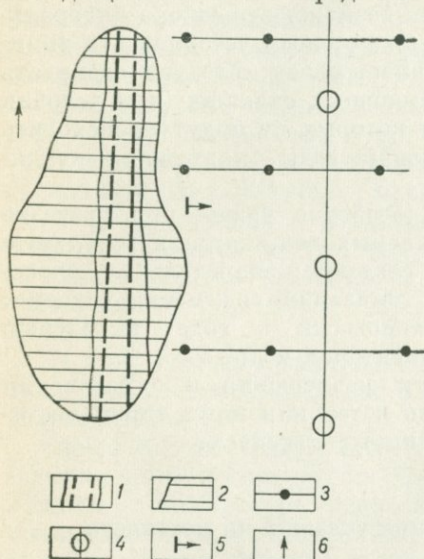


Рис. 44. Порядок размещения створов разведочных скважин на месторождениях с установленным направлением падения трещинной водовыводящей зоны.

1 — плановое положение трещинной зоны разгрузки минеральных вод; 2 — плановое положение купола минеральных вод; 3 — скважина створа, поперечных протяженности трещинной зоны нарушения; 4 — скважина продольных створов; 5 — углы падения нарушений (трещинной водовыводящей зоны); 6 — направление движения грунтовых вод

следовательность бурения и опробования гидрогеологических скважин, равно как и вся тактика разведки неизвестных элементов залегания зоны несколько меняются. Бурение следует начинать в той части территории, где поисково-разведочными скважинами были выявлены наиболее кондиционные минеральные воды и на основе специальных глубинных опробований в грунтовом водоносном горизонте очерчено плановое положение зоны разгрузки (рис. 45).

Первые две (1 и 2) разведочные скважины размещаются по обе стороны от места выхода глубинных минеральных вод, на расстоянии 10—15 м от изолинии максимальной минерализации (или других характерных показателей), вычерченной по данным глубинных опробований поисково-разведочных скважин. Имеется в виду, что наибольшая минерализация или газонасыщенность будет фиксироваться непосредственно над активно фильтрующей трещинной зоной\*. Таким образом, считается, что одна из этих двух разведочных скважин (2) должна пройти ненарушенное висячее крыло и на сравнительно небольшой глубине войти в тектоническую зону (например, взброс, надвиг).

Далее решается задача по изучению элементов залегания зоны и ее гидрогеологических характеристик, т. е. все разведочные работы сосредоточиваются на территории, расположенной над висячим крылом погружающейся тектонической зоны. Следующая разведочная скв. 3 располагается вдоль простирания нарушения на расстоянии от вскрывшей трещинную тектоническую зону скв. 2 не более 20—30 м. Заложение скв. 3 предусматривается таким образом, чтобы устье ее отстояло от выхода трещинной зоны разгрузки на расстоянии, большем, чем устье скв. 2, т. е. линия, соединяющая скв. 2 и 3, не должна быть параллельной линии простирания зоны разгрузки минеральных вод (в ее плоскостном отображении) (см. рис. 45). Затем осуществляется бурение скв. 4 с размещением ее между разведочными скв. 2 и 3 на равном расстоянии от них и таким образом, чтобы все они (скв. 2, 3, 4) образовали равнобедренный

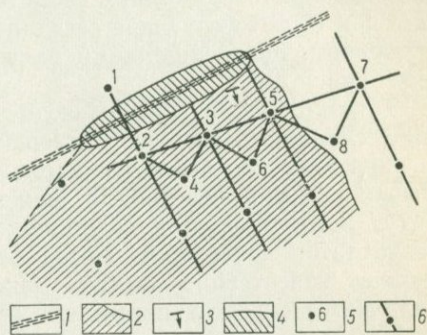


Рис. 45. Порядок размещения разведочных скважин для оконтуривания месторождений, где элементы залегания трещинной водовыводящей зоны неизвестны.

1 — плановое положение выхода трещинной зоны под рыхлообломочные образования; 2 — гидрогеологически активная часть трещинной зоны с развитием минеральных вод; 3 — направление падения зоны нарушения; 4 — плановое положение купола минеральных вод; 5 — разведочные скважины; 6 — направление створа разведочных скважин

\* При этом следует ориентироваться также по результатам проходки поисково-разведочных скважин, бурение которых должно было осуществляться на всю мощность рыхлообломочных образований с последующей проходкой на 2—5 м по левыветрелым коренным породам.

треугольник с высотой, равной половине основания, и вершиной, направленной по падению трещинной зоны. Эти три скважины становятся опорными для дальнейшего изучения месторождения путем последовательного приращения к изученному треугольнику соседних территорий. При этом необходимо ориентироваться на постепенное увеличение шага между скважинами, расширяя сторону и соответственно высоту треугольника, насколько позволяют выявляемые фильтрационные свойства трещинной зоны. Далее бурятся скв. 5 и 6, формирующие соседний треугольник 3, 5, 6 с основанием и высотой, превосходящими ранее разбуренный треугольник 2, 3, 4 (см. рис. 45).

Таким образом, при разведке месторождений рассматриваемого типа скважины следует размещать по некоторой ломаной линии, в вершинах все более расширяющихся по площади треугольников. Очевидно, что расстояния между скважинами в треугольниках будут лимитироваться возможностями интерполяции и обобщения результатов испытаний. Метод расширяющихся треугольников позволяет качественно изучить максимально возможные для данного количества скважин площади и путем последовательных приближений выявить наиболее проницаемые участки трещинной зоны, содержащие кондиционные минеральные воды. При этом удается оконтурить месторождение, используя минимальное число разведочных выработок.

В случае необходимости уточнения полученных данных могут разбуриваться отдельные разведочные створы, поперечные к простиранию нарушения.

При втором варианте, когда трещинная зона разгрузки минеральных вод находится на одном из склонов долины, необходимо исходить из следующих положений.

1. Целесообразно размещать разведочные скважины гипсометрически выше мест разгрузки минеральных вод на дневную поверхность с таким расчетом, чтобы вскрыть трещинную зону взброса или надвига на ее погружении.
2. Поперечные к простиранию нарушения разведочные створы, если позволяют условия рельефа, разбуриваются последовательно вверх по склону от места выхода нарушения на дневную поверхность, чем достигается последовательное вскрытие трещинной зоны нарушения на все более возрастающих глубинах.
3. Поперечные створы соединяются продольным (или продольными) разведочным створом, размещаемым с учетом возможности вскрытия трещинной зоны в пределах наиболее удобно достигаемых глубин.
4. Для вскрытия наиболее проводимых трещинных зон с минеральными водами отдельные створы разведочных скважин следует проектировать таким образом, чтобы они прослеживали участки пересечения нескольких нарушений.

В условиях хорошо обнаженных горно-складчатых регионов эти показатели удастся фиксировать в результате поисково-съёмочных работ. Кроме того, хорошие результаты дают геофизические

работы (магниторазведка, электроразведка различных модификаций) крупных масштабов. В случае, когда пересечения таких зон обнаружить не удастся, следует ориентироваться на трещинные зоны вблизи всякого крыла изучаемого взброса или надвига. Глубокие части водовыводящих зон месторождений, связанных с крутопадающими нарушениями типа нормальных и гравитационных сбросов, прослеживаются путем бурения коротких створов вкост протяженности структуры. Скважины размещаются по обе стороны от выявленной зоны разгрузки. После установления факта, что изучаемое месторождение связано со сбросом, разведочное бурение сосредоточивается непосредственно в пределах прослеженной зоны разгрузки с целью вскрытия более глубоких частей крутопадающей трещинной структуры.

В некоторых случаях по экономическим соображениям такое бурение оказывается нецелесообразным, и решается вопрос о возможности эксплуатации минеральных вод непосредственно из купола, сформировавшегося среди пресных грунтовых вод.

Разведочные работы, проводимые на месторождениях большеамплитудных взбросов и надвигов, для вскрытия гравитационных сбросов должны корректироваться с учетом морфоструктурных особенностей территории, в частности бурение разведочных скважин следует осуществлять на участках проявления минеральных вод вблизи структурных террас. Размещать скважины необходимо по склону ниже бровки такой террасы. Ввиду большой крутизны плоскости сбрасывателя расстояние от выхода нарушения до дневной поверхности не должно превышать 5—7 м. Это правило, очевидно, должно выполняться для первых разведочных скважин, когда элементы залегания трещинной зоны еще не установлены точно.

В ряде случаев при весьма крутых углах падения плоскости нарушения для вскрытия последнего целесообразно бурить разведочные скважины с наклоном оси в сторону уступа структурной террасы.

В некоторых случаях необходимо вскрытие глубоко погруженных частей месторождения, где обычно довольно высока вероятность выявления упругих запасов подземных минеральных вод.

Анализ характера развитых в пределах изучаемой площади разрывных структур, их гидрогеологической роли и степени взаимосвязи дает возможность оценить перспективность вскрытия закрытых частей месторождения с заключенными в них упругими запасами минеральных вод. В частности, если вблизи выявленной зоны разгрузки минеральных вод (взброс, надвиг, жильное тело) в процессе поисково-съёмочных работ было установлено нарушение сдвигового характера с углами падения, противоположными углам падения водовыводящей трещинной зоны, на данном месторождении можно ожидать вскрытия структурно экранированных частей месторождения, заключающих кондиционные минеральные воды.

Для некоторых пространственно ограниченных месторождений минеральных вод важно после завершения поисковых работ решить вопрос о локализации дальнейших исследований, т. е. о выборе

наиболее целесообразного участка, где следует вести изучение. Такое решение принимается на основе анализа полученной информации о характере развития минеральных вод в верхнем водоносном (обычно грунтовом) горизонте или о характере прямых выходов минеральных вод на поверхность земли, а также с учетом удобства последующей эксплуатации (доступное местоположение скважины, незатопляемость ее в паводки и др.), экономики геологоразведочных работ и т. д.

Существуют некоторые особенности в подготовке и проведении работ по предварительной разведке для месторождений кольцевых, конических и радиальных даек и кольцевых радиальных сбросов в отличие от соответствующих работ в пределах месторождений на участках экзоконтактов. В свою очередь, разведочные работы на месторождениях участков экзоконтактов несколько отличаются от работ на месторождениях участков площадного дробления пород на контакте с экстрезивами (см. табл. 10).

Своевременное решение вопроса о локализации работ особенно важно на месторождении участков площадного дробления пород на контакте с интрузивами и субвулканами, так как на этих месторождениях разгрузка осуществляется по всей площади сильно трещинного массива пород. Отдельные участки массива могут характеризоваться более высокой проводимостью (особенно в купольных частях интрузива), что следует принимать во внимание при размещении разведочных скважин на местности. Причем здесь также необходима ориентация на господствующую систему трещин (плоскость отрыва), отделяющую один оползающий блок пород от другого. В условиях восходящей разгрузки минеральных вод и при наличии гидростатического экрана такая зона трещин будет фиксироваться по наиболее высоким значениям напоров, минерализации, газонасыщенности, температуры, радиоактивности или других показателей, присутствующих в минеральных водах изучаемой территории, а также по наибольшим площадям, где развиты воды, оконтуриваемые изолинией максимальной концентрации полезного компонента.

В зависимости от плановой конфигурации участка наиболее интенсивной разгрузки минеральных вод схему размещения разведочных скважин выбирают, исходя из необходимости прослеживания этой зоны на глубину короткими поперечными створами.

Следует учитывать общую тенденцию геологического развития территории, оценивая возможные направления оползания отдельных блоков пород. В этом случае можно определить направление падения плоскости трещинной зоны отрыва. Проверка справедливости такого определения осуществляется на основе бурения первых четырех разведочных скважин, как это было рассмотрено выше. Однако метод расширяющихся треугольников в целом здесь неприемлем, так как в этом случае возможны ошибки за счет вскрытия трещинных зон других систем. В случаях, когда плановым заданием предусматривается выведение значительных запасов минеральных вод, на рассматриваемых месторождениях целесообразно расширить площади разведки, предусматривая при этом возможно более пол-

ный перехват естественных ресурсов минеральных вод, разгружающихся на большой территории.

При обобщении информации о гидрогеологических условиях погруженных частей трещинного массива рассматриваемого типа следует иметь в виду его пространственную фильтрационную анизотропию. В частности, все получаемые значения напоров по отдельным трещинным зонам могут быть обобщены, если: а) они будут даваться с привязкой к трещинной зоне, условно принимаемой за линейно-вытянутую (длина во много раз превосходит ширину), где были зафиксированы напоры; б) при построении карты изопьез участка (или месторождения) учитываются данные по напорам в двух соседних трещинных зонах, приведенные к условиям некоторой плоскости с единой абсолютной отметкой (рис. 46).

Такое сопоставление возможно для трещинных зон, которые смыкаются на глубине (исходя из учета зафиксированных элементов их залегания). В этих случаях, несмотря на известную условность построения карты (распространение изолиний на заведомо монолитные или плохо фильтрующие блоки), удается получить объективную картину распространения в теле изучаемого массива отдельных проницаемых зон. Именно таким путем можно: 1) выявить наличие ранее не прослеженных гидрогеологически активных трещинных систем и оценить степень проницаемости отдельных водовыводящих каналов; 2) проследить положение основного питающего канала.

Построение карт изопьез для нескольких сечений позволит установить, какие из трещинных зон в приповерхностной части перехватывают глубинные потоки минеральных вод и за счет каких каналов они питаются при этом. Эти наблюдения в разведочных скважинах могут быть дополнены исследованиями (с соблюдением приведенных выше требований) по гидрогеотермии.

В случаях, когда в пределах изучаемого массива фиксируются минеральные воды различного состава и газонасыщенности, возможны также исследования химического состава вод на глубине для их последующего сопоставления по площади.

Месторождения кольцевых, конических и радиальных даек и месторождения на участках развития кольцевых и радиальных сбросов по периферии отдельных интрузивных тел, экструзивов, вулканических аппаратов характеризуются значительно большей фильтрационной анизотропией трещинных зон в пространстве, поэтому

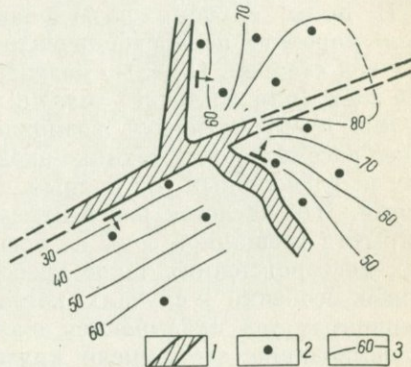


Рис. 46. Схема размещения разведочных скважин и порядок обобщения гидрогеологических данных:

1 — отдельные зоны нарушений; 2 — разведочные скважины; 3 — изопьезы

вопрос о выборе участков под предварительную разведку решается более однозначно. Обычно здесь удается регистрировать отдельные участки разгрузки минеральных вод, отстоящие друг от друга на расстояние до 0,5—1,5 км. Такие зоны разгрузки приурочены либо к местам пересечения нарушений разных направлений (что регистрируется по данным геологических съемок, а также воздушных и наземных магнитометрических исследований), либо связаны с изменениями фильтрационных свойств вдоль линейно протяженных трещинных зон.

В таких случаях разведочные скважины следует размещать вдоль коротких поперечноориентированных к зоне выхода минеральных вод створов. С целью надежного прослеживания части трещинной зоны (или жильного тела) с наибольшей проницаемостью необходимо предусматривать возможность сгущения створов (с учетом ранее рассмотренных технико-экономических ограничений) на отдельных перспективных (по данным предыдущих работ) участках нарушения. Что касается ранее отмеченной рекомендации относительно вскрытия трещинной зоны на всю ее мощность, то на рассматриваемых месторождениях такое требование осуществить не всегда возможно, особенно в случаях, когда мощности зон или плитообразных трещинных тел оказываются очень большими или эти трещинные водовыводящие зоны имеют крутое залегание.

Месторождения участков экзоконтактов интрузий с краевыми сбросовыми дислокациями представляют собой довольно узкую в плане (не более 500—600 м) трещинную зону сильно перерожденных пород, окаймляющих некоторое интрузивное тело, в пределах которой заключены глубинные минеральные воды. Это обстоятельство создает известную специфику в проведении предварительной разведки, так как основным путем восходящих минеральных вод является именно эта часть разреза; перерожденные вмещающие породы, равно как и породы собственно интрузивного тела, по существу являются водонепроницаемыми.

Поэтому разведочные выработки размещаются на створах, ориентированных поперек проекции зоны закалки на дневную поверхность. В связи с тем, что наиболее проводящие участки зон закалки обычно совпадают с шовными частями между собственно интрузивом и перерожденными породами (там, где закладываются краевые сбросы), разведку следует ориентировать на вскрытие этих частей. Вскрытие внешних, емкостных блоков трещинной зоны закалки целесообразно для прослеживания участков развития минеральных вод и оконтуривания месторождения.

При ориентации на те или иные участки месторождения с точки зрения последующей эксплуатации интерес представляют те из них, которые приурочены к пологим и купольным частям контакта интрузии с вмещающими породами, так как здесь трещинная емкостная часть зоны закалки будет наибольшей.

На месторождениях рассматриваемого типа, приуроченных к маломощным (малым) интрузиям, наиболее перспективна постановка предварительных разведочных работ в купольной части мас-

сива, там, где в пределах зоны проплавленных пород пересекаются системы краевых сбросов. Здесь целесообразно проводить бурение и опробование скважин, размещаемых по двум взаимно перпендикулярным или трем лучам с последующим заложением (при необходимости уточнения представлений) дополнительных разведочных скважин.

Анализ и обобщение гидрогеологических данных следует осуществлять с учетом условий, которые были рассмотрены при изложении материалов по месторождениям на участках площадного дробления пород на контакте с интрузиями и субвулканами.

Детальная разведка проводится на месторождениях или отдельных их участках для подсчета запасов минеральных вод по промышленным категориям и передачи месторождения в эксплуатацию. Учитывая тот факт, что водонапорные системы горно-складчатых регионов изменчивы в морфологическом и фильтрационном отношении, на стадии детальной разведки даже хорошо изученного месторождения целесообразно ориентироваться на бурение скважин разведочно-эксплуатационных. Основными видами работ на стадии детальной разведки являются разведочно-эксплуатационное бурение и длительные гидрогеологические опытные работы.

### **Бурение разведочно-эксплуатационных скважин**

Выбор конструкций, глубин и порядка размещения на местности разведочно-эксплуатационных скважин осуществляется с учетом результатов предварительной разведки. При выборе конструкции разведочно-эксплуатационных скважин следует исходить из учета предполагаемого способа эксплуатации месторождения: одиночными скважинами, группой скважин, самоизливом или откачкой. В последнем случае учитываются возможные типы насосов. Разведочно-эксплуатационные скважины после переоборудования могут быть использованы для целей эксплуатации.

Ввиду того что углекислые воды отличаются исключительно высокой агрессивностью, скважины должны быть оборудованы антикоррозийными колоннами.

Место заложения разведочно-эксплуатационных скважин выбирается на участках, где были отмечены наилучшие фильтрационные свойства трещинной зоны и где зарегистрировано развитие вод с оптимальными концентрациями полезных компонентов, температурой и др. (на эксплуатационных участках). С этой целью анализируются обобщающие материалы предварительной разведки. Разведочно-эксплуатационные скважины размещаются на площадях, которые надежно изучены группой разведочных скважин. Вследствие того, что трещинные зоны отличаются весьма значительными вариациями фильтрационных свойств на очень небольших расстояниях, для большинства случаев допустимо размещение разведочно-эксплуатационной выработки в непосредственной близости от ранее пройденной разведочной скважины, где в процессе опытных работ

были получены наиболее высокие и устойчивые во времени гидродинамические и физико-химические показатели.

Вопрос о бурении такой скважины-дублера в каждом случае рассматривается и решается специально. Необходимо учитывать, что каждая из разбуриваемых разведочно-эксплуатационных скважин может оказаться опорной для оценки эксплуатационных запасов минеральных вод, а в последующем стать основным объектом эксплуатации. В некоторых случаях, если результаты предварительной разведки однозначно указывают, что в ранее не изученных частях трещинной зоны существует перспектива вскрытия кондиционных минеральных вод в необходимых количествах, возможно бурение разведочно-эксплуатационных скважин в погруженных частях такой структуры.

Если установлено, что требуемые дебиты не могут быть получены из одной скважины (из-за низких производительностей или вследствие нарушения физико-химических показателей при значительных снижениях гидростатического давления), необходимо бурить на участке несколько разведочно-эксплуатационных скважин, т. е. групповой водозабор.

На эксплуатационном участке скважины размещаются с учетом размеров депрессионных воронок, формирующихся при одиночных откачках, а также коэффициентов снижения дебитов при взаимодействии скважин (оцениваются по данным опытных откачек из разведочных скважин, проведенных на стадии предварительной разведки).

При необходимости из всей площади изучаемого месторождения может быть выделено несколько таких эксплуатационных участков, на которых будут размещены группы скважин или одиночные разведочно-эксплуатационные скважины.

Выбор участков для разведочно-эксплуатационного бурения упрощается, если в пределах месторождения зафиксированы площади с наивысшими фильтрационными свойствами трещинного коллектора, перемежаемые площадями, где трещинная зона имеет низкие фильтрационные характеристики. Необходимо иметь в виду, что эксплуатационный участок нельзя выбирать в краевых частях месторождения, где есть опасность подтягивания вод из зоны развития грунтовых неминеральных вод, или в частях, где развиты некондиционные воды в более глубоких этажах трещинной водоносной зоны. На крупных объектах, перспективное развитие которых предусмотрено народнохозяйственными планами, помимо эксплуатационных участков целесообразно также намечать резервные эксплуатационные площади.

Кроме рассмотренных выше требований к конструктивным особенностям разведочно-эксплуатационных скважин следует отметить необходимость вскрытия максимально возможных мощностей трещинной водоносной зоны. Последнее требует соответствующих экономических выкладок.

Разумеется, что далеко не на всех рассмотренных типах месторождений минеральных вод приведенное требование должно выполняться. Например, утрачивается смысл такого бурения для место-

рождений крутопадающих сбросов и крутопадающих жильных тел, так как бурение вертикальной скважины в этом случае будет осуществляться вдоль простираания трещинной структуры или трещинного жильного тела.

### Зональные откачки (выпуски)

Изучение разреза ведется с помощью зональных откачек или выпусков. В отличие от поинтервальных откачек, осуществляемых в процессе бурения скважин, когда гидрогеологический разрез еще неизвестен, зональные откачки предпринимаются с целью выбора интервала, наиболее перспективного для эксплуатационных нужд. Идея таких опытов заключается в подборе эмпирическим путем тех частей вскрытой трещинной зоны, которые будут давать устойчивые дебиты минеральной воды с оптимальными физико-химическими показателями. С этой целью полезно применение двойных и одиночных тампонов, перемещаемых в скважине и устанавливаемых на любом интервале для временной изоляции той или иной части ствола.

Длительность зонального опробования каждого интервала возрастает по сравнению с поинтервальными откачками и может достигать до 3—4 сут. Цикл наблюдений тот же, что и рассмотренный ранее.

На основе этих исследований принимается окончательное решение о целесообразности специального оборудования разведочно-эксплуатационной скважины для дальнейших опытных работ по оценке эксплуатационных запасов. Здесь имеется в виду возможность изоляции отдельных частей ствола скважины путем их обсадки, постановки цементных мостов или полной заливки тампонирующим материалом тех частей разреза, которые по тем или иным показателям оказались неприемлемыми для длительных гидрогеологических испытаний.

После завершения бурения и оборудования разведочно-эксплуатационные скважины включаются в число выработок, по которым оцениваются эксплуатационные запасы. Скважины, которые по тем или иным показателям для оценки запасов оказались неприемлемыми, включаются в наблюдательную сеть и сохраняются до завершения всех работ по оценке запасов.

Далее, в соответствии с полученными представлениями о гидрогеологических условиях месторождения и потребностями контрольно-наблюдательной службы, из числа ранее пробуренных скважин для изучения режима месторождения в процессе его эксплуатации должно быть оставлено минимально необходимое их количество.

В процессе проведения работ всех стадий поисков и разведки требуется применение приемов исследований, учитывающих геологоструктурные и гидродинамические особенности рассматриваемых месторождений и позволяющих выявлять пространственное положение основных коллекторов минеральных вод.

Ряд методических разработок для оконтуривания трещинно-жильных и пластовых водонапорных систем по данным наблюдений

за напорами, температурами, газонасыщенностью подземных вод рассмотрены детально в специальной литературе (Огильви, 1932; Овчинников, 1963; Гольдберг, Язвин, 1966; Вартанян, Яроцкий, 1972 и др.).

## Г л а в а IX

### НОВЫЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ РЕСУРСОВ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД И ПОПУТНЫХ ГАЗОВ

Оценка эксплуатационных возможностей месторождения минеральных вод является результирующей операцией поисково-разведочных работ. При этом подсчет запасов в период разведки должен осуществляться дважды: в процессе предварительной разведки (ориентировочная оценка запасов) и после завершения детальной разведки (подсчет эксплуатационных запасов минеральных вод по промышленным категориям).

Как было показано, в пределах месторождений минеральных вод можно рассматривать запасы (включая упругие) и естественные ресурсы.

Очевидно, что на каждом из месторождений в горно-складчатых регионах в зависимости от особенностей его строения и условий разгрузки минеральных вод приведенные виды запасов в формировании эксплуатационных запасов будут принимать участие в разных соотношениях.

#### Оценка естественных ресурсов минеральных вод

Для горно-складчатых регионов наиболее существенными являются естественные ресурсы, определяющие прежде всего производительность основных путей восходящего движения минеральных вод — трещинно-жильных водонапорных систем.

Как показывают исследования, вынос метаморфогенной углекислоты, глубинного тепла и ряда других полезных компонентов определяется мощностью той или иной водонапорной системы, естественными ресурсами ее подземных вод (Овчинников, 1963; Bodvarsson, 1966; White et al, 1971; White, 1973 и др.).

Таким образом, познание потенциальных возможностей водонапорной системы является одной из наиболее важных задач при изучении конкретного месторождения минеральных вод в горно-складчатых условиях.

Ранее было показано, что минеральные воды, поступая в горизонт-реципиент, формируют специфические гидродинамические тела — купола. Последние в силу ряда гидродинамических особенностей могут рассматриваться в качестве весьма контрастных индикаторов водонапорных систем, дающих возможность подойти к количественной оценке ресурсов минеральных вод. Кратко остановимся на случаях, когда наиболее целесообразно использовать зависимости, выявленные при изучении механизма гидростатически экранированной разгрузки.

Прежде всего оценка ресурсов минеральных вод по результатам изучения динамики купола будет давать надежные сведения о месторождениях, где зона питания — тектоническое нарушение — имеет очень крутые падения.

Буровые работы с целью вскрытия погруженных частей крутопадающего нарушения обычно бывают неосуществимы (из-за малой мощности питающей зоны), в силу чего оценку эксплуатационных запасов таких месторождений наиболее удобно производить, отбирая минеральную воду из гидродинамического купола. Таким образом, осуществляется эксплуатация на многих месторождениях углекислых вод и, в частности, на Дарасуне, Шмаковке (Уссурский и Медвежий участки), Личке и др.

Другим случаем, когда целесообразно применение метода оценки ресурсов по данным о динамике купола минеральных вод, является гидростатически экранированная разгрузка минеральных вод по системам нормальных и гравитационных сбросов. При этом бурение скважин на большие глубины нецелесообразно, так как увеличение глубины скважин практически не дает прироста дебитов.

Методика регистрации динамических изменений в зоне разгрузки минеральных вод в горизонт-реципиент, вообще позволяет оценить эксплуатационный потенциал вскрываемой водонапорной системы.

Совершенно очевидно, что, когда существуют экономически приемлемые и эффективные возможности вскрытия изолированных водоносных зон с минеральными водами, эта благоприятная ситуация должна быть реализована, так как в данном случае удается создать водозабор, наиболее устойчивый в отношении процессов разубоживания минеральных вод.

Здесь приведены некоторые новые, разработанные автором, методики оценки естественных ресурсов месторождений минеральных вод с гидростатически экранированной разгрузкой (гидроинжекционный тип).

Для пользования приведенным ранее уравнением (54) следует определить средневзвешенные величины напора глубинных минеральных вод. С этой целью необходимо:

1) выявить участки с различными градиентами напоров и установить их длины ( $l_1, l_2, l_3, \dots, l_n$ );

2) для каждого участка определить среднюю величину напора, исходя из равенства

$$\frac{H_1 + H_2}{2} = \bar{H};$$

3) определить средневзвешенное значение напора для всей длины трещинной зоны

$$H_{\text{мин}} = \frac{(H_1 + H_2) l_1 + (H_2 + H_3) l_2 + (H_3 + H_4) l_3 + \dots + (H_{n-1} + H_n) l_{n-1}}{2(l_1 + l_2 + l_3 + \dots + l_n)}. \quad (58)$$

Далее эту величину используют как  $H_{\text{мин}}$ . Если напоры вдоль всей протяженности трещинной зоны  $l$  постоянны, последнее исключается.

Таким же путем осредняются значения мощности грунтового горизонта над зоной разгрузки минеральных вод.

Наиболее хороших результатов следует ожидать для случаев, когда фильтрационные характеристики толщи, заключающей грунтовый водоносный горизонт по площади, изменяются незначительно (элювиальная толща).

Значения естественных ресурсов по мере получения новых данных, в частности о высоте купола минеральных вод, могут корректироваться в соответствии с уравнением

$$Q_{\text{мин}} = Q_{\text{гр}} \frac{h_{\text{к}}}{M} F, \quad (59)$$

где  $F$  — сечение грунтового водоносного горизонта, определяемое по потоку ниже гидрогеологически активной части трещинной зоны разгрузки, где мощность горизонта  $M$ ;

$Q_{\text{гр}}$  — единичный расход грунтового потока.

Обычно за  $h_{\text{к}}$  следует принимать высоту положения изолинии кондиционной концентрации полезного компонента над подошвой горизонта-реципиента.

При высокой степени изученности месторождения (стадия детальной разведки) оценку естественных ресурсов можно вести также на базе специальных наблюдений за динамикой купола во времени. Так, путем наблюдения во времени за поведением границ купола минеральных вод и увязки этих изменений с соответствующими значениями  $H_{\text{гр}}$  и  $H_{\text{мин}}$  для каждого месторождения с гидростатически экранированной разгрузкой удастся установить величину естественных ресурсов и эксплуатационных запасов минеральных вод (Вартамян, 1970).

Наблюдая за динамикой купола минеральных вод как в естественном, ненарушенном откачками состоянии, так и в процессе откачек, проводимых при различных режимах, можно установить для каждого месторождения рассматриваемого типа зависимость расхода восходящих потоков от интенсивности отбора минеральной воды, т. е. явление расширения или стягивания границ купола может служить критерием степени соответствия отбираемых количеств минеральной воды ее естественным ресурсам, поступающим по тектоническому разрыву.

Первоначальная конфигурация купола минеральных вод (в неискаженном опытными работами состоянии) служит тем фоном, на котором регистрируются любые изменения гидродинамических и гидрохимических условий в недрах, вызываемые откачками. Для этого перед началом опыта проводятся массовые глубинные опробования всех имеющихся скважин.

В качестве границы гидродинамического купола можно принять изолинию минерализации (или содержание того или иного характерного компонента,) ниже значения которой изучаемый тип минеральной воды считается некондиционным.

Необходимо различать следующие два варианта работ при оценке запасов минеральных вод, характеризующихся наличием гидродинамического купола в потоке грунтовых вод (рис. 47):

1. Оценка эксплуатационных запасов путем откачки из скважины, фильтр которой установлен над зоной разгрузки минеральных вод, значительно ниже верхней границы купола (см. рис. 47, а).

2. Оценка эксплуатационных запасов путем откачки из скважины, фильтр которой установлен на уровне погруженной части тектонического нарушения — зоны разгрузки минеральных вод (см. рис. 47, б).

Вариант первый применяется на заключительной стадии предварительной разведки, когда, прежде чем перейти к детальной разведке, бывает необходимо предварительно оценить эксплуатационные возможности месторождения. Кроме того, этот же вариант оценки

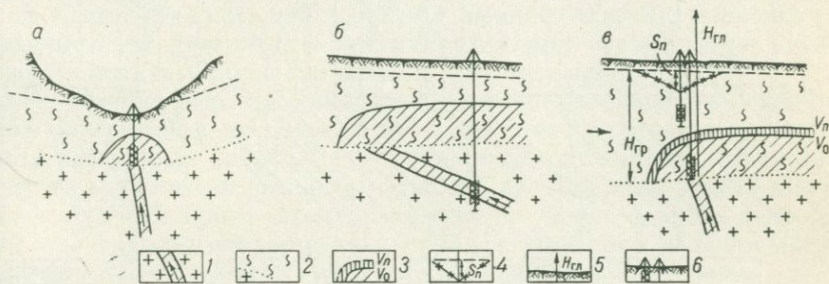


Рис. 47. Варианты опытных работ для оценки запасов месторождений минеральных вод некоторых типов гидроразгрузочных месторождений.

1 — тектоническое нарушение и направление движения восходящих минеральных вод; 2 — зона выветривания и монокристаллические коренные породы; 3 — купол минеральных вод в естественном состоянии  $V_0$  и при откачке с установившимся понижением  $S_n$  ( $V_n$ ); 4 — пьезометрическая поверхность, депрессионная кривая при откачке с понижением  $S_n$  и направление движения грунтовых вод; 5 — пьезометрический напор минеральных вод в месте разгрузки в зону развития потока грунтовых вод; 6 — скважины и фильтр

запасов целесообразно применять в случаях, когда детальными разведочными работами установлено, что тектоническое нарушение (зона разгрузки минеральных вод) имеет крутые углы падения, и дальнейшие попытки вскрыть погруженные его части нецелесообразны, т. е. когда будет установлено, что последующая эксплуатация месторождения должна проектироваться с учетом отбора минеральной воды непосредственно из купола.

Вариант второй применим на завершающих стадиях разведки месторождения, когда точно выявлено пространственное положение тектонического разрыва — зоны разгрузки минеральных вод — и вскрыты его погруженные части, благоприятные в гидрогеологическом отношении.

При первом варианте разведочные или разведочно-эксплуатационные скважины оборудуются фильтрами, располагающимися непосредственно над местом поступления минеральных вод в поток грунтовых вод, т. е. значительно глубже верхней границы купола.

При втором варианте для оценки запасов выбирается разведочно-эксплуатационная скважина, вскрывшая погруженную часть тектонического разрыва, где зафиксированы оптимальные гидрогеологические характеристики (устанавливаются в результате опытных

работ). В обоих случаях все имеющиеся на месторождении скважины включаются в наблюдательную сеть.

В начальный период опыта дебит откачки регулируется, исходя из необходимого количества воды и требований к ее качеству. В число фиксируемых показателей входят дебит и изменения уровней в скважинах, химического состава откачиваемой воды и газового фактора, температуры воды на изливе и др. Определения этих показателей должны быть ежедневными и одновременными.

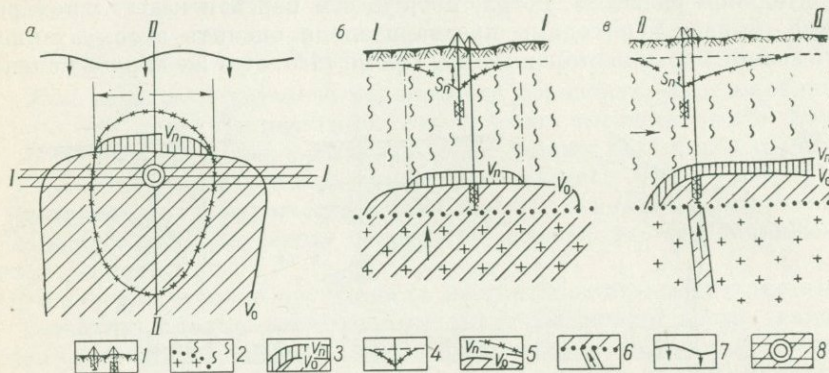


Рис. 48. Схема проведения опыта для оценки природных ресурсов месторождения «гидроинжекционного» типа (а — план; б—в — разрезы).

1 — поверхность земли, спаренные скважины и фильтр; 2 — зона выветривания и моноклитные коренные породы; 3 — разрез через купол минеральных вод — в естественном состоянии  $V_0$  и в сформированном в результате откачки  $V_n$ ; 4 — пьезометрический уровень и воронка депрессии (разрез); 5 — положение воронки депрессии в плане (при понижении  $S_n$  купола в естественном состоянии  $V_0$  и при откачке с понижением  $S_n$  ( $V_n$ ); 6 — тектоническое нарушение и направление движения восходящих минеральных вод; 7 — направление движения грунтовых вод; 8 — положение тектонического нарушения в плане, спаренная скважина и длина части нарушения охваченной депрессионной воронкой; I—I, II—II — направление линий разрезов

На наблюдательных скважинах фиксируются величины срезок, что дает возможность судить о развитии депрессионной воронки.

Помимо таких наблюдений необходимо вести ежедекадные глубинные исследования в наблюдательных скважинах месторождения, аналогичные описанным. Именно эти исследования и должны дать сведения о состоянии купола минеральных вод и тенденциях в изменении его конфигурации на каждый определенный период откачки. Порядок обработки данных глубинных опробований тот же, что и изложенный выше.

Все материалы обрабатываются и оформляются графически в ходе опыта. Поэтому уже в процессе откачки можно заранее оценить степень вероятности разбавления минеральной воды за счет привлечения к тектоническому нарушению языков пресных вод и в случае необходимости быстро переходить на другой режим водоотбора, более соответствующий естественным ресурсам данного месторождения.

При отборе минеральной воды непосредственно из зоны тектонического нарушения с помощью массовых глубинных опробований

можно проследить продвижение фронта пресных и минеральных вод по направлению к скважине, из которой ведется откачка, а также выявить места зарождения, мощность и скорость продвижения языков пресных вод. Последнее дает возможность предусмотреть необходимые мероприятия, предотвращающие разбавление откачиваемой минеральной воды. Таким образом, путем подбора надлежащего дебита откачки можно точно определить эксплуатационные запасы кондиционных минеральных вод и обеспечить наиболее рациональную эксплуатацию месторождения.

В настоящее время имеется также возможность расчетной оценки естественных ресурсов одной из разновидностей рассматриваемого типа месторождений, что является важной задачей, поскольку ее решение дает правильную ориентировку при последующем определении эксплуатационных запасов месторождения.

Методика опыта здесь сводится к откачке из спаренных скважин, одна из которых (основная) отбирает минеральную воду вблизи зоны разгрузки, непосредственно из купола, вторая — откачивает воду из грунтового потока (см. рис. 47, в). При этом работа вспомогательной скважины предусматривается для создания депрессии над зоной разгрузки минеральных вод и изменения условий их разгрузки.

Применяя в процессе опытно-эксплуатационной откачки из спаренных скважин изложенную выше методику наблюдений за куполом минеральных вод, можно получить исходные данные для ведения расчета запасов минеральных вод по приведенным уравнениям (Вартанян, 1970).

В соответствии с приведенными выше зависимостями (49), (51) рассмотрим некоторые расчетные уравнения для оценки естественных ресурсов минеральных вод. В естественном состоянии расход разгружавшихся глубинных вод составит

$$Q_0 = V_0 L b; \quad (60)$$

$$Q_0 = \alpha (H_{\text{гл}} - H_{\text{гр}}) L b;$$

здесь  $Q_0$  — величина расхода глубинных вод в естественном состоянии;

$L$  — длина зоны тектонического нарушения;

$b$  — ширина зоны.

В процессе опыта предусматривается следующий режим откачки из спаренных скважин: 1) из основной скважины отбирается минеральная вода с постоянным дебитом  $Q_c$ ; 2) из депрессионной скважины ведется откачка пресной воды с некоторой интенсивностью, обеспечивающей развитие депрессионной воронки. По мере развития воронки будет увеличиваться приток глубинной составляющей  $Q_1$  вследствие того, что депрессия на некоторый момент времени  $t_1$  будет охватывать участок тектонического нарушения длиной  $l_1$  (рис. 48).

Примем, что в пределах депрессионной воронки средняя величина понижения вычисляется как среднее значение от понижений,

определяемых в откачиваемой и наблюдательных скважинах в момент времени  $t_1$ , и составляет

$$S_1 = \frac{S' + S'' + \dots + S'''\dots^n}{n}. \quad (61)$$

Здесь  $S'$ ,  $S''$ , ...,  $S'''\dots^n$  — величины срезов уровней, регистрируемых в скважинах, охваченных воронкой депрессии.

Длину  $l_1$  определяют при помощи графических построений на гидрогеологическом разрезе путем опускания нормали от границ воронки на проекцию зоны разгрузки (см. рис. 42). Так как

$$Q_1 = V_0 b l_1,$$

то

$$Q_1 = \alpha (H_{г.л} - H_{г.р} + S_1) b l_1. \quad (62)$$

Сопоставим эту разгрузку с прежней, естественно происходящей через то же сечение  $f_1 = b l_1$ ,

$$\frac{Q_1}{Q'_0} = \frac{\alpha (H_{г.л} - H_{г.р} + S_1) b l_1}{\alpha (H_{г.л} - H_{г.р}) b l_1},$$

где  $Q'_0$  — естественная разгрузка через сечение  $f_1 = b l_1$ ;

$$\frac{Q_1}{Q'_0} = 1 + \frac{S_1}{H_{г.л} - H_{г.р}}.$$

Отсюда, как и ранее,

$$\Delta Q_1 = Q'_0 \frac{S_1}{H_{г.л} - H_{г.р}}. \quad (63)$$

К моменту времени  $t_2$  при среднем понижении  $S_2$  и при охваченной длине воронки  $l_2 > l_1$  будет иметь место новый расход  $Q_2$  и

$$\Delta Q_2 = Q''_0 \frac{S_2}{H_{г.л} - H_{г.р}}. \quad (64)$$

Но в соответствии с (49) к моменту времени  $t_1$  после начала опыта сформируется новый объем купола  $V_1$ , отличающийся от первоначального  $V_0$ , т. е.

$$\mu (V_1 - V_0) = (\Delta Q_1 - Q_c) (t_1 - t_0). \quad (65)$$

К следующему моменту времени  $t_2$  будет сформирован купол объемом  $V_2$  и

$$\mu (V_2 - V_1) = (\Delta Q_2 - Q_c) (t_2 - t_1). \quad (66)$$

Очевидно, суммарный приращенный объем купола с начала опыта, проводимого с заданным режимом, составит

$$\mu [(V_1 - V_0) + (V_2 - V_1) + (V_3 - V_2) + \dots + (V_n - V_{n-1})] = \mu (V_n - V_0) \quad (67)$$

Для отрезков времени  $t_1 - t_0$ ;  $t_2 - t_1$ ;  $t_3 - t_2$  можно установить некоторые значения прироста глубинного расхода:

$$\begin{aligned}\Delta Q_{0,1} &= \frac{\Delta Q_1}{2} = \frac{V_0 b l_1 S_1}{2(H_{гл} - H_{гп})}; \\ \Delta Q_{1,2} &= \frac{\Delta Q_1 + \Delta Q_2}{2} = \frac{V_0 b (l_1 S_1 + l_2 S_2)}{2(H_{гл} - H_{гп})}; \\ \Delta Q_{2,3} &= \frac{\Delta Q_2 + \Delta Q_3}{2} = \frac{V_0 b (l_2 S_2 + l_3 S_3)}{2(H_{гл} - H_{гп})}; \\ &\dots \dots \dots \\ \Delta Q_{n,n-1} &= \frac{\Delta Q_n + \Delta Q_{n-1}}{2} = \frac{V_0 b (l_n S_n + l_{n-1} S_{n-1})}{2(H_{гл} - H_{гп})}.\end{aligned}\quad (68)$$

Отсюда уравнение (66) можно записать в следующем виде:

$$\begin{aligned}\mu V_n &= \mu V_0 - Q_c (t_n - t_0) + \Delta Q_{0,1} (t_1 - t_0) + \Delta Q_{1,2} (t_2 - t_1) + \\ &+ \dots + \Delta Q_{n,n-1} (t_n - t_{n-1}).\end{aligned}\quad (69)$$

Но в соответствии с (48) и (65)–(68)

$$\Delta Q_{1,2} = \frac{\Delta Q_{n,n-1} (l_1 S_1 + l_2 S_2)}{l_n S_n + l_{n-1} S_{n-1}};\quad (70)$$

$$\Delta Q_{2,3} = \frac{\Delta Q_{n,n-1} (l_2 S_2 + l_3 S_3)}{l_n S_n + l_{n-1} S_{n-1}}.\quad (71)$$

В этом случае

$$\begin{aligned}\mu V_n &= \mu V_0 - Q_c (t_n - t_0) + \frac{\Delta Q_{n,n-1}}{l_n S_n + l_{n-1} S_{n-1}} [S_1 l_1 (t_1 - t_0) + \\ &+ (S_1 l_1 + S_2 l_2) (t_2 - t_1) + (S_2 l_2 + S_3 l_3) (t_3 - t_2) + \dots + \\ &+ (S_n l_n + S_{n-1} l_{n-1}) (t_n - t_{n-1})].\end{aligned}$$

Но

$$\Delta Q_{n,n-1} = \frac{\Delta Q_n + \Delta Q_{n-1}}{2},$$

поэтому

$$\Delta Q_n + \Delta Q_{n-1} = \frac{2 [\mu (V_n - V_0) + Q_c (t_n - t_0)] (S_n l_n + S_{n-1} l_{n-1})}{(S_n l_n + S_{n-1} l_{n-1}) t_n - S_1 l_1 t_1 - \dots - (S_n l_n - S_{n-2} l_{n-2}) t_{n-1}}.\quad (72)$$

Принимая, что к моменту стабилизации режима откачки  $\Delta Q_{n-1}$  как угодно близко стремится к  $\Delta Q_n$ , будем иметь

$$\Delta Q_n = \frac{[\mu (V_n - V_0) + Q_c (t_n - t_0)] (S_n l_n + S_{n-1} l_{n-1})}{(S_n l_n + S_{n-1} l_{n-1}) t_n - S_1 l_1 t_1 - (S_3 l_3 - S_1 l_1) t_2 - \dots - (S_n l_n - S_{n-2} l_{n-2}) t_{n-1}}.\quad (73)$$

Но в соответствии с (63) и (64) естественный расход участка тектонического нарушения длиной  $l_n$  составит

$$Q_0^n = \frac{[\mu (V_n - V_0) + Q_c (t_n - t_0)] (S_n l_n + S_{n-1} l_{n-1}) (H_{гл} - H_{гп})}{S_n (S_n l_n + S_{n-1} l_{n-1}) t_n - S_1 l_1 t_1 - (S_3 l_3 - S_1 l_1) t_2 - \dots - (S_n l_n - S_{n-2} l_{n-2}) t_{n-1}}.\quad (74)$$

Суммарный расход на участке тектонического нарушения длиной  $l_n$  при установившемся среднем понижении  $S_n$  составит

$$Q_0^n + \Delta Q_n = \frac{[\mu(V_n - V_0) + Q_c(t_n - t_0)](S_n l_n - S_{n-1} l_{n-1})(H_{гн} - H_{гп} + S_n)}{S_n [(S_n l_n + S_{n-1} l_{n-1}) t_n - S_1 l_1 t_1 - (S_3 l_3 - S_1 l_1) t_2 - \dots - (S_n l_n - S_{n-2} l_{n-2}) t_{n-1}]}. \quad (75)$$

Зная протяженность  $L$  гидрогеологически активной части нарушения, можно оценить всю величину естественного стока минеральных вод в горизонт грунтовых вод по формуле

$$Q_0 = \frac{Q_0^n L}{l_n}. \quad (76)$$

В приведенных уравнениях фигурирует коэффициент эффективной пористости  $\mu$ , условно принимаемый равным коэффициенту водоотдачи. Рассчитывается  $\mu$  по формулам, приведенным в работе Н. Н. Биндемана и Л. С. Язвина (1971).

Время  $t_n$  находим с помощью вспомогательного графика (рис. 49)

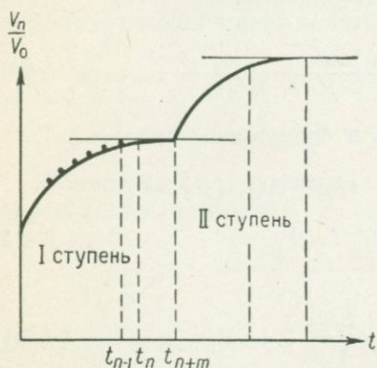


Рис. 49. График изменения безразмерного объема купола ( $V_n/V_0$ ) во времени ( $t$ ) в процессе опыта

При этом вертикаль, опущенная из места перехода кривой в горизонтальную прямую, отсекает на оси  $t$  отрезок, соответствующий времени  $t_n$ . Каждый отрезок времени отвечает интервалу между очередными замерами объемов купола минеральных вод ( $t_{n-1}$  — время последнего замера объема купола, после которого кривая  $V_n/V_0 = f(t)$  становится горизонтальной).

После получения некоторого стабильного режима откачки с куполом минеральных вод постоянного объема  $V_n$  без остановки опытных работ следует переходить к откачке с большей интенсивностью отбора  $Q_c$  и вновь вести наблюдения за динамикой купола во времени, строить вспомогательный график и т. д. В этом случае в уравнении суммарного расхода вместо  $Q_0$  будет фигурировать  $Q_n$ , полученное на основе результатов предыдущего опыта. Отсчет времени начинается с того момента, когда переходят на новый режим откачки, т. е. некоторое  $t_{n+m}$  принимается за  $t_0$ . Далее расчет ведется по приведенным формулам.

Несколько трансформируя приведенные уравнения и базирясь на данных режимных наблюдений, аналогичным образом можно вести подсчет величины разгрузки артезианских вод в вышележащие горизонты.

Таким образом, при условии достаточной освещенности территории геологоразведочными выработками рассмотренный принцип и полученные уравнения могут давать в достаточной мере надежные

сведения по величине разгрузки подземных вод в пределах отдельного месторождения. Кроме того, изучая таким образом отдельные узловые участки, можно путем экстраполяции результатов на более широкие площади оценивать величину подземного стока по региону.

Перед началом опыта режимные наблюдения должны выявить устойчивую форму и объем купола минеральных вод в естественном состоянии  $V_0$ . Кроме того, на основе разведочных работ определяют величины напоров грунтового водоносного горизонта  $H_{гр}$  и напоров восходящего минерального потока  $H_{гп}$  в месте его выхода в водоносный горизонт.

Откачка из обеих скважин начинается одновременно. Первоначально, как и в предыдущих вариантах, режим отбора минеральной воды из основной скважины определяется заданными потребностями. Режим откачки из вспомогательной скважины подбирается с таким расчетом, чтобы существовала возможность провести опыт в две ступени понижения (от меньшего к большему). При этом вспомогательная скважина, формируя протяженные депрессионной воронки, не должна подсасывать из купола минеральную воду (см. рис. 48).

В процессе откачки наряду со стандартными наблюдениями за дебитом, уровнями, химическим составом воды на обеих скважинах фиксируется динамика изменения объема купола минеральных вод, т. е. регистрируются объемы купола  $V_1, V_2, \dots, V_n$ . При этом учитывается фактическое количество кондиционных минеральных вод, заключенных на данный момент времени в подземном пористом (или трещинном) резервуаре.

**Пример.** Определим величину естественных ресурсов месторождения минеральных вод, на котором производилась длительная откачка из спаренной скважины.

Начальный объем купола минеральных вод ( $V_0 = 2500 \text{ м}^3$ ) за 50-суточную откачку с постоянным дебитом минеральной воды  $Q_c = 10 \text{ м}^3/\text{сут}$  увеличился до  $V_n = 6500 \text{ м}^3$ . В процессе опыта регистрировались текущие величины объемов купола, средние величины понижений (в м):  $S_1 = 5; S_2 = 10; S_3 = 12; S_4 = 15; S_5 = 18$ . Замеры соответствовали времени (в сут):  $t_1 = 10; t_2 = 15; t_3 = 20; t_4 = 40; t_5 = 50$ .

В это время развивающаяся депрессионная воронка охватывала участки тектонического нарушения длиной (в м):  $l_1 = 50; l_2 = 60; l_3 = 70; l_4 = 80; l_5 = 90$ .

Общая протяженность гидрогеологически активного тектонического нарушения  $L = 400 \text{ м}$ . Напор восходящих минеральных вод в месте их разгрузки в грунтовый поток  $H_{гп} = 95 \text{ м}$ , напор грунтовых вод  $H_{гр} = 70 \text{ м}$ . Коэффициент эффективной пористости толщи  $\mu = 0,2$ .

**Решение:**

$$Q'_0 = \frac{[0,2(6500 - 2500) + 10 \cdot 50] (18 \cdot 90 + 15 \cdot 80) (95 - 70)}{18 [(18 \cdot 90 + 15 \cdot 80) 50 - 5 \cdot 50 \cdot 10 - (12 \cdot 70 - 5 \cdot 50) 15 - (18 \cdot 90 - 12 \cdot 70) 40]} = 51,7 \text{ м}^3/\text{сут};$$

$$Q_0 = \frac{Q'_0 L}{l_n} = \frac{51,7 \cdot 400}{900} = 229,5 \text{ м}^3/\text{сут}.$$

Рассмотренные выше методы определения степени обеспеченности (восполняемости) эксплуатационных запасов минеральной воды ее естественными ресурсами осуществляются путем изучения гидродинамического (и гидрохимического) купола внедряющихся восходящих вод. Они применимы при разведке месторождений, представляющих собой очаги разгрузки минеральных вод не только в потоки грунтовых вод, но и в напорные межпластовые водоносные горизонты. Кроме того, величину естественных ресурсов разгружающихся минеральных вод можно оценить по данным длительных режимных наблюдений (что осуществляется на любом объекте с самого начала разведочных работ) без проведения специальных откачек или выпусков.

Здесь, как и ранее, в расчетную формулу входят значения объема купола, величины понижения уровня воды в грунтовом горизонте на определенные сроки, а также значения напоров глубинных вод и мощности грунтового горизонта над зоной разгрузки минеральных вод.

Естественные ресурсы следует оценивать по данным наблюдений на нисходящей ветви графика уровней в горизонте грунтовых вод. В этом случае естественные ресурсы будут оцениваться по равенству

$$Q_{\text{мин}} = \frac{\mu (V_n - V_0) (S_n - S_{n-1}) (H_m - H_{\text{гр}})}{S_n [(S_n + S_{n-1}) t_n - S_1 t_1 - (S_3 - S_1) t_2 - \dots - (S_n - S_{n-2}) t_{n-1}]}, \quad (77)$$

где

$H_m$  — напор минеральных вод, м;

$H_{\text{гр}}$  — средняя мощность грунтового водоносного горизонта, м;

$S_n$  — максимальное значение снижения уровней в грунтовом горизонте (за рассматриваемый отрезок времени), м;

$S_1, S_2, \dots, S_n$  — величины снижения уровня воды в грунтовом горизонте, соответствующие времени  $t_1, t_2, \dots, t_n$ ;

$V_n$  — объем купола минеральных вод, зафиксированный в конце цикла наблюдений в момент времени  $t_n$ ;

$V_0$  — объем купола минеральных вод, зафиксированный в начале цикла наблюдений при максимальной мощности горизонта грунтовых (или напорных) вод;

$Q_{\text{мин}}$  — естественные ресурсы восходящих минеральных вод, соответствующие мощности противодействующей толщи  $H_{\text{гр}}$ ;

$\mu$  — коэффициент эффективной пористости.

Рассмотрим несколько примеров оценки естественных ресурсов по приведенным выше формулам.

По зависимости (77) были оценены естественные ресурсы углекислых вод Кисловодского месторождения.

В соответствии с зарегистрированными по данным массовых глубинных опробований объемами газохимического купола по состоя-

нию на июль 1973 г. ( $V_0$ ) и июль 1974 г. ( $V_n$ ) (купол оконтуривался по изоповерхности 0,7 г/л растворенного  $\text{CO}_2$ ) и значениями средних напоров восходящих вод и вод в горизонте-реципиенте был произведен расчет (табл. 14). При этом изоповерхностью 0,7 г/л замыкался объем подземных вод в трещинно-поровом подземном резервуаре с содержанием растворенного углекислого газа от 0,7 г/л и более, что отвечало принятым в настоящее время нормам для отнесения вод к классу минеральных (Иванов, Невраев, 1964). Исходили из следующих величин:  $V_0 = 37$  млн.  $\text{м}^3$ ;  $V_n = 29$  млн.  $\text{м}^3$ . За значения динамических уровней и понижений принимались среднемесячные показатели, зафиксированные в скважинах, находящиеся вблизи зоны разгрузки:  $H_{\text{стат}} = 820,12$  м;  $H_{\text{нап}} = 826,55$  м — наименьшее среднее значение напоров минеральных вод, замеренное за то же время в титоне  $\mu = 0,05$ .

Таким образом, принятый подход к выбору расчетных величин обеспечил получение заниженных значений естественных ресурсов углекислых вод месторождения. Далее

$$Q_{\text{ест}} = \frac{0,05 [37\,000\,000 - 29\,000\,000] (1,12 + 1,12) (826,55 - 821,12)}{1,12 \times \left[ \begin{array}{l} (1,12 + 1,12) 390 - 0,92 \cdot 30 - (1 - 0,92) 60 - (0,57 - 0,87) 90 - \\ - (-1) 120 - (0,03 - 0,57) 150 - (0,33) 180 - (1,17 - 0,03) 210 - \\ - (0,87 - 0,33) 240 - (0,13 - 1,17) 270 - (0,52 - 0,87) 300 - \\ - (0,62 - 0,73) 330 - (0,75 - 0,52) 360 \end{array} \right]} =$$

$$= \frac{4\,865\,280}{845,1} = 5700 \text{ м}^3/\text{сут.}$$

С учетом среднегодового расхода через эксплуатационные скважины  $\sim 1700$   $\text{м}^3/\text{сут}$  суммарную величину естественных ресурсов Кисловодского месторождения можно оценить в количестве

$$\sum Q_{\text{ест}} = 5700 + 1700 \approx 7400 \text{ м}^3/\text{сут.}$$

Рассчитанная величина, равно как и установленные объемы гидрогазохимического купола, свидетельствует о значительно более высоких эксплуатационных возможностях Кисловодского месторождения. Наблюдаемые в настоящее время процессы периодического снижения кондиций нарзана в большей мере говорят о необходимости пересмотра современной конструкции водозабора.

Величина естественных ресурсов была оценена по приведенной ранее методике и для условий Карашуринского месторождения углекислых вод (Ферганский хребет).

Здесь в узкой каньонообразной горной долине по тектоническому нарушению, ориентированному вкост оси долины, разгружаются восходящие минеральные воды. Разгрузка гидростатически экранированная. К верхней части разреза, представленной галечниками и элювиальными образованиями песчаников чаарташской свиты (нижняя юра), приурочен мощный поток грунтовых вод. Согласно результатам геологоразведочных работ, проведенных конторой «Геоминвод» Центрального института курортологии и физиотерапии и Управлением геологии Совета Министров Киргизской ССР,

Динамические уровни и величины срезов при эксплуатации  
Кисловодского месторождения (1973—1974 гг.)

Год	Месяц	$H_{\text{дин}}, \text{ м}$	$S, \text{ м}$	Время от начала наблюдений, сут
1973	XII	819,95	1,17	240
	XI	820,25	0,87	270
	X	820,39	0,73	300
	IX	820,60	0,52	330
	VIII	820,50	0,62	360
	VII	820,37	0,75	390
1974	VII	820,20	0,92	30
	VI	820,25	0,87	60
	V	820,12	1,0	90
	IV	820,55	0,57	120
	III	821,12	—	150
	II	821,09	0,03	180
	I	820,79	0,33	210

в пределах указанной зоны гидростатически экранированной разгрузки Карашуринского месторождения имеют место следующие условия:

- $k$  — коэффициент фильтрации галечников и элювиальных образований (принимаемый условно) . . . . . 20 м/сут  
 $I$  — гидравлический градиент в пределах зоны разгрузки . . . . . 0,07  
 $m = H_{\text{гр}}$  — средняя мощность грунтового потока . . . . . 30 м  
 $H_{\text{мин}}$  — средний напор минеральных вод в месте разгрузки в грунтовой водоносный горизонт . . . . . 31 »  
 $l$  — длина зоны разгрузки вдоль линий тока . . . . . 60 »  
 $b$  — ширина зоны разгрузки поперек грунтового потока . . . . . 100 »

Расход грунтового потока на участке ниже зоны разгрузки составит:

$$Q_{\text{гр}} = kIF = kIbH_{\text{гр}} = 20 \cdot 0,07 \cdot 100 \cdot 30 = 4200 \text{ м}^3/\text{сут};$$

$$L = \frac{60}{31} = 2;$$

$$H = \frac{H_{\text{гр}}}{H_{\text{мин}}} = \frac{30}{31} = 0,97;$$

$$Q_{\text{мин}} = Q_{\text{гр}} \theta;$$

$$\theta = \left[ \frac{1,13 \cdot L \cdot H^2 (1 - H^2)}{I(L + 0,06)(1 + H^2)} \right]^{\frac{0,22}{\sqrt{I}}} = \left[ \frac{1,13 \cdot 2 \cdot 0,97^2 (1 - 0,97^2)}{0,07 \cdot 2,06 (1 + 0,97^2)} \right]^{\frac{0,22}{0,214}},$$

откуда

$$Q_{\text{гл}} = 4200 \cdot 0,52 = 2200 \text{ м}^3/\text{сут}.$$

В результате проведения первой очереди детальных исследований на указанном месторождении были оценены по промышленным категориям и утверждены в ГКЗ запасы минеральной воды, составля-

ющие 160 м<sup>3</sup>/сут, т. е. около 8% величины разгружающихся в рыхлообломочную толщу ценных углекислых минеральных вод. По этой же зависимости после завершения предварительной разведки были оценены естественные ресурсы углекислых вод Мегрутского участка Кироваканского месторождения, что позволило далее обоснованно подойти к выбору оптимального режима опытно-эксплуатационного выпуска на стадии подсчета эксплуатационных запасов. Государственная комиссия по запасам при Совете Министров СССР при рассмотрении Кироваканского месторождения учла оцененные естественные ресурсы (в количестве 3655 м<sup>3</sup>/сут) как величину обеспеченности запасов и утвердила эксплуатационные запасы по категории А — 916 м<sup>3</sup>/сут и категории С<sub>1</sub> — 1024 м<sup>3</sup>/сут.

### Оценка количества попутных газов при опытно-эксплуатационных работах

Длительные откачки и выпуски, проводимые на месторождениях на различных стадиях их изучения, обуславливают формирование обширных депрессионных воронок.

Прямым следствием этого процесса на месторождениях углекислых вод, связанных с трещинными массивами, является нарушение условий сохранения СО<sub>2</sub> в растворенном состоянии, что, в свою очередь, вызывает дегазацию минеральных вод на больших площадях исследуемого объекта.

Известно большое количество примеров, когда на месторождениях минеральных вод в трещинных массивах в результате проведения интенсивных выпусков фиксировались выходы сухого газа на больших участках там, где раньше это не наблюдалось.

Интенсивность дегазации увеличивается с ростом величин понижения уровней воды. Если в каждой выработке, охваченной разившейся воронкой депрессии (при отрицательных уровнях воды), зарегистрировать интенсивность дегазации, то станет возможным путем обобщения всех этих данных получить представления о суммарной величине спонтанных газов, выделяющихся из минеральных вод при данной интенсивности откачки (выпуска).

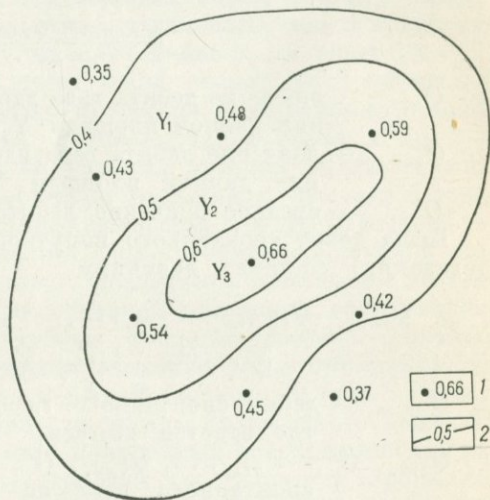


Рис. 50. Схема оценки интенсивности дегазации углекислых вод месторождения

1 — скважина и замеренный дебит спонтанного газа;  
2 — изолиния дегазации минеральных вод; Y<sub>1</sub>—  
Y<sub>3</sub> — площади, замыкаемые изолиниями

Приведенное ранее уравнение (56) следует трансформировать, с тем чтобы учесть время  $t$ , требуемое для закрытия пробоотборника (необходимое для прохождения клапана от верхнего или нижнего открытого положения до крайнего положения, когда прибор закрыт).

Тогда дебит спонтанного газа с поверхности воды площадью  $1 \text{ м}^2$  (в пределах данной скважины) выразится величиной

$$Q_{\text{сп. г}} = \frac{12740q_{\text{г}}}{d_{\text{пр}}^2 t} \quad (78)$$

После получения таких значений по всем наблюдательным скважинам их обобщают путем построения карты интенсивности дегазации, на которой изолиниями оконтуриваются площади, характеризующиеся различной интенсивностью газоотделения (различными дебитами).

Далее путем планиметрирования определяются величины площадей, замыкаемых между соседними изолиниями.

Затем для каждой такой площади определяют среднее значение дебита спонтанного газа

$$\frac{Q_{1 \text{ сп. г}} + Q_{2 \text{ сп. г}}}{2} = Q'_{\text{сп. г}}, \quad (79)$$

где  $Q_{1 \text{ сп. г}}$  — значение дебита газа вдоль одной из границ — изолинии данной площади  $Y_1$ ;

$Q_{2 \text{ сп. г}}$  — значение дебита газа вдоль другой границы — изолинии данной площади  $Y_1$ ;

$Q'_{\text{сп. г}}$  — среднее значение дебита газа для площади.

Тогда дебит спонтанного попутного газа по воронке депрессии дегазации) составит величину

$$Q_{\text{сп. г}} = Q_{\text{сп. скв}} + Q_{1 \text{ сп. г}}(Y_1 - Y_2) + Q_{2 \text{ сп. г}}(Y_2 - Y_3) + \dots \\ \dots + Q_{n, \text{ сп. г}}(Y_n - Y_{n+1}), \quad (80)$$

где  $Q_{\text{сп. скв}}$  — дебит спонтанного газа, получаемый на скважине, где ведется выпуск;

$Q_{1 \text{ сп. г}}(Y_1 - Y_2), \dots, Q_{n \text{ сп. г}}(Y_n - Y_{n+1})$  — суммарные дебиты спонтанного газа на площадях  $(Y_1 - Y_2), \dots, (Y_n - Y_{n+1})$ .

В заключение рассмотрения некоторых принципов и способов следует еще раз отметить, что приведенные положения не являются самостоятельными методами, заменяющими ранее выработанные, а представляют собой дополнительные возможности изучения сложных месторождений минеральных вод в трещинных и пластовых системах. Применение этих разработок расширяет диапазон исследовательских возможностей, обеспечивая получение более точной картины формирования ресурсов, движения, разгрузки минеральных вод на конкретных объектах (рис. 50).

Учет ценных углекислых вод, широко развитых в пределах крупных территорий Карпат, Кавказа, Памира, Тянь-Шаня, Забайкалья, Монголии, Приморья и др., а также анализ ряда геолого-геофизических показателей (неотектонический рост структур, сейсмичность, теплототоки, изотопные характеристики минеральных вод и др.) позволяют считать, что проявления этих вод связаны в основном с мощными процессами регионального метаморфизма, идущими в недрах горно-складчатых областей.

При этом интрузивный метаморфизм вмещающих толщ находится в причинно-следственной связи с региональным метаморфизмом как с отправным, ведущим фактором, является наложенным процессом, обеспечивающим выделение из окружающих пород  $\text{CO}_2$  и формирование локализованных месторождений углекислых вод и в некоторых случаях ограниченных по площади районов их развития.

Данная концепция не исключает также возможности генерации углекислого газа за счет других процессов — широкомасштабной дегазации мантийного вещества, термогидролиза пород и др.

Использование специально полученных автором аналитических зависимостей позволяет количественно установить, что вынос газо-жидких продуктов из недр, сопровождающий процессы регионального метаморфизма, предопределяет формирование на глубине «дефекта геологического пространства». Последнее в сочетании с неотектоническими явлениями служит основной причиной, обуславливающей заложение и эволюцию глубоко уходящих трещинно-жильных водонапорных систем. Рассмотрение этих процессов применительно к территориям Малого Кавказа и Юго-Восточного Забайкалья дает возможность оценить интенсивность выноса газо-жидкого вещества и на основе этого, а также ранее полученных соотношений произвести ориентировочную оценку «дефекта пространства», сформировавшегося в глубоких недрах этих регионов в течение четвертичного периода.

Степень раскрытости трещинных водонапорных систем закономерно меняется в процессе развития подвижного пояса — распространение и полостность их зависят от фазы тектоно-метаморфического развития конкретной территории. В связи с этим весь процесс орогенического развития горно-складчатого пояса условно делится на три стадии — юности, зрелости, старости, каждая из которых характеризуется только ей присущей тенденцией распространения трещинно-жильных водонапорных систем:

а) на ранних этапах развития орогена вместе с ростом структур происходит раскрытие полостей трещинных систем по всей площади подвижного складчатого пояса;

б) стадия зрелости характеризуется дифференциацией трещинных водонапорных систем по степени полостности: максимальные проницаемости характеризуют водонапорные трещинные дислокации, приуроченные к центральным, наиболее интенсивно воздымающимся частям орогена. Периферия его испытывает сильные сдавливающие напряжения, в силу чего трещинно-жильные системы гидрогеологически угнетены. Естественные дебиты углекислых вод здесь отличаются наименьшими для региона значениями;

в) стадия старости характеризуется инверсной картиной распространения гидрогеологически активных трещинных водонапорных систем: в центральных частях орогена, совпадающих с зонами наиболее глубоко зашедших процессов регионального метаморфизма, имеет место максимальное прогибание подвижного пояса, обуславливающее сжимающие напряжения и сдавливание трещинно-жильных водонапорных систем. Для периферии подвижного пояса на стадии старости характерны растягивающие напряжения, обеспечивающие раскрытие полостей трещинно-жильных водонапорных систем. В этих частях подвижного пояса фиксируются наиболее высокие значения дебитов естественных источников и скважин. Трещинно-жильные водонапорные системы современного Малого Кавказа и Забайкалья отвечают соответственно стадиям зрелости и старости развития орогена.

Наряду с этим морфология и полостность развивающихся трещинных водонапорных систем зависят также от пространственного положения той или иной части подвижного пояса по отношению к основным зонам регионального метаморфизма.

Анализ условий распространения глубинных углекислых флюидов в пределах крупных территорий орогенических областей позволяет оценить гидрогеологическую роль отдельных макроструктур (антиклинорий, синклинорий), степень их перспективности на углекислые воды в зависимости от возраста складчатости:

а) в регионах с преобладающей пликативной формой структур наибольшая плотность разрывных дислокаций и наивысшая их проницаемость приурочены к разгруженным структурам типа антиклинорий и отдельных антиклиналей. Наоборот, сжимающий эффект характерен для отрицательных структур;

б) в пределах регионов с преобладающей глыбово-блоковой формой строения максимальные проницаемости характерны для трещинно-жильных водонапорных систем в отдельных тектонических впадинах;

в) проницаемость трещинных водонапорных систем в однотипных, но разновозрастных структурах тем выше, чем моложе данная структура.

Региональными дренажными системами, выводящими к поверхности основные потоки углекислых вод, являются:

а) в пределах территорий с преобладанием блоково-глыбовых сооружений — тектонические впадины;

б) в пределах территорий с преобладанием пликативных форм —

положительные структуры типа антиклинорий и отдельных антиклиналей.

Эти региональные дренажные системы наиболее перспективны в отношении открытий новых месторождений минеральных вод.

Геолого-структурный анализ условий проявления углекислых вод, а также учет ведущих гидродинамических факторов и гидрогеохимических процессов дают возможность предложить типизацию месторождений минеральных вод для целей поисково-разведочных работ на углекислые воды.

Выделяются две большие группы месторождений — локального распространения (типы месторождений нормальных и гравитационных сбросов; малоамплитудных и крупноамплитудных взбросов и надвигов; линейных даек, жил; кольцевых и конических даек; участков экзоконтактов интрузивов; кольцевых и радиальных сбросов на контакте экструзивов) и площадного распространения (тип месторождений на стыке трещинно-жильной и пространственно выдержанной пластовой водонапорных систем).

При рассмотрении каждого типа месторождений минеральных вод становится возможным проследить геологические, гидродинамические, гидрохимические границы, различные типы коллекторов.

С применением методов аналогового моделирования в комплексе с решением на электронно-вычислительных машинах изучалась специфика гидродинамических условий на наиболее сложных месторождениях с гидростатически экранированной разгрузкой минеральных вод: полученные зависимости для ряда гидрогеологических параметров (напоры реагирующих водонапорных систем, гидравлические градиенты, площади зон скрытой разгрузки) позволили оценивать интенсивность разгрузки углекислых вод.

Учет выявленных региональных закономерностей размещения месторождений углекислых вод в горно-складчатых областях, а также структурно-гидродинамических особенностей отдельных типов месторождений минеральных вод дает возможность рекомендовать ряд методических решений, результативных при проведении геолого-разведочных работ.

Для стадии поисков рекомендуются высокоэффективные методы дистанционных исследований, использующих бесконтактную аппаратуру и приборы, метод многоступенчатой генерализации аэрокосмических фотоснимков для выявления перспективных участков развития ценных типов углекислых вод; метод аэротермомагнитной съемки, позволяющий уточнять положение очагов разгрузки минеральных вод, приуроченных к трещинным системам разрывных дислокаций.

Применительно к стадии разведочных работ рекомендуется комплекс методов, построенный на учете структурно-гидродинамических особенностей выделенных типов месторождений углекислых вод: метод пространственного гидрогеологического моделирования; метод линейного гидравлического зондирования; методы выявления питающей зоны по интенсивности прироста напоров, интенсивности дегазации подземных вод и др.

Основным источником эксплуатационных запасов минеральных

вод месторождений в горно-складчатых регионах являются естественные ресурсы, которые формируются в основном за счет атмосферных осадков. Поэтому особенно важно изучать естественные ресурсы минеральных вод. Это касается в первую очередь месторождений с гидростатически экранированной разгрузкой. Анализ особенностей такой разгрузки углекислых вод позволяет рекомендовать новые подходы к решению задачи о величинах естественных ресурсов подземных минеральных вод. Для месторождений минеральных вод в горно-складчатых регионах, очевидно, такой подход наиболее результативен, так как позволяет соизмерить потребности в воде с реальными возможностями данной водонапорной системы, регламентируемыми величиной естественных ресурсов.

Разработанные методы оценки эксплуатационных запасов и естественных ресурсов базируются на изучении динамики купола минеральных вод в процессе опытных исследований и в естественных условиях и требуют использования соответствующих расчетных формул.

В прямой зависимости от величины естественных ресурсов минеральных вод находятся запасы попутного газа, переходящего в спонтанное состояние при интенсивной эксплуатации месторождения или в процессе опытных исследований.

Успешное решение прикладных задач геологоразведочной практики по освоению месторождений углекислых вод в горно-складчатых регионах возможно лишь на основе полного учета всех активных геолого-гидрогеологических факторов, предопределяющих формирование, локализацию и проявление углекислых потоков вблизи поверхности земли.

В заключение рассмотрения основных результатов работы целесообразно наметить ряд наиболее актуальных задач и направлений, разработка которых, по мнению автора, в ближайшем будущем позволит повысить эффективность освоения ценнейших углекислых вод:

а) продолжение изучения особенностей эволюции трещинно-жильных водонапорных систем в процессе развития орогенических территорий;

б) проведение дальнейших исследований с целью выявления закономерностей и тенденций гидрогеохимической эволюции трещинных коллекторов и водовмещающих зон под воздействием агрессивных свойств углекислых растворов;

в) изучение механизмов и темпов самозапечатаывания трещинных водонапорных систем в зависимости от физико-химических условий в недрах. Исследование характера миграции очагов разгрузки углекислых вод в зависимости от неотектонических, сейсмических, гидрогеохимических и других факторов, оценка степени влияния таких миграций на дренирование крупных водонапорных систем;

г) дальнейшее изучение вопросов генезиса углекислых вод и формирования их ресурсов в трещинных зонах на базе исследования изотопных равновесий в углекислых водах  $C_{12}/C_{13}$ ,  $D/O_{18}$ ,  $U^{234}/U^{238}$ ,  $Rn/Ra$ , изучения глубинных теплопоток и др.;

д) продолжение изучения динамики углекислых вод в верхних

частях разреза, исследование характера их взаимодействия с подземными потоками неглубокой циркуляции, оценка интенсивности атмосферного питания глубокоуходящих трещинно-жильных водонапорных систем;

е) разработка методов региональной оценки естественных ресурсов и прогнозных эксплуатационных запасов углекислых вод в условиях горно-складчатых систем (включая машинные решения на АВМ и ЭВМ);

ж) оценка естественных ресурсов и прогнозных эксплуатационных запасов углекислых вод горно-складчатого обрамления СССР, картирование их с выделением территорий, заслуживающих наибольшего интереса в отношении выявления новых эксплуатационных объектов;

з) дальнейшее совершенствование методов поисково-разведочных работ, создание более чувствительных и высокопроизводительных приборов и аппаратуры, обеспечивающих эффективное комплексное изучение месторождений углекислых вод для быстрейшего их освоения народным хозяйством страны.

Авдалович В. С. Канадинская вулcano-тектоническая структура в юго-восточной части Тунгусской синеклизы. — «Вестн. МГУ, геология», 1972, № 5, с. 95—99 с ил.

Авдалович В. С. Канадинская группа вулканических аппаратов в бассейне среднего течения р. Нижняя Тунгуска. — «Вестн. МГУ, геология», 1973, № 2, с. 106—109.

Авершин С. Г., Колбенков С. П., Петухов И. А. Сдвигение горных пород и земной поверхности в главнейших угольных бассейнах СССР. М., Углетехиздат, 1958. 250 с. с ил.

Аветисянц А. А. Тепловое поле геосинклинального обрамления Восточно-Европейской платформы. Армения и сопредельные территории. — В кн.: Глубинный теплопоток европейской части СССР. Киев, 1974, с. 90—95 с ил.

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966. 347 с. с ил.

Александров Г. В. Приконтактные метасоматиты гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966, с. 241—255 с ил.

Ананян А. Л. Некоторые особенности теплового поля района курорта Джермук. — В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., 1966, с. 301—304.

Арсеньев А. А., Буфф Л. С., Лейтес А. М. Геологическое строение Читинской области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 103 с. с ил.

Артемов М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966. 138 с. с ил.

Артемов М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника. — «Геотектоника», 1967, № 5, с. 41—57 с ил.

Артюшков Е. В. Образование конвективных деформаций в слабо-литифицированных осадочных породах. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1965, № 2, с. 82—94.

Базаров Б. Д., Гераков Н. Н. Неотектоника. Карта масштаба 1 : 5 000 000 (в атласе «Забайкалье»). М. — Иркутск, ГУГК, 1967.

Барабанов Л. Н., Дислер В. Н. Азотные термы СССР. М., ЦНИИКиФ, 1968, 120 с. с ил.

Белюсов В. В., Шейнманн Ю. М. Мировая система больших грабенов. — В кн.: Байкальский рифт. М., 1968, с. 7—40 с ил.

Беляевский Н. А., Борисов А. А. Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., 1964, с. 7—20 с ил.

Березин И. С., Жидков Н. П. Методы вычислений. М., «Наука», 1966. 632 с.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950, 957 с. с ил.

Бетин В. В. Радиационный метод съемки температуры воды с самолета. Л., Гидрометеониздат, 1969. 8 с.

Биндеман Н. Н. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М., Госгеолтехиздат, 1963. 203 с. с ил.

Биндеман Н. Н., Язвин Л. С. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М., «Недра», 1970. 215 с. с ил.

Богомолов Г. В., Плотникова Г. Н., Титова Е. А. Кремнезем в термальных и холодных водах. М., «Наука», 1967. 112 с. с ил.

Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. М. — Л., Госгеолиздат, 1946. 212 с. с ил.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967. 303 с. с ил.

Бриджмен П. В. Исследования больших пластических деформаций и разрывов. М., Изд-во иностр. лит., 1955. 444 с. с ил.

Ванин А. Г. Об оптимальном масштабе аэрофотосъемки. — «Геодезия и картография», 1969, № 10, с. 52—61 с ил.

Вартанян Г. С. Гидрогеологические условия месторождения углекислых минеральных вод Шиванда. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1964, вып. 2, т. 29, с. 152—153.

Вартанян Г. С. К вопросу о применении методики массовых глубинных гидрохимических опробований для расшифровки структуры месторождений минеральных вод. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1965, вып. 2, т. 70, с. 140—143 с ил.

Вартанян Г. С. Типизация месторождений минеральных вод для целей разведки. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1966, т. 12, вып. 5, с. 152—155.

Вартанян Г. С. Взаимодействие напорных и безнапорных вод вблизи поверхности земли. — «Изв. АН АрмССР, серия наук о Земле», 1968, № 1—2, с. 112—119 с ил.

Вартанян Г. С. Роль процессов регионального метаморфизма в формировании некоторых типов минеральных вод и их провинций. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1968, вып. 3, т. 18, с. 99—105.

Вартанян Г. С. Об оценке величины естественного стока на некоторых месторождениях минеральных вод. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1970, вып. 1, т. 45 (1), с. 121—128 с ил.

Вартанян Г. С. Некоторые факторы формирования и эволюции водонапорных систем в магматогенно-метаморфических массивах. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1973, т. 48, вып. 1, с. 108—113.

Вартанян Г. С. Об одной форме глубинного стока подземных вод. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 6, с. 1414—1416 с ил.

Вартанян Г. С. О закономерностях формирования и размещения трещинных водонапорных систем в областях новейшей орогени. — В кн.: Закономерности формирования и распространения минеральных вод СССР. М., 1975, с. 42—49 с ил.

Вартанян Г. С., Яроцкий Л. А. Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений минеральных вод. М., «Недра», 1972. 127 с. с ил.

Введенская А. В. Особенности напряженного состояния в очагах Прибайкальских землетрясений. — «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1961, № 5, с. 666—669.

Верхуген И. Температура в недрах Земли. — В кн.: Физика и химия Земли. М., Изд-во иностр. лит., 1958, с. 30—65 с ил.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. 247 с. с ил.

Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., Изд-во иностр. лит., 1951, 218 с. с ил. Авт.: Камерон Е., Джанс Р., Мак-Нейр, Пейдж В.

Врублевский М. И. Некоторые общие положения и особенности гидрогеологии горных стран. — «Вест. ЛГУ», 1953, № 4, с. 159—163.

Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С. Особенности строения земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным сейсмического зондирования и сопоставления с данными геологии, сейсмологии и гравиметрии. — «Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР», 1957, № 3, с. 3—26 с ил.

Геология Армянской ССР, т. IX, Минеральные воды. Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1969. 523 с. с ил.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, ч. III—IV. М., Изд-во АН СССР, 1963. 544 с. с ил.

Глубинный тепловой поток в северной и центральной частях Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев, 1974, с. 7—47 с ил. Авт.: Я. Б. Смирнов, В. Д. Безроднов, Г. А. Волобуев и др.

Годлевский М. Н., Юдина В. В. Контактные ореолы дифференцированных интрузий и их поисковое значение. — «Труды Центрального науч.-исслед. геол.-развед. ин-та», 1967, вып. 75, с. 200—216 с ил.

Гольдберг В. М. Гидрогеологические прогнозы движения загрязненных подземных вод. М., «Недра», 1973. 170 с. с ил.

Гольдберг В. М., Язвин Л. С. Методические указания по оценке эксплуатационных запасов термальных вод. М., 1966, 114 с. с ил. (ВСЕГИНГЕО).

Горохов С. С. О возможности образования эколлитов из глин. М., «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 4, с. 947—950.

Дзенс-Литовский А. И., Толстихин Н. И. Минеральные воды Северной Азии в связи с ее геологическим строением и тектоникой. — «Труды 17-й сес. Междунар. геол. конгр.», М. — Л., 1937, т. 5, с. 256—257 с ил.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ, 1953. 310 с. с ил.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. Л., Изд-во ЛГУ, 1959, 415 с. с ил.

Ермаков В. А. О соотношении структурных планов гидрохимической толщи перми с вмещающими ее осадками. — В кн.: Структурно-геоморфологическое изучение нефтегазоносных земель. М., 1973, с. 148—158 с ил.

Ермаков В. А. Роль пермских гидрохимических отложений в формировании структур Нижнего Поволжья. — [Автореф. дисс.]. Л., 1974. 18 с. (ВНИГРИ).

Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных толщ. — «Мат-лы Междунар. геол. конгр., 21 сес.». М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 123—140 с ил.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961. 383 с. с ил.

Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР. Мат-лы по региональной и поисковой гидрогеологии. — «Труды ВСЕГЕИ», Л., 1963, т. 101, с. 5—35 с ил.

Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных подземных вод. М., «Недра», 1972. 279 с. с ил.

Зонненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972. 240 с. с ил.

Зорин Ю. А. К вопросу о механизме образования впадин байкальского типа. — «Геология и геофизика», 1966, № 8, с. 109—111 с ил.

Зорин Ю. А. Изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. — В кн.: Изостазия. М., 1973, с. 83—91 с ил.

Иванов В. В. Гидрогеология главнейших типов минеральных вод. — В кн.: Основы курортологии. М., 1956, с. 44—100.

Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. А. Карта подземных минеральных вод СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М., «Недра», 1964. 168 с.

Иванов В. В. (Ред.) Карта минеральных лечебных вод СССР м-ба 1 : 4 000 000, М., ГУГК, 1968.

Каменский Г. Н. Поиски и разведка подземных вод. М., Госгеолтехиздат, 1947. 313 с. с ил.

Каримов А. К. О вероятных количествах углеводородов, выделяющихся при карбонизации захороненного органического вещества. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 68—78.

Карпенко Л. Н. Напряжения в полуплоскости с эллиптическим отверстием, близким к границе. — В кн.: Математические методы в горном деле, ч. 2. Новосибирск, 1963, с. 96—112 с ил.

Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск, Изд-во СО АН СССР, 1971. 280 с. с ил.

Кириллова И. В., Сорский А. А. Тектоника и сейсмичность Кавказа. — В кн.: Структура земной коры и деформация горных пород. М., 1960, с. 158—170 с ил.

Киссин И. Г., Пахомов С. Н. О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 2, с. 451.

Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава воды. М., «Наука», 1965. 146 с. с ил.

Коржинский Д. С. Термодинамика и геология некоторых метаморфических реакций с выделением газовой фазы. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1935, № 1, с. 1—17 с ил.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955, с. 335—456 с ил.

Корнилов Н. А. Метасоматические изменения боковых пород в районах сульфидного медно-никелевого оруденения северо-запада Кольского полуострова. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966, с. 94—104 с ил.

Корценштейн В. Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. М., Гостоптехиздат, 1963. 168 с. с ил.

К проблеме распространения карбонатных отложений в докембрии. «Докл. АН СССР», 1970, т. 189, вып. 6, с. 1336—1339. Авт.: А. В. Сидоренко, О. М. Розен, Г. Б. Гиммельфарб, В. А. Теняков.

Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1960. 344 с. с ил.

Лавринг Т. С. Температура внутри и вблизи интрузий. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., 1959, с. 235—264 с ил.

Летников Ф. А. Роль процессов гранитизации расплавов в формировании магматических пород в земной коре. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 106—107.

Линецкий В. Ф. О летучих углефикации рассеянного органического вещества осадочных пород на различных стадиях метаморфизма. — В сб. Геохимия углеродсодержащих флюидов. Киев, 1967, вып. 12, с. 34—46 с ил.

Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М., 1968, с. 72—102 с ил.

Лысак С. В. Некоторые данные о термальных водах и геотермике Прибайкалья. — В кн.: Байкальский рифт. М., 1968, с. 167—173 с ил.

Любимова Е. А. Тепловая аномалия в области Байкальского рифта. — В кн.: Байкальский рифт. М., 1968, с. 159—166 с ил.

Макаренко Ф. А. О картировании и модулировании ресурсов подземных вод. — «Докл. АН СССР», 1950, т. 74, № 5, с. 1007—1010.

Макаренко Ф. А. О величинах и темпах подземной химической денудации. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1952, № 1, с. 93—95 с ил.

Макаренко Ф. А., Поляк Б. Г., Сугробов В. М. Роль воды в перераспределении глубинного тепла Земли. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972, с. 94—103 с ил.

Маринов Н. А., Попов В. Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М., Госгеолтехиздат, 1963. 450 с. с ил.

Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973. 322 с. с ил.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М., «Наука», 1967. 255 с. с ил.

Масуренков Ю. П., Пантелеев И. Я. Современная деятельность вулкана Эльбрус. — «Докл. АН СССР», 1962, № 6, с. 142, с. 1369—1371.

Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры. — «Советская геология», 1973, № 5, с. 3—11. Авт.: А. В. Сидоренко, О. М. Розен, В. А. Теняков, Г. Б. Гиммельфарб.

Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968. 483 с. с ил.

Милн-Томсон Л. М. Теоретическая гидродинамика. М., «Мир», 1964. 655 с. с ил.

Милович А. Я. Основы гидромеханики. М., Госэнергоиздат, 1946. 152 с. с ил.

Минеральные воды СССР. М., 1974. 324 с. (ЦНИИКиФ).

Минеральные воды южной части Восточной Сибири, т. I, II, под ред. В. Г. Ткачук, Н. И. Толстихина. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1961, 346 с. 1962, 151 с. с ил.

Мишарина Л. А. К вопросу о направлениях в очагах землетрясений

Прибайкалья и Монголии. — «Труды Ин-та земной коры СО АН СССР», Новосибирск, вып. 18, 1964, с. 50—69 с ил.

М ю л л е р Л. Инженерная механика. Механика скальных массивов. М., «Мир», 1971. 255 с. с ил.

Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Хоодаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971. 239 с.

Некоторые результаты применения метода линейного гидравлического зондирования для расшифровки структуры месторождения минеральных вод в наложенных депрессиях на примере Кировоканского месторождения. — В кн.: Закономерности формирования и распространения минеральных вод СССР. М., 1975, с. 100—104 с. с ил. Авт.: Л. Д. Жуйко, Т. Н. Соустова, В. И. Обухов и др.

Николаев Н. И., Шенкарева Г. А. Карта градиентов скоростей новейших тектонических движений территории СССР. — Мат-лы совещ. по проблемам неотектоники. М., «Недра», 1967, с. 37.

О возможностях изучения закономерностей распространения минеральных вод с применением метода многоступенчатой генерализации. — В кн.: Закономерности формирования и распространения минеральных вод СССР, 1975, с. 83—88 с ил. Авт.: Г. С. Вартанян, В. Д. Скарятин, Л. Г. Комогорова, Т. Н. Соустова.

Овчинников А. М. Геологические структуры районов минеральных вод. «Труды Всесоюзн. гидрогеол. съезда». М., 1934, сб. 5, с. 105—124 с ил.

Овчинников А. М. Типы месторождений минеральных вод. — «Советская геология», 1949, № 40, с. 67—71 с ил.

Овчинников А. М. Условия формирования месторождений углекислых вод. — В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М., 1960, с. 12—36.

Овчинников А. М. Минеральные воды. М., Гостеолтехиздат, 1963. 375 с. с ил.

Овчинников А. М., Иванов В. В., Яроцкий Л. А. О происхождении углекислых минеральных вод (по поводу взглядов А. А. Смирнова на природу CO<sub>2</sub>). — «Советская геология», 1958, № 1, с. 145—149.

Огильви А. Н. К вопросу о генезисе Эссентукских источников. С.-Пб., 1914, 119 с. с ил.

Огильви А. Н. Термометрия как метод гидрогеологических исследований. Л. — М., Гостеолразведиздат, 1932. 31 с.

Огильви Н. А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. — В кн.: Проблемы геотермии, 1959, т. 1, с. 53—85 с ил.

Основы курортологии. М., Медгиз, 1960, т. 1, 752 с. с ил.

Пантелеев И. Я. Современные представления о геологии и гидрогеологии района КМВ. — В кн.: Кавказские минеральные воды. М., 1972, с. 17—33 с ил.

Пантелеев И. Я. Некоторые аспекты генезиса углекислого газа в минеральных водах (на примере района Кавказских Минеральных Вод). — В кн.: Закономерности формирования и распространения минеральных вод СССР. М., 1975, с. 13—21.

Парфенов В. Д. О возможности использования микроструктурного анализа баритовых тектонитов для реконструкции палеонапряженного состоя-

ния в горных породах. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1974, № 1, с. 122—129.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., «Наука», 1973. 318 с. с ил.

Петрушевский Б. А. Геологические условия возникновения землетрясений. — «Советская геология», 1960, № 2, с. 74—82 с ил.

Плотников Н. И. Поиски и разведка пресных подземных вод для целей крупного водоснабжения. М., Изд-во МГУ, 1965, ч. I, 243 с.; 1968, ч. II, 470 с. с ил.

Погорельский Н. С. Углекислые воды большого района Кавказских Минеральных Вод. Ставропольск. кн. изд-во, 1973. 389 с. с ил.

Полубаринова-Кочина П. Я. Теория движения грунтовых вод. М., Гостонтехиздат, 1952. 676 с. с ил.

Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — «Геотектоника», 1968, вып. 4, с. 3—19 с ил.

Поляк Б. Г., Кропоткин П. Н., Макаренко Ф. А. Основные проблемы геознергетики. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., «Наука», 1972, с. 7—27 с ил.

Портнов А. М., Нечаев Е. А. Нефелинизация в приконтактных зонах щелочного массива Бурпала (Северное Прибайкалье). — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 5, с. 71—76.

Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967. 375 с. с ил.

Прохоров К. В. Эндоконтактные явления в некоторых гранитных массивах ачкатауского комплекса. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 5, с. 59—70.

Пшенина Н. А. Возможности изучения рельефа Центральной Сахары (Ливия) при помощи космических снимков. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1973, № 2, с. 158—159.

Рейнер М. Деформация и течение. М., Гостонтехиздат, 1963. 163 с. с ил.

Ронов А. Б. Органический углерод в осадочных породах. — «Геохимия», 1958, № 5, с. 409—423 с ил.

Ронов А. Б. К послекокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. — «Геохимия», 1959, № 5, с. 397—409 с ил.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. Триасовые литологические формации мира. — «Советская геология», 1961, № 1, с. 27—48 с ил.

Селецкий Ю. Б. К вопросу о действии как критерии ювенильности и граница применимости плотностных методов изучения изотопного состава подземных вод. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1969, т. 44, № 3, с. 126—132 с ил.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.

Синица С. М. Новые данные о строении Цаган-Олуевского гранитного массива (Восточное Забайкалье). Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Читинской обл. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», 1963, т. 86, с. 77—83.

Синица С. М. Мезозойские окаймленные гнейсовые купола в Юго-Восточном Забайкалье. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 160, № 4, с. 918—920.

Скарятин В. Д. Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных космоснимков Земли (метод многоступенчатой генерализации) — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 7, с. 34—50.

Смирнов Я. Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали. — «Труды МОИП», 1972, т. 46, с. 52—75.

Смирнов Я. Б., Кутас Р. И. Карта теплового потока европейской части СССР и геолого-геофизические приложения данных теплового потока. — В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев, 1974, с. 143—185 с ил.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Хлестаков В. В. Режим  $H_2O$  и  $CO_2$  при прогрессивном региональном метаморфизме. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 2, с. 451—454.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометаллических гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962. 234 с. с ил.

Солоненко В. П. Землетрясения. Карта масштаба 1 : 5 000 000 (в атласе «Забайкалье»). М. — Иркутск, ГУГК, 1967.

Солоненко В. П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М., 1968, с. 57—72 с ил.

Солоненко В. П. Сильные землетрясения по сейсмостатистике. — В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., 1968, с. 60—67 с ил.

Судовиков Н. Г. Ультраметаморфизм и гранитообразование. — «Вестн. ЛГУ», 1959, с. 51—62 с ил.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с. с ил.

Султанходжаев А. Н., Стойнов Т. Ф. Месторождения минеральных вод Ферганы. ФАН СССР, Ташкент, 1974. 223 с. с ил.

Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка). Ереван, «Митк», 1968. 73 с. Авт.: А. А. Габриелян, А. И. Адамян, В. Т. Акопян и др.

Толстихин Н. И. Минеральные источники Восточной Сибири и Дальневосточного края. — В кн.: Недра Советской Азии. Л., 1932. 50 с.

Толстихин Н. И. Провинции минеральных вод СССР. — «Проблемы советской геологии», 1938, № 3, с. 240—243 с ил.

Толстихин Н. И. Подземные воды и минеральные источники Восточной Сибири. — В кн.: Мат-лы по подземным водам Вост. Сибири. Иркутск, 1957, с. 7—32.

Тресков А. А. Механизм очага землетрясений и поле тектонических напряжений. — В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., 1968, с. 78—90 с ил.

Ушаков С. А., Лазарев Г. Е. Об изостатическом прогибании земной коры в Антарктиде под тяжестью ледовой нагрузки. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 129, № 4, с. 785—788 с ил.

Федосьев В. И. Соппротивление материалов. М., «Наука», 1964, с. 539 с ил.

Феокистов Г. Д. Контактный метаморфизм песчано-глинистых пород. М., «Наука», 1972, 98 с. с ил.

Флини Д. Деформация при метаморфизме. — В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 49—77 с ил.

Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. — В кн.: Байкальский рифт. М., 1968, с. 40—56 с ил.

Фролов Н. М., Аверьев В. В., Духин И. Е., Любимова Е. А. Методические указания по изучению термальных вод в скважинах. М., «Недра», 1964, 140 с. с ил.

Фролов Н. М., Язвин Л. С. Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов термальных вод. М., 1969. 176 с. с ил. (ВСЕГИНГЕО).

Хайн В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. — «Мат-лы Междунар. геол. конгр.», 21 сес. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 89—103.

Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 511 с. с ил.

Ходжоян М. П., Ядоян Р. Б. Гидротермальные ресурсы Армянской ССР и пути их практического использования. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., 1973, с. 166—170.

Череменинский Г. А. Геотермия. Л., «Недра», 1972. 271 с. с ил.

Шаров В. Н. Об эволюции первично-осадочных пород в процессе прогрессивного регионального метаморфизма и главных тенденциях в изменении их состава. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 172—173.

Шевченко Е. В. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1951. 263 с. с ил.

Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклиальный процесс. — В кн.: Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 171—173 с ил.

Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклиальный процесс. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., 1964, с. 102—119 с ил.

Шипулин Ф. К. К теории процессов контактового метаморфизма. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 3, с. 5—27 с ил.

Штернберг А. А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного минералообразования. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 5, с. 13—19.

Щерев К. Минералите води в България. — «Наука и изкуство», София, 1964. 172 с. с ил.

Эпицентральные зоны ранних (досейсмостатических) землетрясений. — В кн.: Сейсмоструктурная и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., 1968, с. 7—60 с ил. Авт.: В. П. Солоненко, В. С. Хромовский, О. В. Павлов и др.

Юсупов О. Ш., Долгов А. Ю. Влияние даек на формирование кварца в камерных пегматитах. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 1, с. 191—194.

Яковлев П. Д., Ай Юнь-ф у. Об условиях образования минералов бериллия в известняках и скарнах. — «Геология рудных месторождений», 1964, № 5, с. 57—71 с ил.

Яроцкий Л. А. (Ред.). Карта минеральных вод СССР масштаба 1 : 2 500 000. М., ГУГК, 1975.

Яшина Р. М. Магматическое замещение доломитсодержащих мраморов и его роль в щелочном петрогенезисе Юго-Восточной Тувы. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М., 1963, с. 93—111 с ил.

Aspects of geothermal resources utilization in developing countries. — «Geothermics», 1972, N 1, Pisa, Italy.

Bianchi W. C., Haskell E. E. Field observations compared with Dupuit-Forchheimer theory for mound heights under a recharge basin. Water Resources Research, 1968, vol. 4, N 5, p. 1049—1058.

Boas W., Mackenzie J. K. Anisotropy in metals. *Progr. Metal. Phys.* 2, p. 90, 1950.

Bodvarsson G. Energy and power of geothermal resources. *Ore. Bin.* vol. 28, N 7, pp. 117—124, 1966.

Bowen N. L. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. *Journal Geol.*, vol. XLVIII, N 3, 1940.

Bruce J. N., Allen C. R. A microearthquake survey of the San Andreas fault system in southern California, 1967, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, v. 57, pp. 277—296.

Chamberlin R. T. The gases in rocks. *Carnegie Inst. of Wash. Pub.*, N 106, 1908.

Chinnery M. A. The stress changes that accompany strike slip faulting. *Bull. of the seismological soc. of Amer.* X, 1963.

Craig H. Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton sea geothermal brines. *Science*, vol. 154, N 3756, 1966, pp. 1544—1548.

Del Grande, Kerr N. An advanced airborne infrared method for evaluation geothermal resources. 111—16 Abstracts, II UN Symp. on the develop. and use of geotherm. resourc. S-Francisco, Calif., 1975.

Dickinson, David J. An airborne infra-red survey of the Taura geothermal field, New Zealand, 111—17, Abstracts II UN Symp. on the develop. and use of geotherm. resourc. S-Francisco, Calif., 1975.

Doe B. R., Hedge C. E., White D. E. Preliminary investigation of the source of lead and strontium in deep geothermal brines underlying the Salton sea geothermal area. — «*Economic Geology*», vol. 61, p. 462—483, 1966.

Flinn D. On the deformation of the Funzie conglomerate Fetlar, Shetland. *Journ. Geol.*, 64, p. 480, 1956.

Flinn D. On folding during three dimensional progressive deformation: — *Journal. Geol. Soc. London*, 38, p. 118, 1962.

Guidebook on nuclear techniques in hydrogeology. Vienna, IAEA, 1968, 298 p.

György Ozoray Ph. D. The first hydrogeological application of a space-photograph, Tamil Nadu, India, 1967, *Proceedings, Intern. Symposium on ground water resources*, vol. 1, Madras, India, 1973, p. 9—11.

Grindley G. W. Geological structure of hydrothermal fields in the Taupo Volcanic zone, New Zealand, *Bull. Volcanol.* 29, 573, 1966.

Harpaz G. and Bear J. Investigation on mixing of waters in underground storage operations. General assembly of Berkeley. Commission of subterranean waters. Publication N 64, Washington, 1964, p. 132—153.

Hamilton R. M., Muffler L. J. P. Microearthquakes at the Geysers, California, geothermal area. *J. Geophys. Res.*, 1972, v. 77, pp. 2081—2086.

Harry W. T. Basic hornfels at a gabbro contact near Carlingford Fire. *Geol. Mag.*, 1956, N 6, pp. 84—112.

Hodder, David T. Comparison of Satellite and airborne infrared line scanning of Ethiopia for geothermal exploration. 111—41. *Abstr. II UN Symp. on the develop. and use of geothermal resources*, S-Francisco, California, 1975.

Hümmel K. Beziehungen der Mineralquellen Deutschlands zum jungen Vulkanismus «*Ztschr. prakt. Geol.*», H., 1—2, 1930.

- Jacobs J. A. Temperature distribution within the earth's core. *Nature*, 1973, 258, 1954.
- Karnik V. Seismicity of the European area. Part I, D. Reidel, Publ. Co., 1969.
- Kennedy W. Q. The formation of a diffusion reaction skarn by pure thermal metamorphism. *Min. Mag.*, 32, N 244, 1952.
- Lange A. L., Westphal W. H. Microearthquakes near the Geisers, Sonoma county, California. *J. Geophys. Res.*, v. 74, pp. 4377—4378, 1969.
- Lubahn G. D., Felgar R. P. Plasticity and creep of metals. New York, 1961.
- Malaroda R., Raimoudi C. Linee di dislocazione e sismicità in Italia. *Bull. di Geodesia*, 16, p. 273, 1957.
- McForlane G. C. Igneous metamorphism of coal beds. *Econ. Geol.*, N 1, 1929.
- McNitt J. R. Review of geothermal resources. In W. H. K. Lec., ed., *Terrestrial heat flow. Amer. Geophys. Un. Mon.*, s. 8, pp. 240—246, 1965.
- Miller A. R. et al. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red sea. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, vol. 30, N 3, 1966.
- Muscatt M. Flow through porous media. McGraw — Hill, 1937.
- Müller L. *Erlebte Geologie, Bauen in der Tiefe. Schr. d. Ver. z. Verbr. Naturw. Kenntn. Wien*, 1950.
- NASA scientific and technical division. Earth photographs from Gemini VI through XII, 1968.
- Oki G., Oginok K., Hirota S. et al. Anomalous temperature encountered in the Gora hydrothermal system of Hakone volcano and its hydrological explanation. *Bull. Hot Springs. Res. Inst. Komagawa Prefecture*, 6, I, 1968.
- Ramberg H. Fluid dynamics of layered system in the field of gravity on theoretical basis for certain global structures and isostatic adjustment. *Physics of the earth and planetary interiors*, vol. 1, N 2, 1968.
- Reynolds J. T., Wagner C. G. Application of Satellite Imagery to Geothermal Resources Exploration. *Geothermal Energy*, vol. 3, N 5, 1975, pp. 45—59.
- Sheidigger A. E. Principles of geodynamics. Springer, Berlin, 1958.
- Stuart E., Marsh F., Honey R. J. P. Lyon. Evaluation of NOAA satellite data for geothermal reconnaissance studies. III—60, Abstracts II UN Symp. on the develop. and use of geothermal resources. S-Francisco, California, 1975.
- Tobin D. G. et al. Microearthquakes in the Rift valley of Kenya. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, 2043, 1969.
- Torre G. *Über die Alplattung im Stohlenbau, Grubensbau, Bergmänn, Fachtagung Leoben Montan — Ltg. S.*, 246, 1952.
- Tryggvason E., Thoroddsen S., Thorarisson S. Greinargerd jardskjalftanefndar um jardskjalfthaettu a'Islandi. Timariti Verkfræðingafelags. *Islands*, 43 (6), 1, 1952.
- Turner F. I., Verhoogen G. Igneous and metamorphic petrology. McGraw — Hill, N. York, 1951.
- Turner F. G., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites, New York, 1963.
- Vartanyan G. S. and Frolov N. M. The commercial types of

underground deposits of thermal waters and the methods of assessment of their resources. The UN Symposium on the development and utilization of geothermal resources Piza, 1971.

V e r h o o g e n J. The adiabatic gradient in the mantle. Trans. Amer. Geophys. Union, v. 32, 41, 1951.

V a n E m e r d i n g e n R. O. Thermal and mineral springs in the Southern Rocky mountains. Ottawa, 1972, 151 p.

W a t z n a u e r A. Über die Möglichkeit des Auftretens einer Tekton. Komponente im Gebirgsdruck. Int. Gebirgsdrugtagung, Leipzig, S. 126, Academic — Verlag, Berlin, 1958.

W a r d P. L., B j ö r n s s o n S. Microearthquakes, swarms and geothermal areas of Island. J. Geophys. Res., v. 76, 1971, p. 3953—3982.

W a r d P. L., J a c o b K. H. Microearthquakes in the Ahuachapan geothermal field. El Salvador, Central America, Science, 173, 1971, p. 328—330.

W h i t e D. E., M u f f l e r L. J. P. and T r u e s d e l l A. H. Vapor — dominated hydrothermal systems compared with hot water systems. Econ. Geol., vol. 66, p. 75—97, 1971.

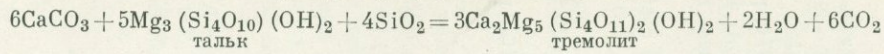
W h i t e D. E. Thermal and mineral waters of the United States brief review of possible origins. Mineral and thermal waters of the world. B-Oversea countries, Prague, 1968, p. 269—286.

W h i t e D. E. Characteristics of geothermal resources. In vol. «Geothermal energy», Standord, 1973, pp. 69—94.

W o b b e r F. G. Environmental studies using earth orbital photography (Photogrammetria). Elsevier — Amsterdam, vol. 24, 1969.

ТАБЛИЦЫ РАСЧЕТНЫХ ВЕЛИЧИН ИЗМЕНЕНИЯ УДЕЛЬНЫХ ОБЪЕМОВ ПОРОД  
ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И МАССЫ ГАЗОЖИДКИХ ПРОДУКТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ

Переход в фазию зеленых сланцев



Реакция 1

Минерал	Кальцит	Тальк	Кварц	Тремолит
Молекулярная масса $M$	100	378	60	810
Плотность $\gamma$ , г/см <sup>3</sup> . . . . .	2,6	2,7	2,5	2,9
Коэффициент . . . . .	6	5	4	3

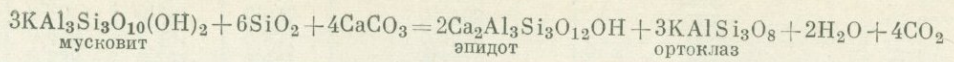
$$n = \frac{\Delta V}{V_0} = 1 - \frac{\frac{810}{2,9} \cdot 3}{\frac{100}{2,6} \cdot 6 + \frac{378}{2,7} \cdot 5 + \frac{60}{2,5} \cdot 4} = 1 - \frac{279,2 \cdot 3}{38,45 \cdot 6 + 140,0 \cdot 5 + 24 \cdot 4} = 1 - 0,815 = 0,185$$

$\Delta g_{\text{лет}} - 10,99\%$

Кальцит (A)	Тальк (B)	Кварц (C)	$K_{\text{кальцит}}$	$K_{\text{тальк}}$	$K_{\text{кварц}}$	$0,001 \left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right)$ , м <sup>3</sup>	$\frac{A \left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} + \frac{cM_3}{aM_1} \right)}{\left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) 0,001}$ , кг/м <sup>3</sup>	$V_{\text{реакт}}$ , м <sup>3</sup>	$\Delta V$ , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	$\Delta g_{\text{лет}}$ , кг/м <sup>3</sup>
50	50	900	0,0833	0,0264	3,75	0,3977	181,7	0,0684	0,0127	19,98
50	150	800	0,0833	0,0794	3,33	0,3947	550	0,206	0,0383	60,5
50	300	650	0,0833	0,186	2,703	0,3902	583	0,219	0,0405	63,7
50	450	500	0,0833	0,238	2,08	0,3857	590	0,223	0,0412	64,6
50	600	350	0,0833	0,3175	1,459	0,3812	597	0,225	0,0417	65,5
50	750	200	0,0833	0,396	0,834	0,3772	604	0,228	0,0422	66,1
150	50	800	0,25	0,0264	3,33	0,3963	182	0,0685	0,01265	19,95
150	250	600	0,25	0,1322	2,25	0,3903	926	0,347	0,0642	102,0
150	500	350	0,25	0,2642	1,458	0,3828	178,3	0,672	0,124	195,5
150	750	100	0,25	0,3965	0,416	0,3753	1820	0,687	0,128	200
250	50	700	0,416	0,0264	2,915	0,3946	182,8	0,0687	0,01270	20,2
250	200	550	0,416	0,1059	2,29	0,3903	740	0,278	0,0515	81,4
250	350	400	0,416	0,173	1,66	0,3856	1310	0,490	0,0906	144,0
250	550	200	0,146	0,2905	0,834	0,3801	2090	0,784	0,145	229,9
250	700	50	0,416	0,370	0,208	0,3756	1512	0,570	0,106	166,2
500	50	450	0,834	0,0264	1,876	0,3907	185	0,0693	0,01285	21,8
500	150	350	0,834	0,0794	1,459	0,3877	560	0,210	0,0389	61,6
500	200	300	0,834	0,1058	1,25	0,3862	749	0,281	0,0520	82,3
500	300	200	0,834	0,1588	0,835	0,3832	1131	0,426	0,0787	124,2
500	400	100	0,834	0,2115	0,416	0,3802	1520	0,571	0,106	167,0
650	50	300	1,082	0,0264	1,25	0,3885	186,5	0,0698	0,01295	205,2
650	100	250	1,082	0,0529	1,04	0,3870	373,5	0,140	0,0259	41,05
650	150	200	1,082	0,0794	0,835	0,3855	562	0,211	0,0390	61,8
650	200	150	1,082	0,1058	0,625	0,3840	753	0,283	0,0524	82,7
650	300	50	1,082	0,1588	0,208	0,3810	1137	0,428	0,0792	125
Тальк	Кварц	Кальцит	$K_{\text{тальк}}$	$K_{\text{кварц}}$	$K_{\text{кальцит}}$					
50	50	900	0,0264	0,208	1,50	0,3845	188	0,0706	0,01301	206,5
50	150	800	0,0264	0,625	1,332	0,3865	187	0,0702	0,01300	20,55
50	300	650	0,0264	1,25	1,085	0,3885	186	0,0698	0,01290	20,41
50	450	500	0,0264	1,875	0,834	0,3905	185,0	0,0695	0,01285	20,32
50	600	350	0,0264	2,5	0,583	0,3930	183,9	0,0690	0,01275	20,2
50	750	200	0,0264	3,12	0,333	0,3955	182,6	0,0686	0,01270	20,05
150	50	800	0,0794	0,208	1,332	0,3836	565	0,2125	0,03935	62,1
150	250	600	0,0794	1,040	1,00	0,3856	562	0,2108	0,03905	61,7

Кальцит (А)	Тальк (В)	Кварц (С)	$K_{\text{кальцит}}$	$K_{\text{тальк}}$	$K_{\text{кварц}}$	$0,001 \left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right),$ м <sup>3</sup>	$\frac{A \left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} + \frac{cM_3}{aM_1} \right)}{\left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) 0,001},$ кг/м <sup>3</sup>	$V_{\text{реакт}},$ м <sup>3</sup>	$\Delta V,$ м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	$\Delta g_{\text{лет}},$ кг/м <sup>3</sup>
150	500	350	0,0794	2,08	0,583	0,3901	556	0,2087	0,0387	61,1
150	750	100	0,0794	3,120	0,1667	0,3940	550	0,2064	0,03825	60,5
250	50	700	0,132	0,208	1,167	0,3816	946	0,356	0,0658	104,0
250	200	550	0,132	0,835	0,916	0,3841	940	0,3532	0,0654	103,1
250	350	400	0,132	1,46	0,666	0,3866	933	0,3510	0,0650	102,6
250	550	200	0,132	2,29	0,333	0,3896	927	0,3485	0,0646	102,0
250	700	50	0,132	2,91	0,834	0,3918	921	0,3450	0,0638	101,3
500	50	450	0,2642	0,208	0,75	0,3782	1500	0,565	0,145	165
500	150	350	0,2642	0,625	0,584	0,3797	1900	0,716	0,1323	209
500	200	300	0,2642	0,834	0,50	0,3805	1896	0,713	0,1319	208,2
500	300	200	0,2642	1,25	0,333	0,3822	1889	0,710	0,1312	207,5
500	400	100	0,2642	1,665	0,1668	0,3836	1882	0,708	0,1310	207,1
650	50	300	0,3435	0,208	0,50	0,3758	1512	0,570	0,1052	166,7
650	100	250	0,3435	0,416	0,416	0,3766	2440	0,936	0,1732	268
650	150	200	0,3435	0,625	0,333	0,3775	2410	0,909	0,1681	265
650	200	150	0,3435	0,834	0,25	0,3781	1805	0,680	0,1258	198,2
650	300	50	0,3435	1,25	0,0834	0,3797	600	0,2255	0,0417	65,9
Кварц	Кальцит	Тальк	$K_{\text{кварц}}$	$K_{\text{кальцит}}$	$K_{\text{тальк}}$					
50	50	900	0,208	0,0834	0,476	0,3722	610	0,230	0,0426	67,0
50	150	800	0,208	0,2502	0,423	0,3736	1520	0,566	0,1048	167,0
50	300	650	0,208	0,50	0,344	0,3758	1510	0,564	0,1042	166,0

50	450	500	0,208	0,75	0,264	0,3782	1500	0,559	0,1033	165
50	600	350	0,208	1,0	0,185	0,3801	1329	0,50	0,0925	146
50	750	200	0,208	1,25	0,1058	0,3820	756	0,2844	0,0526	83,2
150	50	800	0,625	0,0834	0,423	0,3752	685	0,2375	0,0439	75,3
150	250	600	0,625	0,417	0,318	0,3782	2295	0,857	0,1585	252
150	500	350	0,625	0,834	0,1850	0,3816	1325	0,498	0,0922	147
150	750	100	0,625	1,25	0,0528	0,3851	375,5	0,141	0,02608	41,3
250	50	700	1,04	0,0834	0,3705	0,3784	601	0,2265	0,042	66
250	250	550	1,04	0,333	0,291	0,3808	2082	0,783	0,1448	229,2
250	350	400	1,04	0,584	0,2115	0,3824	1505	0,568	0,105	165,5
250	550	200	1,04	0,916	0,1058	0,3855	750	0,2805	0,0519	82,4
250	700	50	1,04	1,166	0,0264	0,3875	186,3	0,070	0,01295	20,5
500	50	450	2,08	0,0834	0,2380	0,3858	590	0,222	0,0392	64,8
500	150	350	2,08	0,2499	0,1850	0,3872	1302	0,491	0,0909	143
500	200	300	2,08	0,333	0,1588	0,3879	1118	0,420	0,0778	206,5
500	300	200	2,08	0,50	0,1058	0,388	743	0,279	0,0516	81,6
500	400	100	2,08	0,666	0,0529	0,3894	370	0,139	0,02565	40,6
650	50	300	2,70	0,0834	0,1588	0,3911	583	0,219	0,0406	64,0
650	100	250	2,70	0,1666	0,132	0,3902	924	0,348	0,0645	101,6
						0,3910				
650	150	200	2,70	0,2499	0,1058	0,3917	740	0,2775	0,0514	81,3
650	200	150	2,70	0,333	0,0794	0,3923	554	0,208	0,03845	60,8
650	300	50	2,70	0,50	0,0264	0,3938	183,5	0,069	0,01277	201,8
Кальцит	Тальк	Кварц	$K_{\text{кальцит}}$	$K_{\text{тальк}}$	$K_{\text{кварц}}$					
50	550	400	0,0833	0,291	1,666	0,3832	594	0,224	0,0414	65,2
100	550	350	0,1666	0,291	1,459	0,3824	1189	0,449	0,083	130,2
150	550	300	0,2499	0,291	1,250	0,3817	1775	0,674	0,1249	195,0
200	550	250	0,333	0,291	1,041	0,3810	2090	0,784	0,1450	230
250	550	200	0,416	0,291	0,834	0,3801	2082	0,786	0,1456	228,5
300	550	150	0,50	0,291	0,625	0,3793	2095	0,7875	0,1459	230,02
350	550	100	0,534	0,291	0,416	0,3786	2100	0,7885	0,1460	230,08
400	550	50	0,666	0,291	0,208	0,3780	1500	0,566	0,1048	164,8



Минерал	Мусковит	Кварц	Кальцит	Эпидот	Ортоклаз
Молекулярная масса <i>M</i>	398	60	100	454	278
Плотность $\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	2,76	2,5	2,6	3,35	2,55
Коэффициент	3	6	4	2	3

$$n = \frac{\Delta V}{V_0} = 1 - \frac{\frac{454 \cdot 2}{3.35} + \frac{278 \cdot 3}{2.55}}{\frac{398 \cdot 3}{2.76} + \frac{60 \cdot 6}{2.5} + \frac{100 \cdot 4}{2.6}} = 0.18; \quad aM_1 = 1194; \quad bM_2 = 360;$$

$$\Delta g_{\text{лет}} = 10.85\%$$

$$1194 \quad cM_3 = 400.$$

$$360$$

$$400$$

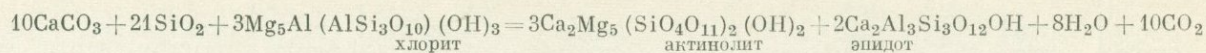
$$\sum M = 1954$$

Мусковит (A)	Кварц (B)	Кальцит (C)	<i>K</i> <sub>мусковит</sub>	<i>K</i> <sub>кварц</sub>	<i>K</i> <sub>кальцит</sub>	$0.001 \times \left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right), \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	$\frac{A \left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} + \frac{cM_3}{aM_1} \right)}{\left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) 0.001}, \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	<i>V</i> <sub>реакт.</sub> , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	$\Delta V$ , м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	$\Delta g_{\text{лет}}$ , кг/м <sup>3</sup>
--------------	-----------	-------------	------------------------------	---------------------------	-----------------------------	--	--	---	---	---

50	50	900	0,0418	0,1389	2,25	0,3841	213	0,0797	0,01435	23,08
50	150	800	0,0418	0,4167	2,00	0,3861	212	0,0794	0,0143	23
50	300	650	0,0418	0,8334	1,623	0,3881	210,8	0,0788	0,0142	22,85
50	450	500	0,0418	1,25	1,25	0,3903	209,6	0,0784	0,0141	22,7
50	600	350	0,0418	1,666	0,875	0,3926	208,1	0,0773	0,014	22,6
50	750	200	0,0418	2,08	0,50	0,3951	207	0,0775	0,01394	22,42
150	50	800	0,1255	0,1389	2,00	0,3823	643	0,240	0,0432	69,6
150	250	600	0,1255	0,695	1,50	0,3848	637	0,2386	0,043	69
150	500	350	0,1255	1,39	0,875	0,3888	631	0,2361	0,0425	68,5
150	750	100	0,1255	2,08	0,25	0,3928	625	0,2340	0,0421	67,8
250	50	700	0,210	0,1389	1,75	0,3795	715	0,2772	0,0488	77,5
250	200	550	0,210	0,555	1,375	0,3820	1070	0,401	0,0721	116
250	350	400	0,210	0,972	1,00	0,3845	1062	0,398	0,0717	115
250	550	200	0,210	1,529	0,50	0,3875	1054	0,395	0,0711	114,2
250	700	50	0,210	1,942	0,125	0,3897	626	0,2341	0,0	67,9
500	50	450	0,42	0,1389	1,125	0,3740	726	0,275	0,0425	78,7
500	150	350	0,42	0,4167	0,875	0,3755	2170	0,811	0,146	235
500	200	300	0,42	0,555	0,75	0,3762	2179	0,813	0,1462	236
500	300	200	0,42	0,8334	0,50	0,3780	2164	0,810	0,146	235
500	400	100	0,42	1,110	0,25	0,3795	1285	0,480	0,0865	139
650	50	300	0,5455	0,1389	0,75	0,3705	733	0,274	0,0474	79,5
650	100	250	0,5455	0,2778	0,625	0,3715	1460	0,541	0,0975	158,2
650	150	200	0,5455	0,4167	0,50	0,3723	2190	0,817	0,147	237,5
650	200	150	0,5455	0,555	0,375	0,3729	1966	0,735	0,1329	213
650	300	50	0,5455	0,8334	0,125	0,3795	652	0,244	0,0439	70,7
<b>Кварц</b>	<b>Кальцит</b>	<b>Мусковит</b>								
50	50	900	0,1389	0,125	0,754	0,3652	670	0,250	0,045	72,6

Мусковит (A)	Кварц (B)	Кальцит (C)	$K_{\text{мусковит}}$	$K_{\text{кварц}}$	$K_{\text{кальцит}}$	$\times \left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right), \frac{0,001 \times}{\text{м}^3}$	$\frac{A \left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} + \frac{cM_3}{aM_1} \right)}{\left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) 0,001}, \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	$V_{\text{реар}}, \text{м}^3$	$\Delta V, \text{м}^3/\text{м}^3$	$\Delta \rho_{\text{лет}}, \text{кг}/\text{м}^3$
50	150	800	0,1389	0,375	0,670	0,3676	738	0,276	0,0496	80
50	300	650	0,1389	0,75	0,544	0,3705	732	0,274	0,0494	79,4
50	450	500	0,1389	1,125	0,418	0,374	726	0,2715	0,049	78,6
50	600	350	0,1389	1,50	0,293	0,3775	719	0,269	0,0485	78
50	750	200	0,1389	1,825	0,1672	0,3806	713	0,2662	0,0478	77,3
150	50	800	0,4167	0,125	0,670	0,3692	691	0,2475	0,0445	75
150	250	600	0,4167	0,625	0,502	0,3733	2182	0,816	0,147	236,5
150	500	350	0,4167	1,25	0,293	0,3790	1510	0,565	0,1018	163,6
150	750	100	0,4167	1,825	0,0836	0,3843	425	0,1592	0,0286	46,1
250	50	700	0,695	0,125	0,585	0,3727	655	0,245	0,0441	71
250	200	550	0,695	0,50	0,460	0,3760	2395	0,895	0,161	260
250	350	400	0,695	0,875	0,3345	0,3795	1725	0,645	0,116	187
250	550	200	0,695	1,375	0,1672	0,3840	853	0,3186	0,0575	2,5
250	700	50	0,695	1,75	0,0418	0,3871	211,8	0,0791	0,0791	22,95
500	50	450	1,39	0,125	0,376	0,3822	638	0,239	0,043	69,1
500	150	350	1,39	0,375	0,293	0,3844	1490	0,557	0,10	161,5
500	200	300	1,39	0,50	0,251	0,3858	1272	0,476	0,0857	138,0
500	300	200	1,39	0,75	0,1672	0,3877	845	0,316	0,0569	91,6
500	400	100	1,39	1,00	0,0836	0,3902	420	0,157	0,0283	45,5
650	50	300	1,80	0,125	0,251	0,38802	630	0,2352	0,0424	68,3

650	100	250	1,80	0,25	0,209	0,3889	1050	0,393	0,0708	113,9
650	150	200	1,80	0,375	0,1672	0,3901	840	0,314	0,0565	91,0
650	200	150	1,80	0,50	0,1255	0,3913	628	0,235	0,0423	68,1
Кальцит	Мусковит	Кварц								
50	50	500	0,125	0,0418	2,50	0,3973	206	0,077	0,01388	22,3
50	150	800	0,1250	0,1255	2,22	0,3935	620	0,232	0,0418	67,1
50	300	650	0,125	0,255	1,80	0,3880	632	0,2352	0,0424	68,5
50	450	500	0,125	0,376	1,39	0,3822	642	0,239	0,0430	69,5
50	600	350	0,125	0,502	0,971	0,3764	650	0,2425	0,0438	70,4
50	750	200	0,125	0,628	0,555	0,3710	661	0,246	0,0444	71,6
150	50	800	0,375	0,0418	2,22	0,3957	206,8	0,0774	0,0139	22,4
150	250	600	0,375	0,210	1,666	0,3881	105,3	0,394	0,071	114,2
150	500	350	0,375	0,42	0,971	0,3786	1934	0,723	0,130	210
150	750	100	0,375	0,63	0,278	0,3694	1470	0,55	0,099	159,1
250	50	700	0,625	0,0418	1,945	0,3942	207,9	0,07770	0,0139	22,5
250	200	550	0,625	0,1672	1,525	0,3886	840	0,315	0,056	91,0
250	350	400	0,625	0,293	1,11	0,3831	1492	0,56	0,1008	161,8
250	550	200	0,625	0,460	0,555	0,3751	2500	0,90	0,1620	270,8
250	700	50	0,625	0,585	0,1389	0,3696	735	0,2745	0,0494	79,6
500	50	450	1,25	0,0418	1,25	0,3903	209,9	0,0783	0,0140	22,72
500	150	350	0,25	0,1255	0,972	0,3865	635	0,2375	0,0427	68,8
500	200	300	1,25	0,1672	0,834	0,3847	850	0,318	0,00572	92,1
500	300	200	1,25	0,255	0,555	0,3810	1288	0,482	0,0867	139,3
500	400	100	1,25	0,3345	0,278	0,3772	144	0,539	0,0970	15,6
650	50	300	1,625	0,0418	0,834	0,3881	211,2	0,079	0,0142	22,9
650	100	250	1,625	0,0836	0,695	0,3862	424	0,159	0,0283	46
650	150	200	1,625	0,1255	0,555	0,3843	638	0,239	0,0430	69,1
650	200	150	1,625	0,1672	0,416	0,3825	856	0,32	0,0576	92,7
650	300	50	1,625	0,255	0,1389	0,3788	716	0,263	0,0482	77,6



Минерал	Кальцит	Кремнезем	Хлорит	Актинолит	Эпидот
Молекулярная масса $M$	100	60	554	810	454
Плотность $\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	2,6	2,5	2,6	3,1	3,35
Коэффициент	10	21	3	3	2

$$n = \frac{\Delta V}{V_0} = 1 - \frac{\frac{810 \cdot 3}{3,1} + \frac{454 \cdot 2}{3,35}}{\frac{100 \cdot 10}{2,6} + \frac{60 \cdot 21}{2,5} + \frac{554 \cdot 3}{2,6}} = 0,31$$

$\Delta g_{\text{лет}} = 14,86\%$

Кальцит (A)	Кремнезем (B)	Хлорит (C)	$K_{\text{Кальцит}}$	$K_{\text{Кремний}}$	$K_{\text{Хлорит}}$	$\times \left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) \cdot 0,001 \times \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	$\frac{A \left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} + \frac{cM_3}{aM_1} \right)}{\left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) \cdot 0,001}$	$V_{\text{реак}}, \text{м}^3$	$\Delta V, \text{м}^3/\text{м}^3$	$\Delta g_{\text{лет}}, \text{кг}/\text{м}^3$
50	50	900	0,05	0,0397	0,541	0,3852	404	0,1576	0,0489	60,1
50	150	800	0,05	0,1191	0,481	0,3872	506	0,1974	0,0642	75,5
50	300	650	0,05	0,2382	0,3908	0,3892	504	0,1963	0,0609	75,0
50	450	500	0,05	0,375	0,3005	0,3912	501	0,1955	0,0606	74,6

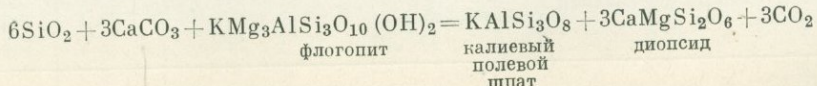
50	600	350	0,05	0,476	0,21	0,3937	498	0,1942	0,0603	74,2
50	750	200	0,05	0,595	0,12	0,3962	495	0,1930	0,0598	73,6
150	50	800	0,15	0,0397	0,481	0,3857	403	0,1578	0,0489	60,0
150	250	600	0,15	0,1985	0,3603	0,3882	1517	0,591	0,1832	226
150	500	350	0,15	0,3970	0,21	0,3922	1500	0,586	0,1820	223,5
150	750	100	0,15	0,5955	0,0601	0,3962	595	0,232	0,0719	88,6
250	50	700	0,25	0,0397	0,42	0,3852	404	0,1576	0,0489	60,1
250	200	550	0,25	0,159	0,331	0,3874	1605	0,627	0,1942	239,0
250	350	400	0,25	0,2779	0,24	0,3902	2420	0,944	0,292	360,8
250	550	200	0,25	0,4367	0,12	0,3932	1200	0,468	0,145	178,8
250	700	50	0,25	0,555	0,03	0,3954	298,5	0,1162	0,03605	44,5
500	50	450	0,5	0,0397	0,27	0,385	404	0,1576	0,0489	60,1
500	150	350	0,5	0,119	0,21	0,3865	1207	0,471	0,146	180
500	200	300	0,5	0,159	0,1302	0,3872	1610	0,628	0,1942	240
500	300	200	0,5	0,238	0,12	0,389	1215	0,473	0,1468	181,0
500	400	100	0,5	0,318	0,06	0,3905	605	0,2352	0,0729	90
650	50	300	0,65	0,0397	0,18	0,3852	404	0,1575	0,0488	60,1
650	150	200	0,65	0,1191	0,12	0,3870	1206	0,4705	0,1515	179,6
650	200	150	0,65	0,159	0,09	0,3877	915	0,356	0,1148	136,1
650	300	50	0,65	0,238	0,03	0,3892	303	0,1181	0,0381	45,1
Кремнезем	Хлорит	Кальцит								
50	50	900	0,0397	0,03	0,90	0,3852	306,2	0,1193	0,0385	45,6
50	150	800	0,0397	0,09	0,80	0,3857	403	0,1574	0,0578	60
50	300	650	0,0397	0,18	0,65	0,3852	404	0,1575	0,0578	60,1
50	450	500	0,0397	0,27	0,50	0,3850	404	0,1577	0,0579	60,1
50	600	350	0,0397	0,3603	0,35	0,3853	404	0,1575	0,0578	60,1
50	750	200	0,0397	0,451	0,20	0,3852	404	0,1575	0,0578	60,1
150	50	800	0,1190	0,03	0,80	0,3872	305	0,1188	0,0383	45,5
150	250	600	0,1190	0,15	0,60	0,3867	1206	0,4707	0,1460	179,6
150	500	350	0,1190	0,30	0,35	0,3868	1206	0,4707	0,1460	179,6
150	750	100	0,1190	0,451	0,10	0,3867	1010	0,3955	0,1224	150,2

Кальцит (A)	Кремнезем (B)	Хлорит (C)	K <sub>кальцит</sub>	K <sub>кремний</sub>	K <sub>хлорит</sub>	$0,001 \times \left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	$\frac{A \left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} + \frac{cM_3}{aM_1} \right)}{\left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) 0,001} \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	V <sub>реак</sub> , м <sup>3</sup>	ΔV, м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	Δg <sub>лет</sub> , кг/м <sup>3</sup>
250	50	700	0,1985	0,03	0,70	0,3882	304	0,1184	0,0382	45,3
250	200	550	0,198	0,12	0,55	0,3885	1214	0,474	0,1469	181,0
250	350	400	0,198	0,21	0,40	0,3885	2000	0,781	0,242	298
250	550	200	0,198	0,331	0,20	0,3882	2010	0,782	0,2422	298,7
250	700	50	0,198	0,42	0,05	0,3882	505	0,1971	0,0611	75,2
500	50	450	0,397	0,03	0,45	0,3922	301	0,1179	0,0378	45
500	150	350	0,397	0,09	0,05	0,3925	902	0,352	0,109	134,2
500	200	300	0,397	0,12	0,30	0,3924	1205	0,470	0,1458	179,5
500	300	200	0,397	0,18	0,20	0,3922	1805	0,704	0,218	268,5
500	400	100	0,397	0,24	0,10	0,3925	1000	0,890	0,1208	148,9
650	50	300	0,5155	0,03	0,30	0,3946	298,5	1163	0,0376	44,5
650	100	250	0,516	0,06	0,25	0,39465	597	0,2328	0,0722	89
650	150	200	0,516	0,09	0,20	0,3947	896	0,3492	0,1081	133,3
650	200	150	0,516	0,12	0,15	0,3947	1195	0,466	0,1442	178
650	300	50	0,516	0,18	0,05	0,3944	497	0,1939	0,0601	75
Хлорит	Кальцит	Кремнезем								
50	50	900	0,03	0,05	0,714	0,3984	296,4	0,1152	0,0858	44,1
50	150	800	0,03	0,15	0,635	0,3969	297	0,1158	0,0359	44,2
50	300	650	0,03	0,30	0,516	0,3946	299	0,1164	0,0361	44,5
50	450	500	0,03	0,45	0,3965	0,3922	301,2	0,1171	0,03635	44,8

50	600	350	0,03	0,60	0,2775	0,3897	303	0,1180	0,03660	45,1
50	750	200	0,03	0,75	0,1586	0,3874	305	0,1186	0,03680	45,45
150	50	800	0,09	0,05	0,635	0,3969	494	0,1925	0,0597	73,5
150	250	600	0,09	0,25	0,476	0,3939	900	0,351	0,1089	134
150	500	350	0,09	0,50	0,2775	0,3897	909	0,354	0,1098	135,1
150	750	100	0,09	0,75	0,079	0,3859	806	0,315	0,0976	120
250	50	700	0,15	0,05	0,555	0,3954	496	0,1982	0,060	74
250	200	550	0,20	0,4367	0,3932	0,3932	1500	0,585	0,1810	223,5
250	350	400	0,15	0,35	0,318	0,3910	1510	0,588	0,1823	225,0
250	550	200	0,15	0,55	0,159	0,3877	1522	0,594	0,1841	226,2
250	700	50	0,15	0,70	0,0397	0,3852	404	0,1579	0,049	60,1
500	50	450	0,30	0,05	0,357	0,3912	501	0,1952	0,0606	74,6
500	150	350	0,30	0,15	0,2775	0,3897	1510	0,589	0,1825	225
500	200	300	0,30	0,20	0,238	0,3890	2450	0,786	0,244	320
500	300	200	0,30	0,30	0,159	0,3874	1607	0,627	0,1942	239,2
500	400	100	0,30	0,40	0,079	0,3860	805	0,3145	0,0975	119,8
650	50	300	0,3908	0,05	0,238	0,3892	504	0,1964	0,0609	75
650	100	250	0,39	0,10	0,1985	0,3885	1010	0,3938	0,1220	150,2
650	150	200	0,39	0,15	0,159	0,3877	1518	0,592	0,1835	226,0
650	200	150	0,39	0,20	0,119	0,3870	1206	0,4705	0,146	179,6
650	300	50	0,39	0,30	0,0397	0,3854	404	0,1278	0,0396	60,1

Реакция 7

Амфиболитовая фация



Минерал	Кремнезем	Кальцит	Флогопит	Калиевый полевой шпат	Диопсид
Молекулярная масса $M$	60	100	416	278	216
Плотность $\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	2,5	2,6	2,7	2,55	3,27
Коэффициент	6	3	1	1	3

$$n = \frac{\Delta V}{V_0} = 1 - \frac{\frac{216 \cdot 3}{3,27} + \frac{278}{2,55}}{\frac{60 \cdot 6}{2,5} + \frac{100 \cdot 3}{2,6} + \frac{416}{2,7}} = 0,257$$

$\Delta g_{\text{лет}} = 12,26\%$

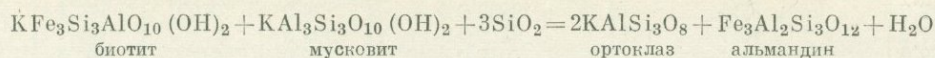
Весовые соотношения исходных минералов в 1 т			Критерии достаточности			Объем исходных минералов в 1 т	Масса реагирующих минералов	Объем реагирующих минералов	Удельная деформация	Масса газовой-жидкого продукта на 1 м <sup>3</sup> породы
Кремнезем, кг (A)	Кальцит, кг (B)	Флогопит, кг (C)	$K_{\text{кремнезем}}$	$K_{\text{кальцит}}$	$K_{\text{флогопит}}$					
50	50	900	0,1388	0,1667	2,16	0,3722	402	0,155	0,0398	32,2

50	150	800	0,1388	0,50	1,922	0,3736	401	0,1545	0,03965	32,05
50	300	650	0,1388	1,001	1,56	0,3752	399,2	0,1540	0,03955	33,0
50	450	500	0,1388	1,50	1,20	0,378	395,8	0,1528	0,03925	32,66
50	600	350	0,1388	2,00	0,840	0,3801	393,5	0,1519	0,03902	32,46
50	750	200	0,1388	2,50	0,48	0,3823	391,8	0,1510	0,03880	32,38
150	50	800	0,416	0,1667	1,922	0,3752	478	0,1838	0,0472	60,6
150	250	600	0,416	0,833	1,44	0,3785	1186	0,4575	0,1175	98,0
150	500	350	0,416	1,666	0,840	0,3818	1178	0,454	0,1164	97,35
150	750	100	0,416	2,499	0,24	0,385	672	0,258	0,1002	85,3
250	50	700	0,694	0,166	1,68	0,3782	462	0,1824	0,0469	58,6
250	200	550	0,694	0,666	1,32	0,381	1881	0,725	0,1863	238,5
250	350	400	0,694	1,166	0,96	0,3825	1960	0,754	0,1937	161,3
250	550	200	0,694	1,528	0,48	0,3855	1341	0,515	0,1323	170
250	700	50	0,694	2,333	0,120	0,3875	333	0,128	0,0329	42,2
500	50	450	1,388	0,1667	1,08	0,3858	466	0,1788	0,046	59,1
500	150	350	1,388	0,50	0,840	0,3872	1390	0,534	0,137	176,2
500	200	300	1,388	0,666	0,720	0,388	1850	0,712	0,1812	234,3
500	300	200	1,388	1,00	0,48	0,3893	1330	0,510	0,1310	168,7
500	400	100	1,388	0,33	0,24	0,3908	661	0,254	0,06515	84,0
650	50	300	1,805	0,1667	0,72	0,3902	460	0,1767	0,0454	58,4
650	100	250	1,805	0,3334	0,60	0,3607	919	0,353	0,0908	116,4
650	150	200	1,805	0,50	0,48	0,3917	1321	0,506	0,1302	167,8
650	200	150	1,805	0,666	0,36	0,3915	991	0,383	0,0985	125,8
650	300	50	1,805	1,00	0,12	0,3936	328	0,126	0,0324	41,6
Кальцит	Флогопит	Кремнезем	$K_{\text{кальцит}}$	$K_{\text{флогопит}}$	$K_{\text{кремнезем}}$					
50	50	900	0,1667	0,12	0,50	0,3977	325	0,1248	0,0321	41,3
50	150	800	0,1667	0,36	2,22	0,3947	454	0,1748	0,0449	57,5
50	300	650	0,1667	0,72	1,805	0,3902	461	0,1770	0,0455	58,5
50	450	500	0,1667	1,08	1,388	0,3852	467	0,1792	0,0461	59,2
50	600	350	0,1667	1,44	0,972	0,3812	471	0,1812	0,0466	59,8
50	750	200	0,1667	2,5	0,555	0,3772	476	0,1830	0,047	60,4

Весовые соотношения исходных минералов в 1 т			Критерии достаточности			Объем исходных минералов в 1 т	Масса реагирующих минералов	Объем реагирующих минералов	Удельная деформация	Масса газовой фазы продукта на 1 м <sup>3</sup> породы
Кремнезем, кг (А)	Кальцит, кг (В)	Флогопит, кг (С)	$K_{\text{кремнезем}}$	$K_{\text{кальцит}}$	$K_{\text{флогопит}}$					
150	50	800	0,50	0,12	2,22	0,3962	326,5	0,1251	0,0322	41,5
150	250	600	0,50	0,60	1,665	0,3903	1380	0,530	0,136	175,0
150	500	350	0,50	1,20	0,972	0,3827	1406	0,540	0,1388	178,2
150	750	100	0,50	1,80	0,2776	0,3757	1435	0,551	0,1417	182,1
250	50	700	0,833	0,12	1,943	0,3946	327,5	0,1258	0,03238	41,5
250	200	550	0,833	0,48	1,528	0,3901	1328	0,509	0,1310	168,3
250	350	400	0,833	0,840	1,110	0,3857	2326	0,895	0,230	295,8
250	550	200	0,833	1,32	0,555	0,3801	1575	0,606	0,1560	130,0
250	700	50	0,833	1,68	0,1388	0,3751	399,0	0,1532	0,0394	32,98
500	50	450	1,666	0,12	1,25	0,3905	331,8	0,1271	0,0327	42,1
500	150	350	1,666	0,36	0,972	0,3875	1000	0,3841	0,0967	126,9
500	200	300	1,666	0,48	0,832	0,386	1340	0,515	0,1322	170,0
500	300	200	1,666	0,72	0,555	0,383	1562	0,60	0,154	129,0
500	400	100	1,666	0,96	0,2776	0,380	790	0,3024	0,0777	65,0
650	50	300	2,165	0,12	0,832	0,3885	3325	0,1278	0,03285	42,5
650	100	250	2,165	0,24	0,694	0,387	669	0,2565	0,066	84,8

650	150	200	2,165	0,36	0,555	0,3855	1009	0,3862	0,0994	128,0
650	200	150	2,165	0,48	0,416	0,3840	1171	0,506	0,1302	96,5
650	300	50	2,165	0,72	0,1388	0,381	393	0,1508	0,0388	32,41
Флогопит	Кремнезем	Кальцит	$K_{\text{флогопит}}$	$K_{\text{кремнезем}}$	$K_{\text{кальцит}}$					
50	50	900	0,12	0,1338	3,00	0,3845	336,0	0,129	0,0332	42,6
50	150	800	0,12	0,416	2,665	0,3860	334,5	0,1284	0,0330	42,5
50	300	650	0,12	0,832	2,165	0,3885	334,0	0,1277	0,0328	41,9
50	450	500	0,12	1,25	1,666	0,3905	333,5	0,1283	0,0330	41,0
50	600	350	0,12	1,665	1,166	0,3930	331,1	0,1276	0,0328	40,6
50	750	200	0,12	2,082	0,666	0,3955	329	0,1269	0,0326	40,4
150	50	800	0,361	0,1388	2,666	0,3830	391	0,150	0,0386	31,2
150	250	600	0,361	0,694	2,000	0,3857	1007	0,3863	0,0992	123,6
150	500	350	0,361	1,388	1,166	0,3900	995	0,3820	0,0982	122,2
150	750	100	0,361	2,082	0,333	0,3935	913	0,3506	0,0902	112,2
250	50	700	0,60	0,1388	2,333	0,3817	392,5	0,1812	0,0467	313,3
250	200	550	0,60	0,556	1,528	0,3842	1560	0,598	0,1538	123,0
250	350	400	0,60	0,972	1,333	0,3867	1670	0,641	0,1647	205,0
250	550	200	0,60	1,528	0,666	0,3897	1658	0,625	0,1606	203,8
250	700	50	0,60	1,943	0,1667	0,3919	458	0,1760	0,0452	56,35
500	50	450	1,20	0,1388	1,50	0,3780	3969	0,152	0,0391	31,4
500	150	350	1,20	0,416	1,166	0,3795	1181	0,455	0,1170	95,0
500	200	300	1,20	0,556	1,000	0,3803	1576	0,604	0,1560	126,0
500	300	200	1,20	0,832	0,666	0,3820	1879	0,724	0,1861	230,5
500	400	100	1,20	1,110	0,333	0,383	937	0,360	0,0926	115,1
650	50	300	1,561	0,1388	1,000	0,3759	398,2	0,153	0,03935	31,82
650	100	250	1,561	0,279	0,833	0,3767	795	0,305	0,0785	63,6
650	150	200	1,561	0,416	0,666	0,3776	1191	0,457	0,1175	95,1
650	200	150	1,561	0,556	0,50	0,3783	1421	0,547	0,1406	174,8
650	300	50	1,561	0,832	0,1667	0,3798	473	0,1815	0,0467	58,1

## Гранулитовая фация



Минерал	Биотит	Мусковит	Кварц	Ортоклаз	Альмандин
Молекулярная масса $M$	612	398	60	278	—
Плотность $\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	3,02	2,76	2,5	2,55	—
Коэффициент	1	1	3	2	—

$$n = \frac{\Delta V}{V_0} = 1 - \frac{\frac{278}{2,55} \cdot 2 + \frac{498}{4,25} \cdot 1}{\frac{512}{3,02} \cdot 1 + \frac{398}{2,76} + \frac{60}{2,5} \cdot 3} = 0,126$$

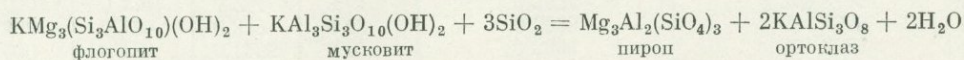
Биотит (A)	Мусковит (B)	Кварц (C)	$K_{\text{биотит}}$	$K_{\text{мусковит}}$	$K_{\text{кварц}}$	$0,001 \times \left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right), \frac{\text{м}^3}{\text{м}^3}$	$\frac{\left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} + \frac{cM_3}{aM_1} \right)}{\left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) 0,001}, \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	$V_{\text{реак}}, \text{м}^3$	$\Delta V, \text{м}^3/\text{м}^4$	$\Delta g_{\text{лет}}, \text{кг}/\text{м}^3$
50	50	900	0,0876	0,1255	5,0	0,3846	246,3760	0,0760	0,0095	370
50	150	800	0,0816	0,3765	4,45	0,3908	247,593	0,0767	0,0096	3,73
50	300	650	0,0816	0,7530	3,61	0,3851	252,467	0,0779	0,0098	3,79
50	450	500	0,0816	1,1295	2,78	0,3795	256,464	0,0790	0,0099	3,84
50	600	350	0,0816	1,5060	1,942	0,3738	259,893	0,0802	0,0101	3,90
50	750	200	0,0816	1,8825	1,11	0,3682	264,130	0,0814	0,0102	3,96

150	50	800	0,245	0,1255	4,45	0,3877	385,18	0,1160	0,0146	5,78
150	500	350	0,245	1,258	1,942	0,3707	785,983	0,2427	0,0305	11,80
150	750	100	0,245	1,8825	0,555	0,3613	807,251	0,2491	0,0313	12,11
250	50	700	0,408	0,1255	3,884	0,3808	392,257	0,1181	0,0148	5,89
250	200	550	0,408	0,5020	3,05	0,3751	1296,000	0,3998	0,0503	19,43
250	350	400	0,408	0,880	2,23	0,3695	1317,073	0,4059	0,0511	19,73
250	550	200	0,408	1,382	1,11	0,3619	1342,541	0,4144	0,0522	20,14
250	700	50	0,408	1,7570	0,278	0,3563	928,511	0,3227	0,0406	13,92
500	50	450	0,816	0,1255	2,50	0,3636	411,101	0,1237	0,0155	6,17
500	150	350	0,816	0,3765	1,942	0,3598	1248,885	0,3752	0,0472	18,69
500	200	300	0,816	0,5020	1,67	0,3579	1669,832	0,5029	0,0633	25,05
500	300	200	0,816	0,7530	1,11	0,3541	2533,050	0,7624	0,0960	37,99
500	400	100	0,816	0,040	0,555	0,3504	1886,700	0,6563	0,0826	28,30
650	50	300	1,02	0,1255	1,67	0,3533	423,371	0,1273	0,0160	6,35
650	100	250	1,02	0,2510	1,39	0,3514	851,566	0,2561	0,0322	12,76
650	200	150	1,02	0,5020	0,834	0,3476	1722,766	0,5178	0,0652	25,80
650	300	50	1,02	0,7530	0,278	0,3438	960,901	0,3344	0,0421	14,42
Мусковит	Кварц	Биотит	$K_{\text{мусковит}}$	$K_{\text{кварц}}$	$K_{\text{биотит}}$					
50	50	900	0,1255	0,278	1,47	0,3361	444,6593	0,1338	0,0168	6,67
50	150	800	0,1255	0,834	1,305	0,3430	435,714	0,1311	0,0165	6,54
50	300	650	0,1255	1,67	1,06	0,3533	423,371	0,1273	0,0160	6,35
50	450	500	0,1255	2,50	0,816	0,3636	411,107	0,1237	0,0155	6,17
50	600	350	0,1255	3,33	0,571	0,3739	399,7058	0,1203	0,0151	6,00
50	750	200	0,1255	4,16	0,326	0,3843	389,192	0,1170	0,0147	5,83
150	50	800	0,3765	0,278	1,307	0,3392	843,239	0,3390	0,0427	14,62
150	250	600		1,39	0,98	0,3520	1270,4732	0,3825	0,0481	19,06
150	500	350	0,3765	2,78	0,571	0,3701	1211,4293	0,3647	0,0459	18,47
150	750	100	0,3765	4,16	0,163	0,3874	502,325	0,1548	0,0195	7,53
250	50	700	0,629	0,278	1,142	0,3422	966,520	0,3360	0,0423	14,49
250	200	550	0,629	1,11	0,899	0,3526	2122,869	0,6381	0,0804	31,79
250	350	400	0,629	1,942	0,652	0,3629	2058,539	0,6200	0,0781	45,89
250	550	200	0,629	3,05	0,326	0,3767	1033,421	0,3185	0,0401	15,51

Биотит (A)	Мусковит (B)	Кварц (C)	$K_{\text{биотит}}$	$K_{\text{мусковит}}$	$K_{\text{кварц}}$	$\times \left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) \cdot \frac{0,001 \times}{\text{м}^3}$	$\frac{\left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} + \frac{cM_3}{aM_1} \right)}{\left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) \cdot 0,001} \cdot \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	$V_{\text{реак}}, \text{м}^3$	$\Delta V, \text{м}^3/\text{м}^3$	$\Delta g_{\text{лет}}, \text{кг}/\text{м}^3$
500	50	450	1,255	0,278	0,735	0,3501	344,428	0,3284	0,0413	14,16
500	150	350	1,255	0,834	0,571	0,3569	1905,882	0,5884	0,0741	28,90
500	200	300	1,255	1,11	0,49	0,3604	1620,000	0,4994	0,0629	24,27
500	300	200	1,255	1,67	0,326	0,3673	1061,530	0,3267	0,0411	15,91
500	400	100	1,255	2,23	0,163	0,3742	519,786	0,1603	0,0201	7,79
650	50	300	1,6315	0,278	0,49	0,3548	938,757	0,3241	0,0408	13,97
650	100	250	1,6315	0,555	0,408	0,3582	1357,541	0,4187	0,0527	20,35
650	150	200	1,6315	0,834	0,3667	0,3617	1076,243	0,3317	0,0417	16,16
650	200	150	1,6315	1,11	0,245	0,3651	798,904	0,2465	0,0310	11,98
650	300	50	1,6315	1,67	0,0816	0,3720	261,2908	0,0806	0,0101	3,92
Кварц	Биотит	Мусковит	$K_{\text{кварц}}$	$K_{\text{биотит}}$	$K_{\text{мусковит}}$					
50	50	200	0,278	0,0816	2,26	0,8625	268,508	0,0827	0,0104	4,02
50	150	800	0,278	0,245	2,06	0,3594	812,256	0,2504	0,0315	12,17
50	300	650	0,278	0,49	1,63	0,3548	933,757	0,3241	0,0408	13,97
50	450	500	0,278	0,735	1,256	0,3501	944,428	0,3284	0,0413	14,16
50	600	350	0,278	0,98	0,88	0,3454	958,115	0,3329	0,0419	14,36
50	750	200	0,278	1,225	0,502	0,3407	969,354	0,3375	0,0425	14,55
150	50	800	0,834	0,0816	2,06	0,3663	265,737	0,0819	0,0103	3,98
150	250	600	0,834	0,408	1,506	0,3600	1350,000	0,4166	0,0524	20,25
150	500	350	0,834	0,816	0,88	0,3523	2763,636	0,8515	0,107	41,42
150	750	100	0,834	1,223	0,251	0,3445	868,895	0,2612	0,032	13,01

250	50	700	1,39	0,0816	1,76	0,3701	262,702	0,0810	0,010	3,94
250	200	550	1,39	0,326	1,38	0,3654	1067,397	0,3284	0,0413	15,99
250	350	400	1,39	0,571	1,005	0,3607	1884,764	0,5822	0,0733	28,29
250	550	200	1,39	0,899	0,502	0,3545	1688,700	0,5077	0,0639	25,29
250	700	50	1,39	1,142	0,1255	0,3498	428,223	0,1286	0,0162	6,41
500	50	450	2,78	0,0816	1,13	0,3795	256,464	0,0790	0,0099	3,84
500	150	350	2,78	0,245	0,88	0,3764	775,531	0,2391	0,0301	11,62
500	200	300	2,78	0,326	0,7530	0,3748	1038,933	0,3201	0,0403	15,59
500	300	200	2,78	0,49	0,502	0,3717	1571,967	0,4842	0,0610	23,54
500	400	100	2,78	0,653	0,851	0,3686	812,228	0,2441	0,0307	12,16
650	50	300	3,608	0,3816	0,753	0,3851	252,467	0,0779	0,0098	3,79
650	100	250	3,608	0,163	0,629	0,3836	507,571	0,1564	0,0197	7,60
650	150	200	3,608	0,245	0,50	0,3820	763,350	0,2356	0,0296	11,45
650	200	150	3,608	0,326	0,377	0,3805	1025,263	0,3153	0,0397	15,36
650	300	50	3,608	0,49	0,126	0,3774	396,419	0,1192	0,0150	5,94

## Гранулитовая фация



Минерал	Флогопит	Мусковит	Кварц	Пироп	Ортоклаз
Молекулярная масса M	416	398	60	402	278
Плотность $\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	2,7	2,76	2,5	3,51	2,55
Коэффициент	1	1	3	1	2

$$n = \frac{\Delta V}{V_0} = 1 - \frac{\frac{402}{3,51} \cdot 1 + \frac{278}{2,55} \cdot 2}{\frac{416}{2,7} \cdot 1 + \frac{398}{2,76} \cdot 1 + \frac{60}{2,5} \cdot 3} = 0,10$$

Флогопит (А)	Мусковит (В)	Кварц (С)	$K_{\text{флогопит}}$	$K_{\text{мусковит}}$	$K_{\text{кварц}}$	$0,001 \times \left( \frac{A}{\gamma_1} \times \frac{B}{\gamma_2} \times \frac{C}{\gamma_3} \right), \frac{\text{м}^3}{\text{м}^3}$	$A \left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} \times \frac{cM_3}{aM_1} \right), \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	$V_{\text{реак}}, \text{м}^3$	$\Delta V, \text{м}^3/\text{м}^3$	$\Delta g_{\text{лет}}, \text{кг}/\text{м}^3$
50	50	900	0,120	0,1255	5,0	0,3966	304,2228	0,1008	0,0100	5,42
50	150	800	0,120	0,377	4,45	0,3928	304,1369	0,1018	0,0101	5,47
50	300	650	0,120	0,754	3,61	0,3871	308,6153	0,1033	0,0103	5,56
50	450	500	0,120	1,13	2,72	0,4215	283,4282	0,0948	0,0094	5,10
50	600	350	0,120	1,508	1,94	0,3758	317,8951	0,1064	0,0106	5,72
50	750	200	0,120	1,88	1,11	0,3702	322,7039	0,1080	0,0108	5,81
150	50	800	0,360	0,1255	4,44	0,3936	317,2510	0,1016	0,0101	5,71
150	250	600	0,360	0,628	3,33	0,3860	928,4844	0,3108	0,0310	16,71
150	500	350	0,360	1,255	1,94	0,3766	951,6595	0,3186	0,0318	17,13
150	750	100	0,360	1,88	0,55	0,3672	976,0212	0,3267	0,0326	17,57
250	50	700	0,60	0,1255	3,88	0,3976	319,6876	0,1024	0,0102	5,75
250	200	550	0,60	0,502	3,05	0,3849	1297,6877	0,4156	0,0415	23,36
250	350	400	0,60	0,88	2,22	0,3793	1574,8088	0,5272	0,0527	28,35
250	550	200	0,60	1,255	1,11	0,3717	1607,0083	0,5380	0,0538	28,93
250	700	50	0,60	1,76	1,27	0,3661	754,1928	0,2731	0,0273	13,58
500	50	450	1,200	1,12	2,50	0,3832	325,8611	0,1043	0,0104	5,87
500	150	350	1,200	0,376	1,944	0,3794	987,3748	0,3162	0,0316	17,61
500	200	300	1,200	0,502	1,666	0,3775	1323,1258	0,4238	0,0423	23,82
500	300	200	1,200	0,753	1,111	0,3737	2004,8702	0,6422	0,0642	36,09
500	400	100	1,200	1,005	1,555	0,3700	1492,4864	0,5405	0,0540	26,86
650	50	300	1,562	0,125	1,666	0,3788	329,6462	0,1055	0,0105	5,93
650	100	250	1,562	0,251	1,388	0,3769	662,6160	0,2122	0,0212	11,21
650	150	200	1,562	0,376	1,111	0,3750	998,9600	0,3200	0,0320	17,98

650	200	150	1,562	0,502	0,883	0,3731	1338,7295	0,4288	0,0428	24,10
650	300	50	1,562	0,753	0,277	0,3693	747,6577	0,2707	0,0270	13,46
Мусковит	Кварц	Флогопит	$K_{\text{мусковит}}$	$K_{\text{кварц}}$	$K_{\text{флогопит}}$					
50	50	900	0,125	0,277	2,163	0,3714	336,2143	0,1077	0,0107	6,05
50	150	800	0,125	0,833	1,923	0,3743	333,6094	0,1068	0,0106	6,00
50	300	650	0,125	1,666	1,562	0,3788	329,6462	0,1055	0,0105	5,93
50	450	500	0,125	2,500	1,201	0,3832	325,8611	0,1043	0,0104	5,87
50	600	350	0,125	3,333	0,841	0,3877	322,0789	0,1031	0,0133	5,80
50	750	200	0,125	4,166	0,480	0,3921	318,4646	0,1020	0,0102	5,73
150	50	800	0,376	0,277	1,923	0,3705	745,2361	0,2699	0,0269	13,41
150	250	600	0,376	1,388	1,442	0,3765	994,9800	0,3187	0,0318	17,91
150	500	350	0,376	2,777	0,841	0,3839	975,8009	0,3125	0,0312	17,56
150	750	100	0,376	4,166	0,240	0,3913	610,6056	0,2044	0,0204	10,99
250	50	700	0,628	0,277	1,682	0,3697	746,8487	0,2704	0,0270	13,44
250	200	550	0,628	1,111	1,322	0,3742	1668,4927	0,5344	0,0534	30,03
250	350	400	0,628	1,944	0,961	0,3786	1649,1019	0,5282	0,0528	29,68
250	550	200	0,628	3,055	0,480	0,3845	1242,8088	0,4161	0,0416	22,37
250	700	50	0,628	3,888	0,480	0,3890	307,1079	0,1028	0,0102	5,53
500	50	450	1,256	0,277	1,081	0,3677	750,9110	0,2719	0,0271	13,52
500	150	350	1,256	0,833	0,841	0,3707	2234,5022	0,8092	0,0809	40,22
500	200	300	1,256	1,111	0,721	0,3722	2194,4922	0,6448	0,0644	39,50
500	300	200	1,256	1,666	0,480	0,3751	1273,9536	0,4265	0,0426	22,93
500	400	100	1,256	2,222	0,240	0,3781	631,9227	0,2115	0,0211	11,37
650	50	300	1,633	0,277	0,721	0,3666	753,1642	0,2727	0,0272	13,56
650	100	250	1,633	0,555	0,600	0,3680	1500,5978	0,5434	0,0543	27,01
650	150	200	1,633	0,833	0,480	0,3695	1293,2611	0,4330	0,0433	23,28
650	200	150	1,633	1,111	0,360	0,3710	966,0242	0,3234	0,0323	17,39
650	300	50	1,633	1,666	0,120	0,3740	319,4251	0,1069	0,0106	5,75
Кварц	Флогопит	Мусковит	$K_{\text{кварц}}$	$K_{\text{флогопит}}$	$K_{\text{мусковит}}$					
50	50	900	0,277	0,120	2,261	0,3645	327,7503	0,1097	0,0109	5,90
50	150	800	0,277	0,360	2,010	0,3653	755,8445	0,2737	0,0273	13,61

Флогопит (A)	Мусковит (B)	Кварц (C)	$K_{\text{флогопит}}$	$K_{\text{мусковит}}$	$K_{\text{кварц}}$	$0,001 \times \left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right), \frac{\text{м}^3}{\text{м}^3}$	$\frac{A \left( 1 + \frac{bM_2}{aM_1} + \frac{cM_3}{aM_1} \right)}{\left( \frac{A}{\gamma_1} + \frac{B}{\gamma_2} + \frac{C}{\gamma_3} \right) 0,001}, \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	$V_{\text{реакт}}, \text{м}^3$	$\Delta V, \text{м}^3/\text{м}^3$	$\Delta g_{\text{лет}}, \text{кг}/\text{м}^3$
50	300	650	0,277	0,721	1,633	0,3666	753,1642	0,2727	0,0272	13,56
50	450	500	0,277	1,081	1,256	0,3677	750,9110	0,2719	0,0271	13,51
50	600	350	0,277	1,442	0,879	0,3690	748,9655	0,2710	0,0271	13,47
50	750	200	0,277	1,802	0,502	0,3701	746,0416	0,2701	0,0270	13,43
150	50	800	0,833	0,120	2,010	0,3683	324,3687	0,1085	0,0108	5,83
150	250	600	0,833	0,600	1,507	0,3698	1615,2650	0,5408	0,0540	29,07
150	500	350	0,833	1,201	0,879	0,3719	2227,2922	0,8066	0,0806	40,09
150	750	100	0,833	1,802	0,251	0,3739	667,9326	0,2139	0,0213	12,02
250	50	700	1,388	0,120	1,758	0,3721	321,0561	0,1074	0,0107	5,78
250	200	550	1,388	0,480	1,381	0,3732	1280,4394	0,4287	0,0428	23,05
250	350	400	1,388	0,841	1,005	0,3745	2232,9906	0,7476	0,0747	40,19
250	550	200	1,388	1,322	0,502	0,3761	1328,0510	0,4254	0,0425	23,90
250	700	50	1,388	1,682	0,125	0,3773	330,9567	0,1060	0,0106	5,96
500	50	450	2,777	0,120	1,130	0,3815	313,1454	0,1048	0,0104	5,64
500	150	350	2,777	0,360	0,879	0,3823	937,4705	0,3138	0,0313	16,87
500	200	300	2,777	0,480	0,758	0,3826	1248,9806	0,4181	0,0418	22,48
500	300	200	2,777	0,721	0,502	0,3835	1302,4250	0,4172	0,0417	23,44
500	400	100	2,777	0,861	0,251	0,3843	649,8568	0,2081	0,0208	11,70
650	50	300	3,611	0,120	0,753	0,3871	308,6153	0,1033	0,0103	5,56
650	100	250	3,611	0,240	0,628	0,3875	616,5935	0,2064	0,0206	11,10
650	150	200	3,611	0,360	0,502	0,3879	923,9365	0,3093	0,0309	16,63
650	200	150	3,611	0,480	0,376	0,3883	964,7437	0,3090	0,0309	17,37
650	300	150	3,611	0,721	0,125	0,3892	320,8376	0,1027	0,0102	5,78

100	900	0,5554	2,16	0,338	979	0,3462	0,01626	29,22		
200	800	1,1108	1,922	0,3448	1920	0,678	0,03185	58,1		
300	700	1,666	1,682	0,3517	2850	0,999	0,0469	86,1		
400	600	2,222	1,442	0,3586	2400	0,842	0,0396	72,5		
500	500	2,7766	1,2019	0,3655	1960	0,690	0,0324	59,1		
600	400	3,3316	0,961	0,3724	1540	0,546	0,02566	46,6		
700	300	3,8874	0,721	0,3793	1132	0,385	0,0181	34,2		
800	200	4,4432	0,4808	0,3862	740	0,2605	0,01223	22,4		
900	100	4,9982	0,2404	0,3931	364,5	0,128	0,00602	11,02		
950	50	5,2759	0,12	0,3966	180,5	0,0635	0,00298	5,44		

## ПРИЛОЖЕНИЕ 2

## РАСЧЕТ ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЙ И ТЕПЛОВЫХ ЭФФЕКТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ

Реакция 1

Минерал	$\Delta H_t^0$	a	b	c	Минерал	$\Delta H_t^0$	a	b	c
6CaCO <sub>3</sub>	-288,45	24,98	5,24	6,20	3 тремолит	-2953,7	55,87	7,84	15,74
5 тальк	-415,6	101,03	20,17	29,53	2H <sub>2</sub> O	-68,315	12,65	11,38	1,73
4 кремнезем	-217,72	4,28	21,06	—	6CO <sub>2</sub>	-94,051	10,57	2,10	2,06

$$\sum H^0 = 9562,04$$

$$\sum H_t^0 = 9679,58$$

$$\Delta H_t^0 = 117,54 \text{ ккал } (49,18 \cdot 10^4 \text{ Дж})$$

$$\Delta a = -415,92; \Delta b = -157,65; \Delta c = -121,57$$

$$T = 473, 573, 673 \text{ К}$$

$$\Delta H_{473}^0 = 117,54 - 0,001 (415,82 \cdot 175 + 157,65 \cdot 67,49 - 121,57 \cdot 124,05) = 117,54 - 68,33 = 49,21 \text{ ккал } (20,59 \cdot 10^4 \text{ Дж})$$

$$\Delta H_{573}^0 = 117,54 - 0,001 (415,82 \cdot 275 + 157,65 \cdot 119,81 - 121,57 \cdot 160,92) = 3,86 \text{ ккал } (1,62 \cdot 10^4 \text{ Дж})$$

$$\Delta H_{673}^0 = 117,54 - 0,001 (415,82 \cdot 375 + 157,65 \cdot 182,12 - 121,57 \cdot 174,92) = -45,84 \text{ ккал } (-19,18 \cdot 10^4 \text{ Дж})$$

## Реакция 5

Минерал	$\Delta H^0$	a	b	c	Минерал	$\Delta H^0$	a	b	c
7 тремолит	-2953,7	—	—	—	14 диопсид	10728,06	55,87	7,84	15,74
					4 кварц	-870,88	11,22	8,20	2,70
					4 H <sub>2</sub> O	-265,26	12,65	11,38	1,73
					3 антофиллит	-8669,8			

$$\sum H^0 = 20675,9$$

$$\sum H^0 = 20534,0$$

$$\Delta H^0 = 141,9 \text{ ккал (59,37} \cdot 10^4 \text{ Дж)}$$

## Реакция 6

Минерал	$\Delta H^0$	a	b	c	Минерал	$\Delta H^0$	a	b	c
2 тальк	-1415,6	101,03	20,17	29,53	3 энстатит	-740,5	49,10	9,48	12,56
					2 кварц	-217,72	11,22	8,20	2,7
					2 H <sub>2</sub> O	-68,315	12,65	11,38	1,73

$$\sum H^0 = 2831,2$$

$$\Delta H^0 = 37,63$$

$$\sum H^0 = 2793,570$$

Минерал	a	b	c
Правая Тальк	101,03 · 2 = 202,06	20,17 · 2 = 40,34	29,53 · 2 = 59,06
Левая Энстатит	49,10 · 3 = 147,3	9,48 · 3 = 28,44	12,56 · 3 = 37,68
Кварц	11,22 · 2 = 22,44	8,20 · 2 = 16,40	2,70 · 2 = 5,40
H <sub>2</sub> O	12,65 · 2 = 25,30	11,38 · 2 = 22,76	1,73 · 2 = 3,46
	$\sum a = 195,04$	$\sum b = 67,60$	$\sum c = 46,54$

$$\Delta a = +7,02; \Delta b = -27,26; \Delta c = +12,52$$

$$\Delta H_{773}^0 = 37,63 + 0,001 (7,02 \cdot 475 - 27,26 \cdot 254,44 + 12,52 \cdot 206,05) = 36,6 \text{ ккал (15,31} \cdot 10^4 \text{ Дж)}$$

$$\Delta H_{883}^0 = 37,63 + 0,001 (7,02 \cdot 575 - 27,26 \cdot 336,75 + 12,52 \cdot 220,87) = 35,25 \text{ ккал (14,75} \cdot 10^4 \text{ Дж)}$$

$$\Delta H_{993}^0 = 37,63 + 0,001 (7,02 \cdot 675 - 27,26 \cdot 429,07 + 12,52 \cdot 232,63) = 33,58 \text{ ккал (14,05} \cdot 10^4 \text{ Дж)}$$

## Реакция 7

Минерал	$\Delta H^0$	a	b	c	Минерал	$\Delta H^0$	a	b	c
6 SiO <sub>2</sub>	-217,72	11,22	8,20	2,70	Калиевый полевой шпат	-946,27	63,83	12,9	17,05
3 кальцит	-288,45	24,98	5,24	6,20	3 диопсид	-766,29	55,87	7,84	15,74
Флогопит	-1522,8	100,86	17,16	21,46	3 CO <sub>2</sub>	-94,051	10,57	2,10	2,06

$$\sum H^0 = 3694,47$$

$$\Delta H^0 = 167,18$$

$$\sum H^0 = 3527,293$$

	a, кал/моль · градус	b, кал/моль · градус	c, кал/моль · градус
Правая			
6 кремнезем	6 · 11,22 = 67,32	8,20 · 6 = 49,2	2,70 · 6 = 16,2
3 кальцит	24,98 · 3 = 74,94	5,24 · 3 = 15,72	6,20 · 3 = 18,60
Флогопит	100,86 · 1 = 100,86	17,16	21,46
	$\sum a = 243,12$	$\sum b = 82,08$	$\sum c = 56,26$
Левая			
Калиевый полевой шпат	63,83	12,90	17,05
3 диопсид	55,87 · 3 = 167,61	7,84 · 3 = 23,52	15,74 · 3 = 47,22
3 углекислота	10,57 · 3 = 31,71	2,10 · 3 = 6,30	2,06 · 3 = 6,18
	$\sum a = 263,15$	$\sum b = 42,72$	$\sum c = 70,45$

$$\Delta a = -20,03; \Delta b = +39,36; \Delta c = -14,19$$

## Реакция 7

$$\Delta H_{773}^0 = 167,18 - 0,001 (20,03 \cdot 475 - 39,36 \cdot 254,44 + 14,19 \cdot 206,05) = 164,76 \text{ ккал (68,94} \cdot 10^4 \text{ Дж)}$$

$$\Delta H_{873}^0 = 167,18 - 0,001 (20,03 \cdot 575 - 39,36 \cdot 336,75 + 14,19 \cdot 220,87) = 165,78 \text{ ккал (69,36} \cdot 10^4 \text{ Дж)}$$

$$\Delta H_{973}^0 = 167,18 - 0,001 (20,03 \cdot 675 - 39,36 \cdot 429,07 + 14,19 \cdot 232,63) = 167,25 \text{ ккал (69,98} \cdot 10^4 \text{ Дж)}$$

## Реакция 12

Минерал	$\Delta H^0$	a	b	c	Минерал	$\Delta H^0$
3CaCO <sub>3</sub>	-288,45				5 диопсид	-766,29
Роговая обманка (тремолит)	-2953,7				3CO <sub>2</sub>	-94,051
2SiO <sub>2</sub>	-217,72	11,22	8,20	2,7	H <sub>2</sub> O	-68,315

$$\sum H^0 = 4254,49$$

$$\Delta H^0 = +72,572 \text{ ккал (30,36} \cdot 10^4 \text{ Дж)}$$

$$\sum H^0 = 4181,918$$

## КАТАЛОГ ВЫХОДОВ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД ЗАБАЙКАЛЬЯ \*

Гидроминеральные линии	№ скв. или источника по карте (см. рис. 15)	Наименование источника	$Q, \text{ м}^3/\text{сут}$ $S, \text{ м}$	$T, \text{ }^\circ\text{C}$	$\text{CO}_2 \text{своб.}$ г/л	$\text{HCO}_3$ , г/л, в пересчете на $\text{CO}_2$	$\Sigma \text{CO}_2$ , г/с	$\Sigma \text{CO}_2$ , кг/сут
Ульдургинско-Нерчинская	3	Токчокогонский	130	7	1,8	1,72	3,52	460
	7	Нерчуганский	130	Холодные	0,2	0,38	0,58	75
Колтомойконско-Урюмская	8	Ургученский	10	Холодные	н. д. **	0,89	0,89	9
Ульдургинско-Нерчинская	16	Усуглинский	210	4	»	0,78	0,78	163,8
Колтомойконско-Урюмская	17	Шивинский	10	4,5	0,8	1,30	2,1	21
Давенда-Олеканская	18	Колтомойкон	860	7	1,2	0,98	2,12	1823,2
	20	Улейский						
Ульдургинско-Нерчинская	26	I Инкейский	40	8	н. д.	1,44	1,44	57,6
Давенда-Олеканская	28	Зюльзинский (Шивокоген)	10	1,5	0,1	0,57	0,67	6,7
	29	Олеканский	80	4	1,6	0,97	2,57	5,1
Читино-Ингодинская	36	Карповка, скв. 1	45	2	1,2	0,26	1,46	65,7
	37	Карповский источник	80	2,0	1,0	0,12	1,12	89,6
Шилкинская	39	Липаки	40	Холодные	0,15	0,75	0,90	36,0
	41	Дарасун-Нерчинский (Дарасун II)	40	3	0,3	0,77	1,07	42,8
Шилкинская	43	Кангильский	10	Холодные	—	0,99	0,99	9,9
	46	Делюновское буроугольное м-ние, скв.	220	2,1	0,7	0,43	1,13	248,6
	47	Елифанцевский верхний (Ши-	1	2,0	0,5	0,78	1,28	1,3

Читино-Ингодинская	50	вачинский)	5	2,6	2,1	0,64	2,74	13,7	
	51	Архинский	1	1	1,2	0,56	1,76	1,8	
	55	Сретенский (Удеренгинский)	1	1—2,5	2	0,81	2,81	2,8	
	58	Кутюганский	1	1,1	0,8—2,8	1,25	4,05	105,3	
	59	Кука I	26	10	0,2	1,64	5,04	50,4	
		Кука, скв. 12	10	30	0,6	4,5	1,72	6,22	180,6
		» » 16	10	10	0,2	3,6	1,81	5,41	54,1
		» » 17	9	9	0,5	1,5	1,19	2,69	24,2
		Борзихинский (Татауровский)	5	5	0,3	2,33	1,18	3,51	20,6
		Падь Борзиха, скв. 31	302,4	2	2	1,1	0,38	1,48	447,6
Ачинское	62	Молоковка, скв. 2, санаторий	10	0,9	1,2	0,39	1,59	15,9	
	63	Молоковка, ист. железистый	10	1,0	1,3	0,42	1,72	17,2	
	64	Молоковка, ист. содистый	10	1—3	0,5—1,4	0,07	1,47	14,7	
	66	Молоковка Новая	10	1	0,9	0,9	1,8	18,0	
	67	» Ближняя	1	1—5 (4)	0,3—0,7	0,54	1,24	1,24	
	68	Нижний Маккаевский	40	3,5	0,2	0,53	0,73	29,2	
	69	Верхний »	170	—	0,21(0,1)	0,35	0,56	95,2	
	70	Копетуйский	100	3,5	1,2	0,53	1,73	173,0	
	71	Князе-Урульгинский	1000	1,2	2,8	1,18	3,98	3980,0	
	72	Урульгинский (Андронниковский)	1	0,1(5—8)	1,8	0,70	2,50	25,0	
Шивандинская (Северо-Борцовочная)	73	Уненкерские I и II	1	1,5	2,6	0,43	3,03	60,6	
	74	Падь Речка	95	0,8	3,3	0,07	3,37	310,2	
	75	Шиванда скв. 2/50	2,8	—	0,5	0,05	0,55	5,5	
		» скв. 1/56	10	—	0,5	0,05	0,55	5,5	
		» » 1/57	20	1,5	3	0,97	3,97	79,4	
		» » 1/50	0,6	1,5(0,3)	2,9	0,47	3,37	1550,2	
	76	» ист.	460	0,2	0,5	0,56	1,06	180,2	
	77	Шивандаканский	170						

Гидроминеральные линии	№ скв. или источника по карте (см. рис. 15)	Наименование источника	$Q, \text{ м}^3/\text{сут}$ $S, \text{ м}$	$T, ^\circ\text{C}$	$\text{CO}_2\text{своб.}$ г/л	$\text{HCO}_3$ , г/л, в пересчете на $\text{CO}_2$	$\Sigma\text{CO}_2$ , г/с	$\Sigma\text{CO}_2$ , кг/сут
Дал-Удинская (Южно-Борщовочная)	78	Завитинский	400	1—2	1	0,5	1,5	60
	81	Ургучан	30	1	(1,7)	0,55	2,25	67,5
	82	Жидкинский	85	4	0,7	0,25	0,95	80,75
	83	Шивинский	70	0,2	3	0,93	3,93	275,1
	84	Верхний Куренгский	10	Холодные	1	1,17	2,17	21,7
Куренго-Туровская	85	Диктоьга Куренгская	10	Холодные	0,8	0,26	1,06	10,6
	87	Сеннокучинский	6	5,8	0,7	1,20	1,90	11,4
	88	Туровский (Верхне-Туровский)	1	3,5	0,5	0,29	0,79	7,9
Газимурская	91	Куренгский Дарасун	10	3	0,6	0,32	0,92	9,2
	92	Джугдая Куренгская	10	3,5	0,9	1,34	2,24	22,4
Зымка-Чиронская	93	Туровский верхний	10	0,9	0,5	0,56	1,06	265,0
	94	Курюмдоканский	250	1,5	0,8	1,21	2,01	170,9
	95	Буруканский	85	0,1—0,4	0,9	0,27	1,17	1,17
	101	Талаканский	1	3	1,3	0,70	2,0	2,0
	105	Олентуй IV (Ундургинский)	1	3	1,8	0,88	3,68	128,8
	106	» I	35	2	2,7	0,47	3,17	47,6
	107	» II Зубковщинский	15	4	2,2	0,46	2,66	34,6
	108	Андреановский (Олентуй III)	130	5,2	1,1	0,57	1,67	16,7
	109	Могоууйский (Олентуй IV)	10	0,5	0,3	0,89	1,19	202,3
	110	Зымка-Аршан	170	3	1,3	0,54	1,84	239,2
Зымка-Чиронская	111	Аршан-Шибуты	130	1	1,8	0,64	2,44	1049,2
	113	Зугалайский	430					
	114	Верхне-Чиронский (Номоконовский)	1				Нет данных	
	115	Джидинский II	1	6	1,7	1,08	2,78	27,8

Дая-Удинская (Южно-Борщовочная)	116	Семеновский	1	—	0,3	0,22	0,52	0,52
	117	Шуругунский	35	1,8	0,4	0,33	0,73	255,5
Газимурская Алентуйская	118	Балейский, шахта, горизонт 9	10	7	1,8	6,02	7,72	77,2
	119	Тасеевский, » глубина 366	10	5,5	1,7	8,72	10,42	104,2
	120	Ложниговский	25	2	1,5	0,62	2,12	53,0
	123	Алентуйский III (Верхне-Удинский)	170	2,2	1,5	0,99	2,49	423,3
Алентуйская » Газимурская	124	Мальшевский (Сивачинский)	70	9	0,3	0,29	0,59	41,3
	125	Кавыкучинский	70	4,2	0,1	1,64	1,74	121,8
	127	Буньский (Догинский)	20	0,4	1,4	0,21	1,61	32,2
Маньково-Солонечная	128	Солонечный II	1	0,1—0,2	1,4	0,98	2,38	2,38
	129						Нет данных	
Маньково-Солонечная	130	Ямкун, курорт	170	10	0,4	0,94	1,34	227,8
	132	Солонечный I	9	1,2	0,9	0,89	1,79	16,1
	134	Верхне-Уровский (Уровский I)	6000	2,5	0,1	0,76	0,86	5160,0
Дарасунская	136	Хокотуйский					Нет данных	
	141	Дарасун скв. 2/55	10	1	1	1,06	2,06	20,6
	142	» » 4/55 » » 1/51	800, самониз- лив	2,1	3,7	0,63	4,33	346,4
Олентуйская (часть Дарасунской)	142	Шивинский IV	430	0,2	0,8	0,47	1,27	546,1
	143	Курумбулакский	260	2	1,4	0,15	1,55	40,30
	144	Бурбуртайский (Бурбуртайский)	100	4	2	0,61	2,61	261
Агинская	145	Олентуй V (Цаган-Челотуй)	430	1	0,56	0,20	0,76	326,8
	146	Барун-Кинкильдинский	10	0,5	1,7	0,56	2,26	22,6
Маньково-Солонечная »	147	Килькидинский	10	3	1,2	0,64	1,84	18,4
	152	Клиновский	50	1,8	1,7	0,39	2,09	104,5
	154	Алил (Алепский)	170	4,5	1,0	0,62	1,62	275,4
Маньково-Солонечная »	156	Каменский	10	3,5	2,2	0,40	2,6	26,0
	158	Корабль-Золь	10	12,6	0,3	0,25	0,55	5,5

Гидроминеральные линии	№ скв. или источника по карте (см. рис. 15)	Наименование источника	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	$T, \text{ }^\circ\text{C}$	$\text{CO}_2\text{своб.}$ г/л	$\text{HCO}_3$ , г/л, в пересчете на $\text{CO}_2$	$\Sigma \text{CO}_2$ , г/с	$\Sigma \text{CO}_2$ , кг/сут
Шараканско-Кутомарская Чикойская	160	Ларьгинский верхний	50	12,6	1,2	0,66	1,86	93,0
	161	Кутомарский (Сергиевский)	300	2	1,5	0,20	1,7	51,0
	162	Кончигирский (Малосонский)	10	1	1,58	0,79	2,37	23,7
	165	Засуланский	170	3	0,4	0,65	1,05	178,0
	166	Улентуевский	1	1,0	0,4	0,51	0,91	9,1
Агинская	167	Зун-Уксакайский	43	5,2	0,7	1,08	1,78	76,5
	168	Урдо-Агинский	950	6	1,4	0,71	2,11	2000,0
	169	Судунтуйский	60	5	0,7	0,21	0,91	54,6
Маньково-Солонечная	171	Скв. к/х им. Бусыгина	$\frac{180}{19,2}$	1,2—1,4	1	1,53	2,53	456,0
	175	Маньковский I	302,4	3,2—4,1	0,5	0,14	0,64	194,0
	176	Маньковский II	1	1,1—1,5	1,6	0,53	2,13	2,13
Шараканско-Кутомарская	178	Донинский	8	5,5	1,3	0,77	2,07	16,5
	177	Шараканский	9	0	1,4	0,92	2,32	20,6
	180	Ямаровка, скв. 6749	10	2,1	3	1,27	3,27	32,7
Чикойская	181	» » 7252	10	1	2,3	0,94	3,24	32,4
	182	» » 20	20	2,0	2	0,55	2,55	51,0
	184	Косурковский (Хасуртайский)	10	5	0,7	0,61	1,31	13,1
	185	Маргитайский						
	186	Урейский верхний (Акшинский III)	2500	2	(2,3)	0,17	2,47	6160,0
Южно-Урейская	187	Урейский нижний (Акшинский I)	25	6	0,8	0,30	1,1	27,5
(юго-западная ветвь Дарасунской)	188	Тулутаевский (Цурухойский)	100	5	1,0	0,33	1,33	133
	189	Сангетуйский						
	192	Гапунский	170	3	1,1	0,85	1,95	331,0
	193	Мухур-Булак I	250	5	0,2	0,34	0,54	136,0
	195	Цаган-Норский	10	—	—	1,45	1,45	14,5
Селендинско-Калгинская	198	Скв. к/х им. Калинина	$\frac{110}{23}$	0	0,3	1,11	1,41	155,5
	199	Селендинский	2500	10	1,8	1,54	3,34	8350
	212	Думкинский	10	2	0,4	0,22	0,62	0,6
	213	Оршанды	До 10	0,2—0,3	2,02	0,77	2,79	27,9
	214	Хапчагайтуевский	До 10	0,2—1,4	0,7	0,39	1,09	10,9
	217	Зун-Торейский южный	230	2	2,0	1,55	3,55	816,5
	216	Ималкинский	100	5	0,3	1,15	1,45	145
	218	Зун-Торейский (Цаган-Чалотуй)	13	2	1,2	1,89	3,09	40,2
	219	Засуланский (Илинский)	1	2	1,16	0,77	1,93	1,93
	222a	Мордойский нижний	40	2	0,46	0,26	0,72	28,8
	227	Джилберийский	1	2	0,4	0,40	0,8	0,8
	229	Каменский (на р. Унде)	10	3,5	1,3	0,08	1,38	13,8
	230	Солонечный на р. Унде	10	1,8	0,3	0,24	0,54	5,4
231	Скв. в долине р. Урюмкан	10	2	0,430	0,61	1,05	10,5	
235	Зун-Кинкильдинский	10	6	0,3	0,60	0,9	9,0	

КАТАЛОГ ВЫХОДОВ АЗОТНЫХ ТЕРМ ПРИБАЙКАЛЬЯ \*

№ ист. на карте (см. рис. 15)	Наименование источника	Q, м³/сут	T, °C	Минерализация, г/л	Тип воды
<b>Бурятская АССР</b>					
1	Верхняя Заимка . . . . .	800-900	27	0,2	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3$ Na—Ca
2	Джиллинда . . . . .		44,5	0,2	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3$ Na—Ca
3	Иркана . . . . .	900	37,7	0,3	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3$ Na—Ca
4	Питателевский . . . . .		54,0	1,5	$\text{SO}_4\text{—Cl}$ Na—Ca
5	Хакусский . . . . .	3500	46,0	0,3	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3$ Na—Ca
6	Могойский . . . . .	7000 (суммарно)	82,0	0,36	$\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ Na—Ca
7	Бусинский . . . . .	700	35	0,34	$\text{HCO}_3\text{—Cl—SO}_4$ Na—Mg—Ca
8	Котельниковский . . . . .	62		0,3	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na—Ca
9	Баунтовский . . . . .	1700 (суммарно)	54	0,35	$\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Cl}$ Na—Ca
10	Шуринда . . . . .	1700	69	0,55	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na—Ca
11	Алзисский . . . . .	20	72	0,5	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na—Ca
12	Умхейский . . . . .	3	48	0,3	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na
13	Кучихирский . . . . .		49	0,4	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na
14	Сеюйский . . . . .	400	55	0,3	$\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Cl}$ Na
15	Усойский . . . . .	350	40	0,82	$\text{HCO}_2$ Ca—Mg—Na
16	Верхне-Ангаро-Канские . . . . .	6000 (суммарно)	59	0,3	$\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Cl}$ Na—Ca—Mg
17	Хойто-Гол . . . . .	1000 (углекисло-азотная)	33	0,7	$\text{HCO}_3\text{—Cl—SO}_4$ Na—Ca—Mg
18	Холон-Угун . . . . .	2000	28	0,4	$\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ Ca—Mg
19	Корикейский горячий . . . . .	1000	42	0,3	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na—Ca
20	Фролихинские горячие . . . . .	500	32,6	0,2	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3$ Na—Ca
21	Большереченский горячий . . . . .	200	74,5	0,36	$\text{SO}_4\text{—Cl—HCO}_3$ Na
22	Давшинский . . . . .	100	41,5	0,6	$\text{SO}_4\text{—Cl—HCO}_3$ Na—Ca
23	Гаргинский . . . . .	200	75	1,0	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na—Ca
24	Змеиный . . . . .	20	39,8	0,4	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na—Ca

\* По материалам В. Г. Ткачук, Н. И. Толстихина и др. (Минеральные воды южной части Восточной Сибири, 1961, 1962).

№ ист. на карте (см. рис. 15)	Наименование источника	Q, м³/сут	T, °C	Минерализация, г/л	Тип воды
25	Быстринский горячий (на острове) из озера . . . . .	—	44	0,6	$\text{SO}_4\text{—Cl—HCO}_3$ Na—Ca
26	Кулинные Болота . . . . .	—	50	0,5	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na
27	Гусихинский . . . . .	30	55	0,6	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na—Ca—Mg
28	Толстихинский . . . . .	32	—	0,5	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na
29	Алгинский . . . . .	100	20,6	0,6	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na—Ca
30	Инский . . . . .	—	20,6	0,9	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na—Ca
31	Уринский . . . . .	Незначительный	66	0,4	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na—Ca
32	Золотой ключ . . . . .	20	52	0,3	$\text{SO}_4\text{—Cl—HCO}_3$ Na—Mg
33	Горячинск . . . . .	2000	56	0,6	$\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ Na—Ca
34	Нилова Пустынь, горячая . . . . .	60 (радиоактивная)	41	1,0	$\text{SO}_4\text{—Cl—HCO}_3$ Na—Ca
35	Скв. Тункинская . . . . .	500 (азотно-метановая)	37,5	0,9	$\text{HCO}_3\text{—Cl}$ Na—Ca
36	Энгорбойский, горячая . . . . .	—	37	0,9	$\text{SO}_4\text{—Cl—HCO}_3$ Na—Ca
<b>Иркутская область</b>					
37	Человек, горячая . . . . .	110	36,8	0,199	$\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Cl}$ Ca—Mg—Na
<b>Читинская область</b>					
38	Кувалейский . . . . .	172	20	0,1	$\text{HCO}_3\text{—Cl—SO}_4$ Na—Ca—Mg
39	Улурийский (Двенадцать Ключей) . . . . .	300	35	0,3	$\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Cl}$ Na
40	Кыринский, горячая . . . . .	350 (радиоактивная)	45	0,17	$\text{HCO}_3\text{—Cl—SO}_4$ Na
41	Былыринский . . . . .	240	41,5	0,24	$\text{HCO}_3\text{—Cl—SO}_4$ Na
42	Верхне-Ингодинский . . . . .	26	25	0,3	$\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Cl}$ Na—Ca
43	Семиозерский . . . . .	250	35	0,14	$\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Cl}$ Na
44	Актагучинский, теплая . . . . .	260	20	1,2	$\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ Mg—Ca
45	Ямкун, теплая . . . . .	170 (азотно-углекислая)	10-25	1,5	$\text{HCO}_3$ Mg—Ca
46	Горячий Ключ на р. Чара . . . . .	800	48-49	0,6	$\text{SO}_4\text{—Cl—HCO}_3$ Na

## КАТАЛОГ ВЫХОДОВ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД НА МАЛОМ КАВКАЗЕ \*

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 16)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{\text{M, г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
Алавердский анти-клиний	1	Ист. Агвиджур, р. Агвиджур, в пойме	64.7	11	Обильные выделения CO <sub>2</sub>	$\frac{2.7}{4.1}$		1.46	126 000
	5	Ист. Алаверди 1-й. Нижняя часть оврага	86.4	13		$\frac{0.4}{3.5}$	Травертиновые отложения	0.28	24 200
	3	Ист. Седвиджур	17.4	12	0.3	$\frac{0.2}{0.4}$		0.089	7680
	4	Гцуджур в 300—400 м от юго-вост. окраины с. Санаин, в ущелье Седвиджур	6.05	12	0.8	$\frac{2.0}{2.7}$		0.157	13 580
	12	Ист. у с. Ахкерчи			0.6	$\frac{1.85}{2.6}$		0.58	50 100
	13	То же	2.58	10	0.6	$\frac{1.58}{2.2}$		0.523	45 100
	14	Ист. у с. Джилиса	8.6	9.7	0.99	$\frac{0.65}{0.9}$		0.146	12 600
	15	Цахкашат 1-й, в 5,3 км к ЮВ от с. Цахкашат	0.86	7	1.94	$\frac{1.1}{1.6}$		0.27	23 300
	16	Цахкашат 2-й, в 1,6 км к ВСВ от с. Цахкашат	4.31	11	1.58	$\frac{0.61}{0.9}$		0.101	8700
Кохб-Воскепарская группа	17	Цахкашат 3-й, в 2 км к ВСВ от с. Цахкашат	3.45	11	1.67	$\frac{0.55}{0.8}$		0.0083	7160
	18	Ист. Техут. Правый берег р. Техут, в 3,5 км от с. Техут	4.75	10		$\frac{1.04}{1.7}$	Вода с бурным выделением газа выступает из трещин	0.15	129 900
	19	Ист. Зикатар, в 9—10 км к ЮЗ от с. Кохб	25.9	8		$\frac{0.44}{0.7}$	Со дна бассейна поднимаются грифоны	0.095	8200
	25	Ист. Калача, близ с. Калача	25.9	14		$\frac{0.5}{2.09}$	Сахаровидные травертиновые осадки	0.108	9350
	26	Ист. Ноемберян 1-й, близ райцентра Ноемберян	8.64	7.5	1.5	$\frac{0.4}{0.51}$		0.179	15 450
	27	Ноемберян 2-й, в 2,5 км от райцентра	17.2	9.5	0.7	$\frac{0.94}{1.4}$		0.276	23 800
	29	Ист. Личкадзор	0.86	10	1.06	$\frac{1.4}{2.3}$		0.024	1810
Тавуш-Хидзорутская группа	30	Ист. Чатахи	25.9	13	1.22	$\frac{0.89}{1.27}$		0.559	48 200
	31	Ист. Мавуш	21.6	14	0.84	$\frac{0.27}{0.4}$		0.258	25 300
	32	Ист. Хушджагац	8.64	10	—	$\frac{0.16}{2.4}$		0.012	1025
	33	Ист. Храмидзор	12.9	18.5	—	$\frac{0.4}{0.6}$		0.432	37 300
	34	Ист. Мосесгех	25.9	17	0.4	$\frac{0.5}{1.1}$		2.28	197 000

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 16)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{M, \text{ г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
Верхне-Ахурянское (Ширакское плато)	37а	Скв. Лалигюх	43.2	14	1.5	$\frac{2.0}{3.8}$	Интенсивный выход CO <sub>2</sub> в реке	1,470	127 000
	37б	То же	129	14	1.6	$\frac{1.3}{2.4}$		3,81	329 000
	39	Ист. Гукасян 1-й	129	20	н. д.	$\frac{1.21}{1.73}$		1,32	116 000
	40	Ист. Гукасян 2-й	н. д.	12.5	—	$\frac{1.29}{1.87}$			
	41	Ист. Зуйгахпюр	86.4	8	—	$\frac{0.38}{0.53}$		0,274	23 700
	43	Ист. Амасия 1-й	2,58	11.5	—	$\frac{1.13}{1.59}$		2,10	181 500
	44	Ист. Амасия 2-й	5,17	12	—	$\frac{1.49}{2.2}$		0,641	55 400
Лорийское плато	45	Ист. Чайбасар	43.2	16.5	—	$\frac{1.95}{2.51}$	0,702	60 500	
	46	Ист. Катнахпюр	95.0	12	—	$\frac{2.8}{3.99}$	2,22	191 500	
	47	То же		9.5	—	$\frac{0.39}{0.54}$			
	48	Ист. Степанаван	17.2	10.1	—	$\frac{0.3}{0.59}$	0,056	4840	

Памбак-Базумская горно-складчатая система а) Памбакская группа минеральных вод	50	Ист. на Желтой речке	43.2	9.5	—	$\frac{1.7}{5.22}$	Ист. пульсирующий  Вода откладывает травертины	0,612	52 900
	51	Ист. на Черной речке 1-й		12.5	—	$\frac{0.46}{0.82}$			
	52	Ист. на Черной речке 2-й	0,1—8,64	8.6	—	$\frac{1.44}{2.4}$		0,104	8970
	53	Ист. Цахкашен		9.8	2,99	$\frac{2.55}{3.5}$			
	54	Ист. Джерашен	51,8	16	1,94	$\frac{1.03}{1.5}$		1,61	138 000
	55	Ист. Макарашен	43,2	14	—	$\frac{1.51}{2.2}$		0,982	84 700
	56	Ист. Байдан	Незначительный	11	—	$\frac{1.9}{3.7}$			
	58	Ист. Дарнас 1-й	138	11	—	$\frac{0.51}{0.8}$		0,589	50 700
	59	Ист. Дарнас 2-й	60,3	11.8	—	$\frac{0.56}{0.9}$		0,283	24 400
	60	Ист. Бзовдал 1-й	Незначительный	9—12	—	$\frac{3.3}{5.6}$			
	61	Ист. Бзовдал 2-й	То же	12	—	$\frac{0.52}{0.5}$			
	62	Ист. Жданов	86	14	—	$\frac{1.5}{2.0}$		1,083	94 600
	65	Буровая скв. Кирован I	172	17	0,704	$\frac{1.77}{5.5}$		3,99	344 000
	66	Скв. в с. Жданов	н. д.	13,4	—	$\frac{4.4}{8.9}$			

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 16)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{\text{М, г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
б) Агстевская группа	67	Ист. Макарашен 2-й	17,2	7	0,29	$\frac{0,225}{0,4}$		0,0906	7840
	68	Ист. Арчут	37,4	9	—	$\frac{1,3}{1,9}$		0,376	32 400
	70	Ист. Фиолетово 2-й	8,6	11	—	$\frac{2,6}{5,2}$		0,185	15 980
	71	Скв. 1 (Фиолетово)	242	12	2,018	$\frac{3,2}{4,4}$		12,15	1 050 000
	72	Скв. 5, в 5 км от с. Фиолетово	25,8	11,6	1,44	$\frac{2,7}{3,8}$		1,02	87 900
	73	Скв. 6	8,6	9,9	—	$\frac{3,54}{5,14}$		0,255	22 000
	74	Ист. Гамзачиман	Высокий	11	—	$\frac{0,231}{0,43}$			

## Фроловские источники

75	Ист. 1	4,3	—	—	0,9	Травертиновые отложения	0,0326	2810
76	Ист. 2	34,5	15,5	—	1,1	Приурочен к карстообразной воронке в травертине	0,238	20 600
77	Ист. 3	25,8						
78	Ист. 4	146,5	16	—	2,1	Мощные отложения травертина	2,60	224 000

## Минеральные воды Дилижан (Блдан)

79	Ист. 5	60,4	15	—	0,9	Мощные грифоны с обилием CO <sub>2</sub>	0,455	39 200
80	Скв. 3 Фролово	864	16	1,06	—		19,7	1 700 000
81	Ист. Блдан 1-й	3,45	11,5	—	—	Небольшой грифон с обильным выделением CO <sub>2</sub>	—	—
82	Ист. Блдан 2-й		13,5	—	—		—	—
83	Буровая скв. 2 (1932 г.)	120	11,5	2,1	$\frac{2,41}{3,9}$		5,38	464 000
84	Скв. 2 (1955 г.)	224	12	2,200	$\frac{2,39}{3,9}$		10,21	884 000
85	Ист. Шаганиджур	6,9	12	0,203	$\frac{0,28}{1,1}$		0,0324	2790
86	Ист. Шемахян	0,9	11,3	0,72	$\frac{2,05}{2,9}$		0,022	1870
88	Ист. Пучурдили	21,6	12	—	$\frac{0,89}{1,2}$		0,161	13 850
89	Ист. Агарцин	1030	10	—	$\frac{0,414}{0,61}$	Травертиновый щит	3,58	309 000
90	Ист. Туджур 1-й	69	10	—	$\frac{1,43}{3,5}$		0,824	71 000
91	Ист. Туджур 2-й	8,6	10	—	$\frac{1,58}{2,23}$		0,114	9850
92	Ист. Арегуни	—	—	—	$\frac{1,4}{3,2}$	Травертиновый купол	—	—
97	Ист. Турш булаг	17,2	10	—	—		—	—
100	Ист. Зод	86,4	10,5	—	$\frac{1,58}{2,2}$		1,114	98 500

## Севанская горно-складчатая система

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 16)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{\text{M, г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
Ширакская (Ленинканская) котловина	101	Скв. 791, Ахурикс.	0,14	—	—	$\frac{1,1}{2,0}$		0,111	9570
	103	Скв. 59 »	34,4	—	0,079	$\frac{1,002}{1,4}$		0,321	27 700
	104	Скв. 318 »	344	—	—	$\frac{1,13}{1,56}$		3,26	281 500
	105	Скв. 319 »	172	—	—	$\frac{1,15}{1,6}$		1,66	143 400
	107	Скв. 770 »	25,8	—	0,548	$\frac{2,71}{3,7}$		0,75	64 600
	108	Скв. 769 »	25,8	—	0,04	$\frac{3,6}{4,7}$		0,79	68 400
	111	Скв. 281, с. Еразговорс	430,2	—	—	$\frac{1,71}{2,42}$		6,15	530 000
	112	Скв. 100 »	28,6	—	0,184	$\frac{1,4}{1,9}$		0,392	33 800
	113	Скв. 278 »	430,2	—	—	$\frac{1,57}{2,26}$		5,65	487 000
	114	Скв. 276 »	603	—	—	$\frac{1,73}{3,3}$		8,75	755 000
	115	Скв. 315 »	172	—	—	$\frac{2,24}{3,06}$		3,24	280 000

Арзаканский массив а) Анкаван-Зарская группа	116	Скв. 99, с. Балиджур	86	—	0,17	$\frac{0,88}{1,2}$		0,805	68 500
	118	Скв. 177, с. Гусангюх	172	16	0,002	$\frac{1,93}{2,7}$		2,79	241 000
	119	Скв. 145, с. Норабер	603	14	0,002	$\frac{2,29}{3,17}$		11,57	1 005 000
	120	Скв. 155 »	1290	14,3	0,002	$\frac{3,16}{5,98}$		34,2	2 950 000
	122	Скв. 179, с. Ширакаван	172	14,2	0,002	$\frac{1,88}{3,9}$		2,72	235 000
	123	Скв. 283, с. Исаакян	172	12	—	$\frac{0,84}{1,58}$		1,21	104 500
	125	Скв. 314 »	517	12	—	$\frac{1,28}{2,5}$		5,55	479 000
	129	Ист. 19, с. Дамир-Магара	5,17	14,8	—	$\frac{0,39}{0,9}$		0,017	14 600
	130	Ист. 13, с. Анкаван	8,6	11	—	—	Обильное выделение CO <sub>2</sub>	—	—
	131	Ист. 3 »	51,7	23,3	—	—		—	—
	135	Скв. 7 »	430,2	22	—	$\frac{3,5}{6,1}$		12,66	108 300
	140a	Скв. 1,63 »	864	28	—	$\frac{2,95}{7,4}$		21,3	184 000
	141	Скв. 3/63 »	2160	42	—	$\frac{2,8}{7,5}$		50,5	4 360 000
	142	Ист. 14 Анкаван	17,2	20,9	—	—	Выделяется CO <sub>2</sub> Конгломератовый щит	—	—
	143	Ист. 15 »	17,2	16,5	—	—		—	—
	144	Ист. 16 »	17,2	22,7	—	—	В воде бурное выделение CO <sub>2</sub>	—	—
145	Ист. 17 »	—	—	—	—	—		—	
146	Ист. 18 »	—	17,8	—	$\frac{3,6}{6,6}$	То же	—	—	

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 1.6)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{M, \text{ г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
Кармир-Овитская подгруппа Улашкская подгруппа	147	Ист. 9 »	198	24,6	—	$\frac{4,3}{8,3}$	Бурные выбросы CO <sub>2</sub>	7,15	616 000
	148	Ист. 5 »	17,2	21	—	—		0,129	11 180
	149	Ист. 20 »	5,17	19,4	—	$\frac{3}{4,5}$			
	152	Скв. 4 »	820	27	—	$\frac{3,5}{8,2}$		24,0	2 075 000
	153	Скв. 17 »	864	31,8	—	$\frac{3,5}{8,3}$		25,3	2 180 000
	154	Скв. 21/64 »	Высокий	42	—	$\frac{2,8}{6,7}$		—	9 242 180
	158	Скв. 1 Кармир-Овит	29,4	9,5	—	$\frac{1,04}{1,8}$		0,255	22 000
	165	Ист. Улашик 10	2,58	10,6	—	—		—	—
	166	Скв. 11 Улашик	864	9,5	—	$\frac{2,87}{5,3}$		20,7	1 790 000
	Зарская (Кабахлинская) подгруппа	170	Скв. 1 Зар	43,2	15	—		$\frac{1,4}{2,6}$	0,505
171		Скв. 2 Зар	302	19	—	$\frac{2,2}{4,6}$	5,56	480 000	
172		Скв. 3 Зар	43,2	9	1,36	2,08	1,43	123 500	
173		Скв. 5 Зар	129	12	—	$\frac{1,24}{3,07}$	1,32	114 000	

б) Бжни-Арзаканская группа	176	Ист. Арзакан	173	—	0,149	$\frac{0,61}{1,09}$	Ист. пересох То же	1,18	102 000
	177	Ист. Бжни 1-й	77,5	15	0,853	$\frac{1,075}{2,46}$			
	178	Ист. Бжни 2-й	22,4	14,2	1,012	$\frac{0,62}{1,06}$			
	179	Ист. Бжни 3-й	22,4	14,2	—	—			
		Скв. в с. Бжни	н. д.	н. д.	0,88	$\frac{3,42}{5,95}$			
в) Апаранская группа		Скв. в с. Арзакан	»	»	0,66	$\frac{2,93}{5,3}$			
	180	Ист. Дзагидзор	Незначительный	15	1,54	$\frac{0,268}{0,38}$			
	181	Ист. Касах	8,6	10,1	0,84	$\frac{0,23}{0,34}$	0,25	21 600	
	182	Ист. Туджур	64,6	8,6	1,36	$\frac{0,04}{0,08}$	1,04	89 900	

## Центральная часть Армянского вулканического нагорья и район южных хребтов Армянской ССР

Минеральные воды горы Арагац	183	Ист. Манташидзор	25	10	1,93	$\frac{0,524}{0,77}$	Общий дебит 75 л/с	57,7	4 980 000
	184	Ист. »	25	10	1,76	$\frac{0,512}{0,77}$		53,2	4 590 000
	185	Ист. »	25	10	1,76	$\frac{0,415}{0,54}$		46,0	3 960 000
	188	Ист. 1 Амберд	25	6	—	$\frac{0,097}{0,89}$		1,8	151 000
	189	Ист. 2 »	25	6	—	$\frac{1,28}{2,29}$		23,1	1 995 000

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 1б)	Местоположение ист., скв.	$Q, \frac{м^3}{сут}$ $S, м$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{HCO_3, г/л}{M, г/л}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>			
								г/с	г/сут		
Юго-западная часть бассейна оз. Севан а) Минеральные воды Камо	193	Скв. 1	23.3	15	—	$\frac{1.54}{3.4}$	Сильно насыщенные CO <sub>2</sub>	0.3	25 900		
	194	Скв. 2	5.38	—	2.06	$\frac{1.61}{3.5}$		17.3	1 490 000		
	194а	Скв. 3	864	18	—	$\frac{1.4}{3.53}$		10.1	871 000		
	195	Ист. Гридзор 1-й	86.4	14	4.244	$\frac{1.8}{5.1}$		5.54	477 000		
	196	» » 2-й	60.5	14	—	$\frac{3.5}{5.1}$		1.76	152 000		
	197	» » 3-й	8.6	4	2—4	$\frac{0.311}{1.1}$		0.42	36 600		
	199	Ист. Варденик	129	6	1.58	$\frac{0.05}{0.13}$		2.43	210 000		
	б) Аргичинская группа	200	Ист. Атташ 1-й	—	12	—		$\frac{0.32}{0.47}$	Травертиновые сопки	1.49	129 000
		201	» » 2-й	562	—	—		$\frac{0.02}{0.79}$		—	—
	в) Личк-Мартунинская группа	206	Скв. 47с	—	—	0.176		$\frac{0.122}{0.255}$	—	—	

Ущелье р. Раздан и Приереванский р-н а) Разданская группа	207	» 146с	216	14	0.202	$\frac{0.43}{0.63}$	Обильное выделение CO <sub>2</sub>	1.28	110 000
	208	» 45с	948	—	—	$\frac{0.244}{0.397}$		1.95	168 000
	209	» 46с	2160	—	1.003	$\frac{0.57}{0.88}$		35.2	3 040 000
	210	» 11с	1720	—	н. д.	$\frac{1.17}{2.31}$		17.0	1 470 000
	211	» 12с	1640	—	»	$\frac{2.02}{3.41}$		27.8	2 400 000
	212	» 38с	2160	—	0.018	$\frac{2.4}{4.59}$		44.0	3 800 000
	213	» 152с	864	19.5	0.99	$\frac{2.06}{3.71}$		24.8	2 140 000
	214	» 148с	1070	17	0.035	$\frac{1.34}{1.9}$		12.6	1 090 000
	216	» 64с	—	—	0.02	$\frac{0.085}{1.76}$		—	—
	217	» 65с	—	—	0.08	$\frac{0.09}{0.87}$		—	—
	222	Ист. Аргел 7 (Котур)	51.7	19.6	—	$\frac{3.5}{6.0}$		1.52	131 000
	226	Скв. Аргел 400	43.2	20	0.796	$\frac{0.878}{4.8}$		0.715	61 700
	227	» » 401	43.2	20	0.796	$\frac{1.325}{7.5}$		0.88	76 100
	264	Скв. Арзни 15	1390	—	1.8	$\frac{2.32}{9.5}$		55.4	4 870 000
	268	» » 23	39.6	18.5	1.56	$\frac{1.03}{4.0}$		1.06	91 600

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 16)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{M, \text{ г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
	270	Скв. 25 Арзни	н. д.	13,8— 17,5	1,6	$\frac{1,0}{3,8}$		н. д.	н. д.
	275	» 35 »	24,1	18,9	1,645	$\frac{2,37}{11,7}$		10,1	371 000
	279	» 42 »		15— 22,5	0,85	$\frac{0,64}{2,2}$		—	—
	284	» 54 »		—	1,32	$\frac{1,19}{4,53}$		—	—
	285	» 16/2		—	1,94	$\frac{2,73}{11,25}$		—	—
	286	» 3/62 Арзни	517	16,8	1,93	$\frac{1,8}{7,07}$		19,4	1 675 000
	287	» 64 »	560	18,2	3,003	$\frac{4,3}{23,4}$		39,8	3 430 000
	296	Ист. 2 Кетран	4,3	15	1,89	$\frac{2,58}{11,13}$		0,188	16 200
	297	» 3 »	Незначительный	15,3	—	$\frac{2,07}{5,5}$		—	—
	298	Скв. Раздан 4-р	н. д.	н. д.	0,218	$\frac{1,4}{47}$	—	—	—
	283	» Арзни, Новая	1430	—	2,32	$\frac{1,56}{6,5}$	—	—	4 933 500

Юго-западные предгорья Гегамского хребта

	299	» 5 Новая	н. д.	—	—	$\frac{8,29}{48}$	—	—	—
	307	Ист. Абовян (Агбаш)	Незначительный	15	0,22	$\frac{0,84}{1,5}$	—	—	—
	309	» Зовашен 2	43	18	—	$\frac{2,07}{3,06}$	Травертиновый цит	0,75	65 000
	313	Ист. Шугат	—	—	—	$\frac{1,65}{2,3}$	—	3,68	317 000
	314	» Верх. Кетанлу	147	16,5	1,14	$\frac{1,41}{1,98}$	—	—	—
	315	» Агдамляр 1-й	17,3	16	—	$\frac{1,83}{2,7}$	—	0,26	22 800
	316	» » 2-й	43,2	17	—	$\frac{2,05}{2,77}$	—	0,74	63 800
	317	» Анастасаван	17,3	18	—	$\frac{0,988}{1,56}$	—	0,14	12 300
	318	» Ерах 1-й	Высокий	15—16	—	$\frac{1,32}{2,05}$	—	—	—
	319	» » 2-й	—	—	—	$\frac{1,59}{2,4}$	Травертиновый цит	0,13	11 200
	321	» Соцгюх 1-й	6,9	14	—	$\frac{2,2}{3,3}$	—	—	—
	322	» » 2-й	1,72	18	—	$\frac{0,66}{2,0}$	—	0,09	7760
	323	» Гохт 1-й	302	13	—	$\frac{0,61}{1,8}$	—	1,98	171 000
	324	» » 2-й	17,2	12	0,35	$\frac{1,02}{1,55}$	—	0,22	19 000
	325	» » 3-й	8,6	12	1,33	$\frac{0,75}{1,34}$	—	0,19	16 400

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 16)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{\text{M, г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
Юго-западные предгорья Гегамского хребта	326	Ист. Мецгиланкар	25.8	13	0.12	$\frac{0.55}{0.86}$		0.156	13 500
	328	» Двин	34.4	18	0.035	$\frac{9.76}{36.9}$		2.84	245 000
	330	Скв. 2 Двин	—	—	0.18	$\frac{1.09}{36.0}$		—	—
	331	» 3 »	—	—	0.35	$\frac{0.488}{34.8}$		—	—
Айоцзор (бассейн р. Арпы)	339	Ист. Салли 1-й	н. д.	н. д.	—	$\frac{1.597}{2.6}$	Травертины	—	—
	340	» » 2-й	»	»	—	$\frac{1.611}{2.7}$	»	—	—
	341	» Кимлаг	»	»	—	$\frac{1.07}{1.8}$		—	—
	344	» Артабун 2-й	2.58	—	н. д.	$\frac{2.5}{7.5}$	У выхода невысокий травертиновый купол	—	—
	346	Схв. 4 Ехегис	302	15	—	$\frac{2.93}{9.2}$	Выделение CO <sub>2</sub>		
	347	» 5 Горбатех	68.2	14	—	$\frac{1.34}{4.5}$	—	0.78	67 400
	349	» 58 »	214	—	—	$\frac{0.451}{9.8}$	—	0.82	70 900

350	» 59 »	1120	18	—	$\frac{3.54}{12.1}$		33.3	2 880 000
355	» 72 »				$\frac{3.9}{11.8}$		—	—
354	» 67 »	1210	17	—	$\frac{4.64}{15.2}$		46.7	4 040 000
357	Скв. 89 Горбатех	51.8	16	—	$\frac{3.36}{9.4}$		1.46	125 900
359	Ист. Элегис 1-й	6.02	н. д.	—	$\frac{0.22}{0.5}$		0.111	9560
360	» » 2-й	4.3	—	—	$\frac{1.44}{3.0}$		0.0415	1220
361	» Шатин	86.4	14.5	—	$\frac{1.54}{3.23}$	На склоне остатков травертиново-го покрова	1.11	95 600

## Минеральные воды Джермук

373	Ист. Джермук 4	4.3	16	—	$\frac{2.0}{3.4}$		0.072	6210
374	» » 5	86.4	13	—	$\frac{0.4}{0.7}$		0.29	25 000
376	» » 7	Незначительный	11.1	—	$\frac{2.0}{3.9}$		—	—
388	Ист. 19	То же	30.6	—	$\frac{2.6}{4.9}$		—	—
392	» 23	»	16.8	—	$\frac{2}{3.6}$		—	—
393	» 24	51.7	—	—	—		—	—
394	» 25	7.85	—	—	—		—	—
395	» 26	0.9	38	—	—		—	—
396	» 27	8.6	31.6	—	—		—	—
397	» 28	8.6	23	—	—		—	—

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 16)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	Т, °С	СО <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{НСО}_3, \text{ г/л}}{\text{М, г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос СО <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
	398	Ист. 29		20,5—30	—	—		—	—
	405	» 36	25,9	31,5	—	$\frac{3}{4,7}$		0,65	56 000
	406	» 37	Незначительный	23	—	$\frac{3}{4,5}$		—	—
	409	» 40	То же	19	—	$\frac{3}{4,8}$	Травертиновый двойной купол	—	—
	410	» 41	—	24	—	$\frac{3}{4,8}$		—	—
	414	Скв. 1 (старая)	525	42	0,36	$\frac{2,06}{4,5}$		9,1	785 000
	415	» 4 »	275	54	0,344	$\frac{2,15}{4,8}$		4,95	428 000
	416	» 7		61	0,91	$\frac{0,74}{1,69}$		—	—
	419	» 9	552	64	0,2	$\frac{2,24}{5,3}$		10,4	898 000
	430	» 18/62	690	52	—	$\frac{1,67}{3,24}$		9,7	837 000
	431	» 20/62	517	58	—	$\frac{2,21}{4,59}$		9,6	830 000

	432	» 21/62	942	56	—	$\frac{2,09}{4,36}$		16,5	1 420 000
	433	» 22/62	344	—	—	$\frac{2,27}{3,79}$		6,55	565 000
	434	» 24/62	216	54	—	$\frac{2,35}{4,89}$		4,25	368 000
	420	» 7/58	104	52	5,0	$\frac{2,2}{4,25}$		1,91	165 000
	422	» 2/61	480	54,2	11—22	$\frac{2,07}{4,45}$		8,35	721 000
	441	Ист. Дали	5,16	15	—	—		—	—
	444	Скв. 7	1030	11	1,108	$\frac{1,805}{3,11}$		0,078	6740
	445	» 12	1030	13	—	$\frac{0,671}{1,26}$		5,8	500 000
	446	» 13	1120	13	—	$\frac{1,72}{3,29}$		16,1	1 390 000
	449	» 17	34,5	16,5	—	—		—	—
	451	» 19	216	13,5	1,94	$\frac{1,065}{1,76}$		1,96	692 000
	452	» 20	—	—	1,58	$\frac{1,83}{2,98}$		3,3	285 000
	453	» 855	51,6	15,5	—	$\frac{2,11}{4,94}$		1,27	109 600
	454	» 856	43,2	—	—	$\frac{1,34}{2,23}$		0,485	41 900
	455	» 857	345	12,5	—	$\frac{1,76}{2,96}$		5,1	440 000
Саят-Нова	471	Ист. 1-й	—	23	1,2	$\frac{2,93}{9,6}$	Травертиновые отложения	—	—

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 16)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	Т, °С	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{\text{M, г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
	472	Ист. 2-й	Невысокий	23	—	—		—	—
	473	» 3-й	То же	17	—	—		—	—
	458	Скв. 10	86.4	18.5	1.36	$\frac{3.17}{5.54}$		2.29	197 800
	459	Ист. Азатек 1	1.73	17	—	$\frac{3.2}{5.6}$		0.046	3980
	461	Скв. 8	—	17	0.95	$\frac{3.3}{4.9}$	Травертиновый купол	—	—
	462	Скв. 9	302	17.5	0.87	$\frac{2.15}{3.7}$		5.45	470 000
	463	Ист. Дайлахлу	1.73	12	—	$\frac{1.45}{2.62}$		0.021	1815
	464	» Малишка 1-й	5.16	17.2	—	$\frac{2.8}{4.2}$		0.121	10 400
	465	» » 2-й	8.64	—	—	$\frac{3.0}{5.2}$		0.22	19 000
	466	Буровая скв. Малишка	н. д.	н. д.	1.63	$\frac{4.03}{6.8}$		—	—
	467	Ист. Агаракадзор (Аир)	155	15	1.79	$\frac{1.72}{2.36}$		—	—
Воротанские впадины (бассейн верх-	477	» Базарчай 1-й	173	16.5	—	—		—	—
	478	» » 2-й	25.9	17.1	—	—		—	—

него и среднего течения р. Воротан)

479	Скв. 4 Базарчай	129	16	2.28	$\frac{1.66}{2.7}$	1.8	155 500
480	» 8 »	302	16	0.64	$\frac{1.13}{2.0}$	2.85	246 000
481	Ист. Балак (верхний)	17.3	10	—	$\frac{0.54}{0.69}$	0.78	57 400
482	» » (нижний)	4.32	13	1.41	$\frac{0.56}{0.79}$	0.02	1725
483	Ист. Бичанаг 1-й	8.6	13	1.67	$\frac{0.66}{0.92}$	0.048	4150
484	» » 2-й	17.6	10	1.67	$\frac{0.78}{1.089}$	0.11	95 000
486	Скв. 9 Ангехакай	260	24	0.353	$\frac{0.915}{1.4}$	1.98	171 000
487	Скв. без номера, Сисиан	43.2	18	0.484	$\frac{1.19}{1.85}$	0.43	37 200
488	Скв. 12 Сисиан	130	22	—	$\frac{1.09}{1.78}$	1.19	102 500
489	» 838 »	34.5	14	—	$\frac{0.49}{1.205}$	0.146	12 600
489a	» 188 »	86.4	—	1.0	$\frac{2.88}{5.46}$	20.8	1 795 000
490	Ист. Бриакот	н. д.	н. д.	—	$\frac{0.396}{0.905}$	—	—
491	» Уз 1-й	17.3	16	0.69	$\frac{1.59}{3.14}$	0.23	19 850
492	» » 2-й	51.7	16	1.513	$\frac{1.89}{3.07}$	0.82	70 800
493	» Толорс 1-й	34.5	16	—	$\frac{1.5}{2.5}$	0.43	37 100

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 16)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{M, \text{ г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
	494	Ист. Толорс 2-й	34,5	14,2	—	$\frac{1,5}{2,5}$		0,43	37 100
	495	» » 3-й	17,3	16	—	$\frac{0,8}{1,1}$		0,116	10 000
	496	» » 4-й	н. д.	н. д.	—	$\frac{0,9}{1,6}$		—	—
	497	Скважина	129	14	1,8	$\frac{0,98}{1,46}$		1,7	147 000
	500	Ист. Ахлатян 2-й	17,3	12	1,23	$\frac{1,61}{2,7}$		0,23	19 850
	501	» » 3-й	25,9	12	1,23	$\frac{1,59}{2,7}$		0,34	29 300
	502	» » 4-й	17,3	13	1,06	$\frac{0,32}{0,601}$		0,046	3970
	503	» Урут 1-й	6,92	23,1	—	$\frac{1,7}{3,4}$		0,099	8550
	504	» Урут 2-й	51,7	16,1	—	$\frac{2,1}{4,2}$		0,9	77 600
	505	Скв. Урут 15-й	725	21	1,34	$\frac{2,32}{4,61}$		14,1	1 218 000
	506	» 834 Урут	1295	27	—	$\frac{2,34}{4,03}$	Из скв. выделяется CO <sub>2</sub>	25,4	2 190 000

	508	» 16 Шамб	259	26	1,06	$\frac{2,29}{4,5}$		4,95	427 000
	509	Ист. Бугур 1-й	173	29	1,49	$\frac{1,47}{2,35}$		2,12	191 500
	510	» » 2-й	34,6	22	1,012	$\frac{1,39}{2,11}$		0,4	34 500
		Скв. 119 Сисиан, правый берег р. Воротан. Абс. отм. 1578 м	25,9	20	—	$\frac{1,9}{2,9}$		0,41	35 400
		Скв. 129 Сисиан, в 1,8 км к ЮВ от Сисиан. Абс. отм. 1582 м	1295	27	—	$\frac{1,9}{3,5}$		20,6	1 776 000
		Скв. 132 Сисиан, юго-вост. окраина Сисиан. Абс. отм. 1571 м	34,6	19	—	$\frac{0,9}{1,6}$		0,66	57 000
		Скв. 167 Сисиан, в 1,7 км к ЮВ от Сисиан. Абс. отм. 1595 м	—	14	—	$\frac{0,9}{1,6}$		—	—
		Скв. 185 Сисиан, в 2 км юго-вост. от Сисиан. Абс. отм. 1572 м	2590	14	—	$\frac{1,4}{2,6}$		30	2 590 000
		Скв. 192 Сисиан. Сев. окраина Сисиан. Абс. отм. 1620 м	17,3	27	—	$\frac{1,5}{3,0}$		0,22	19 000
		Скв. 203 Сисиан, в 1,8 км к СВ от Сисиан. Абс. отм. 1640 м	н. д.	н. д.	—	$\frac{1,5}{3,0}$		—	—
		Скв. 104 Брнакот, юго-зап. окраина Брнакот. Абс. отм. 1719 м	129,5	16	—	$\frac{0,5}{0,9}$		0,54	46 500
		Скв. 114 с. Уз. Абс. отм. 1570 м	34,6	20	—	$\frac{2}{2,8}$		0,58	50 000

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 16)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{M, \text{ г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
Горисское плато	511	Скв. 125 с. Уз. Абс. отм. 1580 м	17.3	19	—	$\frac{0,7}{1,1}$		0,102	88 100
		Скв. 155 Урут. Абс. отм. 1430 м	н. д.	н. д.	—	$\frac{1,3}{2,6}$		—	—
		Скв. 171 Ахлатян, в 1 км к северу от с. Ахлатян. Абс. отм. 1757 м	Слабый приток	12	—	$\frac{0,5}{0,9}$		—	—
		Скв. 165 (Ашотавац). Абс. отм. 1668 м	н. д.	н. д.	—	$\frac{0,9}{1,5}$		—	—
	512	Ист. Горис 1-й	86.4	17	1,69	$\frac{0,658}{0,92}$		0,475	41 000
	514	» » 2-й	17.3	12	0,44	$\frac{0,585}{0,93}$		0,084	7250
	515	» Караундж 2-й	8.6	18	0,897	$\frac{0,073}{0,8}$		0,005	432
	516	» Хознавар	173	15	0,53	$\frac{0,66}{1,13}$		0,96	82 800
	517	» Балидур	216	13	1,53	$\frac{0,53}{0,72}$		0,95	82 000
	518	» Хнацах 1-й	17.3	17	1,408	$\frac{1,145}{1,84}$		0,164	14 150
		» Хнацах 2-й	17.3	16	1,144	$\frac{1,27}{2,0}$		0,184	15 900

Зангезурский массив а) Айригет-Лер-нашенская группа	519	» Карашен 1-й	77.8	20	2.2	$\frac{2,02}{4,75}$		1,32	114 000
	520	» » 2-й	7.79	21	0.93	$\frac{1,39}{2,4}$		0,09	7760
	521	» » 3-й	2.59	17	1.41	$\frac{1,32}{2,5}$		0,285	24 600
	522	» » 4-й	3.46	15	1.76	$\frac{1,83}{3,73}$		0,535	46 100
	523	» » 5-й	8.6	16	1.67	$\frac{1,81}{3,6}$		0,131	11 300
	524	» » 6-й	17.3	15	0.77	$\frac{1,71}{5,59}$		0,248	21 400
	525	» » 7-й	25.9	18.5	1.14	$\frac{1,71}{3,42}$		0,372	32 100
	526	» » 8-й	0.9	17	1.32	$\frac{1,51}{4,07}$		0,011	9500
	527	» » 9-й	173	20	—	$\frac{1,78}{3,64}$		2,56	221 000
	529	Ист. Джамрдлу	8.6	11	1.144	$\frac{0,55}{1,31}$		0,04	3560
	530	» Аравус 1-й и 2-й	8.6	12	—	$\frac{1,311}{2,19}$		0,095	8200
	532	» Сальварти	86.4	12	1,67	$\frac{1,156}{2,72}$		0,84	72 500
	534	» Кизилшафак 1-й	8.6	12.2	1,49	$\frac{1,049}{1,802}$		0,076	6560
	536	» » 3-й	8.6	12	1,41	$\frac{1,476}{2,26}$		0,107	9250
	537	» Кюврах 1-й	34.6	15	1,32	$\frac{1,55}{3,21}$		0,45	38 800

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 16)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{M, \text{ г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
	538	Ист. Кюврах 2-й	69,2	13,5	1,408	$\frac{1,8}{3,1}$		0,1	8640
	540	Ист. Дастакерт 1-й	Невысокий	10	—	$\frac{0,96}{1,85}$		—	—
	541	» » 2-й		77,6	11,5	1,64	$\frac{0,67}{1,68}$	0,436	37 600
	542	» » 3-й	8,64	11,5	—	$\frac{2,44}{3,81}$	0,176	15 210	
	543	» » 4-й	25,9	—	—	$\frac{1,58}{3,24}$	0,34	29 400	
	549	Ист. Софулу 1-й	43,2	12	—	$\frac{0,15}{0,3}$	0,055	4750	
	550	» » 2-й	86,4	12,3	—	$\frac{0,35}{0,7}$	0,25	21 600	
	551	Скв. Софулу 1	129	14	2,38	$\frac{3,09}{4,8}$	3,34	288 000	
	552	Ист. Софулу 3-й	7,76	14	—	$\frac{0,6}{1,2}$	0,039	3370	
	553	Скв. Софулу 2	121	14	2,37	$\frac{3,5}{5,87}$	3,54	306 000	
	554	Ист. Лор 1-й	н. д.	11	0,79	$\frac{0,39}{0,76}$	—	—	

## б) Гехи-Вохчинская группа

	555	» » 2-й	216	14	0,97	$\frac{1,76}{3,21}$		3,18	275 000
	556	» Кяпрусар	173	13	—	—		—	—
	557	» Лернашен 1-й	389	10,5	—	$\frac{0,3}{0,6}$	0,99	85 400	
	558	» » 2-й	8,6	15	—	$\frac{1,4}{2,8}$	0,1	8640	
	559	» » 3-й	17,3	14	—	$\frac{2,0}{4,0}$	0,29	25 000	
	560	» » 4-й	43,2	14	—	$\frac{0,3}{0,5}$	0,11	9500	
	561	Скв. 839	86,4	12	—	$\frac{1,89}{3,74}$	1,37	11 820	
	564	Ист. Кире	6,5	12	—	$\frac{1,53}{2,9}$	0,08	6920	
	565	» Гярд верхний	3,46	9	—	$\frac{0,817}{1,4}$	0,024	2070	
	568	» Аджебадж южный	34,6	12	0,79	$\frac{0,817}{1,23}$	0,24	20 700	
	569	» » восточный	34,6	16	0,88	$\frac{0,902}{1,3}$	0,26	22 400	
	570	Ист. Капуджих верхний	Высокий	7	—	$\frac{0,134}{0,212}$	—	—	
	571	» » главный	25,9	7	1,584	$\frac{2,95}{4,75}$	0,64	55 200	
	572	» » средний	864	10	—	$\frac{0,061}{0,13}$	4,4	380 000	
	573	» » нижний	346	11	1,67	$\frac{0,15}{0,26}$	0,43	371 000	
	574	Ист. Егасар 1-й	Незначительный	11	0,704	$\frac{0,146}{0,242}$	—	—	

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 1б)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{M, \text{ г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
	575	Ист. Егасар 2-й	5,18	11	2,31	$\frac{3,66}{5,84}$		0,16	13 800
	576	» » 3-й	6,92	н. д.	—	$\frac{0,61}{0,94}$		0,035	3020
	577	» Вохчи (Шабадни)	4,32	9	1,41	$\frac{0,14}{0,19}$		0,005	432
	581	» Сагкар 2-й	43,2	—	—	$\frac{2,2}{4,5}$		0,79	68 200
	581a	Скважина	173	15	—	$\frac{3,05}{7,95}$		4,4	380 000
	582	Ист. Личксар	8,6	13	—	$\frac{2,87}{5,18}$		0,21	18 110
	583	» Таштун 1-й	8,6	8	—	$\frac{1,46}{4,12}$		0,11	9500
	584	» » 2-й	17,2	12	—	$\frac{1,42}{2,93}$	В нескольких местах бурное выделение CO <sub>2</sub>	0,206	17 800
	585	» Личк 1-й	8,6	14	—	$\frac{0,915}{1,53}$		0,06	5180
	586	» » 2-й	17,2	8	—	$\frac{2,76}{6,24}$		0,39	33 700
	587	» » 3-й	8,6	17	1,34	$\frac{1,71}{3,93}$		0,124	10 700

	588	» » 4-й	0,9	12	1,58	$\frac{1,59}{3,74}$	Фонтанирует с пульсацией	0,012	1035
	589	Скв. Личк	н. д.	11	—	$\frac{2,32}{4,61}$		—	—
	590	Ист. Мегригет 1-й	17,2	18	1,32	$\frac{0,55}{0,95}$		0,08	6900
	591	» » 2-й	17,2	11	1,67	$\frac{2,23}{5,58}$		0,322	27 800
в) Мегри-Агаракская группа	602	» Шванидзор	Незначительный	14	1,67	$\frac{3,21}{6,09}$	—	—	
г) восточная часть Зангезура (Кафанская группа)	603	» Татев 1	415	24	1,724	$\frac{1,47}{2,2}$	5,1	440 000	
	604	» » 2	354	23,5	—	$\frac{1,56}{2,4}$	4,65	402 000	
	605	» » 3	121	21	—	—	—	—	
	606	» » 4	95	21	1,4	$\frac{1,4}{2,1}$	1,11	95 700	
	608	» Шахвердлер	129	22,5	0,81	$\frac{0,81}{1,4}$	0,87	75 000	
	609	» Антарашат 1-й	25,9	16	0,8	$\frac{0,95}{1,4}$	0,206	17 820	
	610	» » 2-й	17,3	14	0,8	$\frac{0,89}{1,3}$	0,128	11 050	
	611	» » 3-й	25,9	17	1,056	$\frac{0,95}{1,34}$	0,206	17 800	
	612	» Картга	43,2	12	1,41	$\frac{0,89}{1,21}$	0,32	27 600	
	613	» Шрвенанц	4,32	12	1,58	$\frac{0,88}{1,2}$	0,032	2760	
	614	» Севкар	43,2	15	1,36	$\frac{1,62}{2,21}$	0,565	50 500	

Структура	№ скв. и ист. по каталогу и на карте (см. рис. 16)	Местоположение ист., скв.	$\frac{Q, \text{ м}^3/\text{сут}}{S, \text{ м}}$	T, °C	CO <sub>2</sub> , г/л	$\frac{\text{HCO}_3, \text{ г/л}}{M, \text{ г/л}}$	Особенности разгрузки	Суммарный вынос CO <sub>2</sub>	
								г/с	г/сут
Араратская котловина	615	Ист. Халадж 1	—	—	—	$\frac{1.6}{2.34}$		—	—
	616	» » 2	0.9	18	0.7	$\frac{2.07}{3.01}$		0,015	1290
	617	» » 3	0.9	19	1.58	$\frac{1.85}{2.7}$		0,0134	1157
	618	Ист. Чакатен	51.7	12	0.79	$\frac{0.5}{0.73}$		0,216	18 650
	619	» Шикахох 1-й	77.8	17	0.7	$\frac{0.76}{1.22}$		0,49	42 200
	620	» »	25.9	19	1.05	$\frac{0.56}{0.81}$		0,12	10 360
	621	Коткиригел, или озеро 1	2820	24,4	—	$\frac{1.0}{1.5}$	Травертиновый покров долины	23,6	2 029 000
	624	Илиджик, или озеро 4	760	25,5	н. д.	$\frac{0.9}{1.2}$	Вода выходит из трещин в травертинах. Со дна озера поднимаются пузырьки CO <sub>2</sub>	5,7	491 000
	627	Кяриз 1	579	23,2	—	$\frac{0.7}{1.4}$	Кяриз вырыт в травертинах	3,38	292 000

630	Скв. 1	2330	25,1	0,264	$\frac{0.89}{1.36}$		17,3	1 492 000
635	» 6	95	23,5	—	$\frac{0.7}{1.4}$	Сильно трещиноватые травертины	0,55	47 500
638	» 9	н. д.	н. д.	286	$\frac{0.93}{1.39}$		—	—
651	Структурная скв. 22	432	25,2	—	$\frac{0.7}{1.4}$		2,52	21 800
683	Скв. 56	190	23	—	—	Травертины	—	—
657	» 28	43.2	—	—	—		—	—
658	» 29	0.5	—	—	—		—	—
648	» 20	368	—	0,32	$\frac{0.93}{1.41}$		2,88	24 800
667	» 39	1290	—	—	$\frac{0.95}{1.4}$		10,2	880 000
652	» 23	470	—	0,3	$\frac{0.92}{1.4}$		3,7	31 990
653	» 24	435	н. д.	0,3	$\frac{0.92}{1.4}$		34,2	2 950 000
659	» 30	1110	»	1,056	$\frac{0.95}{1.42}$		8,8	760 000
669	» 42	2220	—	0,88	$\frac{0.92}{1.4}$		17,4	1 506 000
686	» 57	216	22	2,5—3,0	$\frac{2.22}{3.65}$		4,03	34 800
687	» Новая 1	—	22	2,37	$\frac{2.63}{4.3}$	—	—	
688	» Новая 2	129	23	0,7	$\frac{2.54}{4.1}$	2,76	23 800	

## КАТАЛОГ ВЫХОДОВ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД ЦЕНТРАЛЬНОГО И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА \*

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит воды, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
1	Кумагорские сульфидные воды. Ист. главный Кумагорский	300	H <sub>2</sub> S	0,061	33	Наклонная скв. глубиной 41 м. Отложение свиты кл. Горячего
2	Ист. Конский	3,0—5,0	H <sub>2</sub> S	0,18	16	Наклонная скв. глубиной 60 м. Отложение свиты кл. Горячего
3	Ист. Нелюбинский, холодный	4,0	CO <sub>2</sub>	1,1	17	Штольня длиной 21,05 м и скв. глубиной 17,11 м. Мергели фораминиферовой свиты
4	Ист. Гаазовский	17,0	CO <sub>2</sub>	0,9	18	Штольня длиной 16,39 м и скв. глубиной 2,75 м. Мергели фораминиферовой свиты
5	Основные холодные воды Железноводска. Ист. Незлобинский	18,0	CO <sub>2</sub>	1,1	18	Наклонная скв. глубиной 2,1 м. Мергели фораминиферовой свиты
6	Скв. 54	6,0	CO <sub>2</sub>	1,2	22	Наклонная скв. глубиной 2,1 м. Мергели фораминиферовой свиты
5а	Теплые углекислые воды Железноводска. Ист. Владимировский	19	CO <sub>2</sub>	1,1	26	Комбинация наклонной скв. глубиной 67,64 м и штольни длиной 12 м. Мергели эссентукской свиты
6а	Ист. 18	7,0	CO <sub>2</sub>	1,1	32	Вертикальная скв. глубиной 9,59 м со дна колодца глубиной 1,6 м. Мергели фораминиферовой свиты
7	Ист. Лысогорский	40	—	—	13	Группа вертикальных скв., соединенных сборным трубопроводом. Четвертичные отложения на контакте с подстилающими их майкопскими глинами
8	Радоновые воды Пятигорска.	120—230	CO <sub>2</sub>	0,2	21	Штольня длиной 35,81 м
8а	Ист. Теплосерный					
9	Радиоштольня 2 (4-й водовод) Скв. 104 (в Радиоштольне 2)	200 1,6	CO <sub>2</sub> CO <sub>2</sub>	0,2 0,4	20 —	Штольня Сочетание штольни и буровой скважины
9а	Академический радоновый (скв. 4)	12,0—20,0	CO <sub>2</sub>	0,7	25	Горизонтальная скважина длиной 42,15 м
10	Минеральные воды Пятигорска. Источник Народный	400—500	CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> S	0,8 0,008	43	Штольня длиной 8,5 м с двумя наклонными скв. в забое глубиной 4,67 и 2,09 м. Травертины горы Горячей
11	Ист. Лермонтовский 1	250—400	CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> S	0,8 0,009	42	Штольня длиной 27,7 м с группой наклонных скважин, из которых эксплуатируются две глубиной 7,83 и 9 м.
11а	Ист. Лермонтовский 2	400—450	CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> S	1,0 0,011	45	Травертины горы Горячей Чугунная труба в естественной нише, прикрытой каменными плитами. Травертины горы Горячей
12	Горячие углекислые воды Пятигорска. Горячий нарзан (скв. 19)	310	CO <sub>2</sub>	0,6	60	Наклонная скв. глубиной 334,8 м. Песчаники апта
13	Скв. 33	740	CO <sub>2</sub>	0,6	52	Вертикальная скв. глубиной 1168,45 м. Известняки валанжинана
14	Эссентукские минеральные воды, каптированные в четвертичных отложениях. Гаазо-Панама-ревский ист.	120	CO <sub>2</sub>	0,5617	11	Колодец диаметром 2,13 м, глубиной 11 м
15	Ист. 20	300	CO <sub>2</sub>		12	Колодец размером 1,23 × 0,68 м, глубиной 52 м, высотой 5,4 м
16	Курорт Эссендуки. Минеральные воды типа Эссендуки 17. Скв. 360, ист. «17 коренная струя»	1,0	H <sub>2</sub> Si CO <sub>2</sub>	1,8	12	Наклонная скв. глубиной 111,84 м. Мергели эссентукской свиты

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит воды, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
17	Скв. 17	3—6	CO <sub>2</sub>	2,6	11	Наклонная скв. глубиной 64 м. Надмеловые песчаники
18	Курорт Эссентуки, углекисло-сероводородные воды. Скв. 1	200—250	CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> S	1,1 0,023	24,5	Наклонная скв. глубиной 570,67 м. Известняки верхнего мела
197	Ист. 17 (буровая 373)	—	CO <sub>2</sub>	3,05	11	Наклонная скв. глубиной 64 м в эссентукских мергелях
196	Ист. 17 (буровая 38)	—	CO <sub>2</sub>	2,6	11	Вертикальная скв. глубиной 169,2 м в надмеловых песчаниках
19	Ист. (буровая 24)	—	CO <sub>2</sub>	2,4	12	Вертикальная скв. глубиной 93,89 м в надмеловых песчаниках
20	Ист. (буровые 9, 39, 58)	До 300 л/сут	CO <sub>2</sub>	1,51	11,5	Каптаж — 3 наклонные скважины глубиной 85,73; 74,68 и 68,57 м в эссентукских мергелях
21	Ист. Нарзан. Курортный парк, Нарзанная галерея	325—400	CO <sub>2</sub>	0,7	12,1	Каптажный колодец. Диаметр 4,2 м, глубина 6,3 м. Известняк готерива
22	«Сульфатный нарзан», улица Коминтерна	6—10	CO <sub>2</sub>	2,2	15	Наклонная скв. глубиной 168,9 м. Пестроцветные отложения титона
23	Нижнемаринский. Правый берег Мары, в 4 км от ее устья	8,64	CO <sub>2</sub>	12,1	3,5	Песчаники лейаса
24	Арбакольский. Среднее течение р. Мары, левый берег ее правого притока р. Арбакой, на 100—120 м выше его устья	Нет стока	CO <sub>2</sub> O <sub>2</sub> N <sub>2</sub>	98,75% 0,22% 1,03%	4,4	Два грифона из аллювия. Песчаники угленосной свиты лейаса
25	Среднемаринский	—	CO <sub>2</sub>	2,1	11	Каптиван деревянной колодой
26	Биргольконский Нарзан	6,0	CO <sub>2</sub>	1,62	10,8	В балке Бирголькон в 1 км к югу от Верхне-Маринского аула

27	Верхнемаринский. Нижнее течение р. Ракасезен	—	Спонтанный газ (CO <sub>2</sub> 96,31%; O <sub>2</sub> 0,12%; CH <sub>4</sub> 0,24%; N <sub>2</sub> 3,33%)	0,5	8	Разлом в продуктивной толще нижней юры. Песчаники. Два грифона вдоль русла реки на расстоянии 10 м друг от друга
28	Верхне-Эшкаконский	Несколько л/сут	CO <sub>2</sub>	1,5	9,4	Небольшая ямка, со дна которой из трещин в порфиритах поступает минеральная вода
29	Горалькольский. Среднее течение р. Эшкакон, в устье р. Горалы-кол	Несколько сотен л/сут	CO <sub>2</sub>	1,72	9,8	Каптиван (оплетен прутьями). Контакт порфиринов с песчаниками лейаса
30	Средне-Эшкаконский. Левый берег р. Эшкакон, в 80 м вверх по течению от устья р. Абаза-Кишлык	Незначительный	—	—	10,2	Вертикальная трещина (простираение 180°) в красных гранитах, среди которых зажаты пачки метаморфических сланцев
31	Главный Хасаутский. Левый берег р. Хасаут, в 100 м ниже устья р. Бермамыт	10,53	CO <sub>2</sub> (спонтанный газ: CO <sub>2</sub> 97,62%; O <sub>2</sub> 0,14%; N <sub>2</sub> + ред. 2,24%)	1,6	10	Дайка розового кварцевого порфира. Каптиван круглым каменным колодом с внутренним диаметром 1,9 м и высотой 1,8 м. Вода выходит из делювия двумя грифонами
32	Хасаутский соленый. Левый берег р. Хасаут, в 200—400 м ниже Главного Хасаутского Нарзана	0,5	CO <sub>2</sub> (спонтанный газ: CO <sub>2</sub> 98,80%; O <sub>2</sub> 0,14%; N <sub>2</sub> + ред. 0,95%)	1,7	9	Вода выходит из аллювия в небольшой воронке
33	Нижне-Муштинский	0,8	CO <sub>2</sub> (спонтанный газ: CO <sub>2</sub> 98,60%; O <sub>2</sub> 0,2%; N <sub>2</sub> + ред. 2,20%)	1,5	9	Кварцитовидные песчаники с прослоями амфиболитовых сланцев
34	Верхне-Муштинский. Левый берег р. Хасаут, в 1,5 км вверх по течению от устья Мушт	0,8	CO <sub>2</sub> (спонтанный газ: CO <sub>2</sub> 98,60%; O <sub>2</sub> 0,2%; N <sub>2</sub> + ред. 2,20%)	1,5	9	Источник имеет несколько выходов. Кварцитовидные песчаники с прослоями амфиболитов

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит воды, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
35	Главный или верхний. Правый берег р. Хасаут в 300 м ниже устья р. Шиджатмаз	30	СО <sub>2</sub> (спонтанный газ 2,79 г/л; растворенный газ 3,9 г/л)	—	—	Круглая яма диаметром около 1 м и глубиной 0,3 м
35а	Правый берег р. Хасаут	16	СО <sub>2</sub> (спонтанный газ: СО <sub>2</sub> 99,25% О <sub>2</sub> 0,13% N <sub>2</sub> + ред. 0,62%)	—	9	Трещина в метаморфических сланцах
35б	Левый берег р. Хасаут	6 рН = 6,4	СО <sub>2</sub> (спонтанный газ: СО <sub>2</sub> 98,5% О <sub>2</sub> 0,50% N <sub>2</sub> + ред. 1,4%)	1,75	11,5	Сток воды небольшой струйкой через железный патрубков
36	Левый берег р. Хасаут, в 60 м ниже ист. 107	Нижний 2,5, верхний 9	СО <sub>2</sub>	2,0	11,2	Несколько грифонов. Два грифона расположены друг над другом. Метаморфические сланцы
36а	Правый берег р. Хасаут	0,8	СО <sub>2</sub> (спонтанный газ: СО <sub>2</sub> 98,4%; О <sub>2</sub> 0,22%; N <sub>2</sub> + ред. 1,38%)	1,2	12	Метаморфические сланцы, сильно трещиноватые
36б	Левый берег р. Хасаут	—	СО <sub>2</sub>	1,9	11	То же
37а	Правый берег р. Хасаут, в 1,6 км ниже устья р. Шиджатмаз	Небольшие струйки	СО <sub>2</sub>	0,4	9	Метаморфические сланцы
37б	Диабазовый. Правый берег р. Хасаут, в 1,7 км ниже устья р. Шиджатмаз	0,55	СО <sub>2</sub> (спонтанный газ: СО <sub>2</sub> 99,0%; О <sub>2</sub> 0,45%; N <sub>2</sub> + ред. 0,55%)	2,1	10,5	Трещины в диабазовой дайке

37	Водопадный. Правый берег р. Хасаут, в 1,4 км выше устья, у водопада	10	СО <sub>2</sub> (спонтанный газ: СО <sub>2</sub> 97,2%; О <sub>2</sub> 0,10%; N <sub>2</sub> + ред. 2,38%)	2,4	9,6	Зона дробления, связанная с передвижением пачки кварцитов по метаморфическим сланцам
38	Долина р. Малки, ниже устья р. Хасаут	10	СО <sub>2</sub> (спонтанный газ: СО <sub>2</sub> 97,3%; О <sub>2</sub> 0,20%; N <sub>2</sub> + ред. 2,50%)	1,78	10,8	Аллювий поймы, который перекрывает кристаллические породы, нарушенные сбросом
39	Левый берег р. Малки	—	СО <sub>2</sub> (спонтанный газ: СО <sub>2</sub> 98,70%; О <sub>2</sub> 0,20%; N <sub>2</sub> + ред. 1,10%)	1,6	10	
40	Пойма правого притока р. Уллу-Лахран, в 400 м выше его устья	30	СО <sub>2</sub>	1,6	8	Под аллювием лежат метаморфические сланцы. Источник сильно газифицирует СО <sub>2</sub>
41	Верховье правого притока р. Уллу-Лахран	5	СО <sub>2</sub>	0,8	7,5	13,9 м — светло-серые пески и 0,5 м вязкие глины
42	Верховье правого притока р. Уллу-Лахран	85	—	—	—	Делювий слегка заболоченной террасы, образованный травертинами, отложенными самими источниками
43	Магнезиальный. Правый берег р. Чегет-Лахран, вблизи устья	10	СО <sub>2</sub>	1,1	9	Палеозойские сланцы (филлиты)
44	Левый берег Малки на окраине с. Хабаз	0,85	СО <sub>2</sub>	0,9	9,8	Коренные породы — верхнеюрские песчаники. Минеральная вода выходит в виде струйки из аллювия
45	Большие кураты (Тхоб-запхобе)	400—600	Н <sub>2</sub>	0,005	11	Правобережье р. Малки в 2 км западнее с. Каменноосское, у устья р. Кураты
46	Тызыльский. Правый берег р. Тызыл, в 4 км ниже по течению от устья р. Кинжал		СО <sub>2</sub>	2,8	4,8	Кристаллические сланцы

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит воды, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
47	Буровые скважины в долине р. Кинжал. Скв. 1 (верхняя)	50	CO <sub>2</sub>	2,04	15,1	Кристаллические палеозойские сланцы Устье скважины закрыто бетонной подушкой Два небольших грифона в 2—2,5 м от реки в глубоком ущелье
48	Левый берег р. Кинжал, в 150 м ниже скважины	2	CO <sub>2</sub>	1,9	10,1	
49	Бильбичанский. Левый берег р. Бильбичан, в 1 км выше устья р. Башкол	23—250; 17,28	CO <sub>2</sub>	2,8	5,2	
50	Муздухский. Левый берег ручья Муздух	9	Спонтанный газ в виде мелких пузырьков	—	—	Источник расположен в поле Овальная в плане воронка глубиной 15—20 см, заполненная водой
51	Среднее течение руч. Машатай	—	—	—	—	
52	Левый берег руч. Индыш, в 3 км выше устья	1	CO <sub>2</sub>	1,4	4,4	Трещина в розовато-серых крушинозернистых гранитах
53	Правый берег руч. Индыш, в 1,8 км выше устья	—	CO <sub>2</sub>	2,7	7,7	
54	Левый берег ручья, против скважины	1,2	CO <sub>2</sub> (спонтанный газ: CO <sub>2</sub> 99,59%; O <sub>2</sub> 0,05%; N <sub>2</sub> 0,33%)	5	5	
55	Джалонкольский нижний, в 0,5 км ниже устья р. Эллаурчан	43,2	CO <sub>2</sub> (спонтанный газ: CO <sub>2</sub> 94,76%; O <sub>2</sub> 1,03%; N <sub>2</sub> 4,21%)	6,1	6,1	Разлом северного простирания в плинсбахских песчаниках
56	Джалонкольский. Правый берег р. Джалонкол, в 3 км выше устья р. Эллаурчан	—	CO <sub>2</sub>	1,953	9,5	
57	Эллаурчанский. Правый берег р. Эллаурчан, в 3 км выше устья	Незначительный	—	—	—	
58	Баркулнаук. Правый берег руч. Тоханасу, в 500 м выше впадения его в р. Худес	25—30	CO <sub>2</sub> (спонтанный газ: H <sub>2</sub> следы; CO <sub>2</sub> 99,18%; O <sub>2</sub> 0,10%; N <sub>2</sub> + ред. 0,71%; растворенный газ: H <sub>2</sub> 0,01%; CO <sub>2</sub> 99,18%; O <sub>2</sub> 0,10%; N <sub>2</sub> + ред. 0,71%)	1,3	5,6	Вода выходит в небольшом углублении (1,4 × 1 м)
59	Ист. р. Худес	12	Выделяется спонтанный газ	12	12	Три основных и 12 маленьких грифонов
60	Левый берег р. Худес, в 600 м выше устья руч. Тохана-су	—	CO <sub>2</sub> (спонтанный газ: CO <sub>2</sub> 91,51%; O <sub>2</sub> 1,53%; N <sub>2</sub> 6,96%; растворенный газ: CO <sub>2</sub> 99,33%; O <sub>2</sub> 0,16%; N <sub>2</sub> 0,50%)	1,97	5,8	
61	Даутский Нарзан	6	CO <sub>2</sub>	1,56	6,7	На правом берегу р. Даут, в 3—4 км от аула Даут
62	Кулакчик	4,8	CO <sub>2</sub>	1,8	12,5	
63	Карт-Джюрт (Кол-алт)	9,6	CO <sub>2</sub>	1,8	13,8	К юго-западу от Хубиевского квартала
64	Магомет-нарзан (Уч-Кулак)	28	CO <sub>2</sub>	2,28	7,2	
65	Уллу-Хурзук	20	CO <sub>2</sub>	1,93	7,5	На правом берегу р. Уллу-Хурзука под валуном Вода выходит из аллювия из нижней бровки надпойменной террасы в 2,5 м от русла реки на одном уровне с ее урезом
66	Чучкурский правобережный. Правый берег р. Чучкур, в 3,5 км ниже устья р. Чемарткол	0,9	—	—	2,5	
67	Чучкурский травертиновый. Правый берег безымянной балочки, впадающей слева в р. Чучкур, в 400—450 м от ее устья	В трех грифонах дебиты одинаковые	CO <sub>2</sub>	2,2 1,7	3,2 3,5	Три грифона расположены на одном уровне

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит воды, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
68	Ингушли, верховье р. Ингушли	10	СО <sub>2</sub> (спонтанный газ: СО <sub>2</sub> 99,99%; О <sub>2</sub> 0,01%)	2,3	4,7	
69	Измаил-нарзан. Правый берег р. Чемарткола	—	СО <sub>2</sub>	1,6	—	Четыре грифона, расположены в 4—5 м друг от друга, периодически газифицирующих
70	В русле р. Тохана, в 1,25 км к западу от г. Кизилкол	Дебит 43,2	—	—	—	
71	Тохана — верхний правый берег руч. Тохана в 1 км к СЗ от г. Кизилкол, в 400 м к востоку от ручья и на 155 м выше уреза его	Дебит 200—300	СО <sub>2</sub> (спонтанный газ: СО <sub>2</sub> 53,30%; О <sub>2</sub> 0,15%; N <sub>2</sub> + ред. 46,55%; растворенный газ: СО <sub>2</sub> 95,15%; О <sub>2</sub> 0,36%; N <sub>2</sub> + ред. 4,55%)	—	—	Несколько грифонов
72	Верховье р. Тохана	288—360	—	—	15	
73	Кочкаревский. Расположен на правом берегу р. Битюк-Тюбе	1,3	СО <sub>2</sub>	1,4	8	Каптивирован деревянным лотком
74	На правом берегу р. Битюк-Тюбе, в 300 м к ЮВ от устья правого истока р. Битюк-Тюбе	38	—	—	—	Вода выходит из-под делювиального шлейфа
75	Василисинский. Правый берег р. Битюк-Тюбе, в 5 км выше устья и в 100 м от устья левобережного руч. Чегет-Чат	3,2	СО <sub>2</sub>	1,5	4,7	Высота выхода 2600 м. Место выхода воды обложено камнями и валунами. Источник разбавлен пресной водой
76	Чегет-Чат. На надпойменной террасе левого берега р. Битюк-Тюбе, в 140 м ниже устья руч. Чегет-Чат	—	СО <sub>2</sub>	1,08	9,7	Источник разбавлен пресной водой. Наблюдается слабое выделение спонтанного СО <sub>2</sub>
77	Джилы-су или Тохтар-нарзан. Расположен в пойме левого берега р. Битюк-Тюбе, в 200—250 м ниже устья руч. Чегет-Чат	20—40	СО <sub>2</sub> Большое количество спонтанного СО <sub>2</sub>	1,3	17,2	Вода выходит двумя грифонами
78	Правый берег р. Чемарткол, в 2,5 км западнее г. Кизилка	0,72	—	—	—	Рядом с основным выходом имеются два менее значительных
79	В 8,5 км выше устья р. Кизил-Кол	43,2	СО <sub>2</sub>	1,9	6	Восемь самостоятельных грифонов
80	Левый берег р. Кизил-Кол, в 2,5 км ниже ист. 68	43,2	СО <sub>2</sub>	2,5	9,2	
81	Левый берег р. Кизил-Кол, в 1,5 км выше устья ее	43,2	—	—	5	Вода выходит вблизи русла реки из аллювия
81a	Дарман-су. Правый берег р. Малки	—	СО <sub>2</sub>	0,7	4	Источник приурочен к лавам Эльбруса
82	Джилы-су-Еле-су. Верховье р. Малка, на правом берегу, в 50 м ниже места слияния рек Кизил-Кол и Бирджалы-су	492	СО <sub>2</sub> (спонтанный газ: СО <sub>2</sub> 99,45%; О <sub>2</sub> 0,09%; N <sub>2</sub> 0,46%)	1,6	21,6	Три главных выхода теплого нарзана. Два выхода каптивированы каменными бассейнами
83	Мисост-нарзан. Вблизи ист. 72, в 120 м ниже по течению	12	СО <sub>2</sub> (спонтанный газ: СО <sub>2</sub> 99,65%; О <sub>2</sub> 0,05%; N <sub>2</sub> 0,30%)	—	22,6	Вода выходит из морены, один выход
84	Холодный нарзан. Левый берег Малки, в 2,5 км ниже Джилы-су	50	СО <sub>2</sub>	1,8	11,3	Три грифона из делювия
85	Гитче-Тузлук-чат. Правый берег р. Тузлук-чат	—	СО <sub>2</sub>	1,6	7,8	
86	Нарзан Кара-Кол-су нижний. Левый берег р. Малка, в 3,5 км ниже ист. Джилы-су	—	—	—	9	Три грифона. Вода выходит из аллювия на протяжении 35 м у основания правого притока
87	Верховье р. Шаукол, в 7 км вверх от устья р. Исламчат	1/8,6, рН = 5,5; 2/25, рН = 5,5; 3/17, рН = 4/8	СО <sub>2</sub>	2,5	3,1 7,1	Четыре выхода воды на площадке 30 × 30 м

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит газа, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
88	Правый берег р. Шаукол, в 1,5 км ниже предыдущего источника	30—40	—	—	9,3	Несколько грифонов. Источник расположен у конца крупного пролювиального конуса
89	Правый берег р. Шаукол, в 500 м ниже предыдущего выхода	4, рН = 5,6	CO <sub>2</sub>	2,2	13,2	Округлое углубление диаметром 0,6 м и глубиной 10—15 см. Выход обложен крупными валунами
90	Правый берег р. Шаукол	—	—	—	4,6	Заболоченная терраса, в 12 м от русла реки
91	То же	34,5	CO <sub>2</sub>	2,5	5,2	Несколько выходов минеральной воды, главный грифон обложен камнями
92	Левый берег р. Шаукол	30—40, рН = 5,7	CO <sub>2</sub>	1,2	4	Округлый водоем диаметром 1,2 м и глубиной 0,4—0,5 м, из воды поднимается 10—12 грифонов газа
93	В 500—600 м выше устья р. Исламчат	0,86	CO <sub>2</sub>	1,8	10,3	Вода выходит из задернованного склона у тропы. Два грифона. Верхний выход каптирован каменными плитами
94	Исламчат. В 2,5—2,8 км выше устья р. Исламчат, на ее левом берегу	Верхний грифон 0,4, нижний 0,25—0,30	CO <sub>2</sub>	1,2	1,2	Вода выходит из аллювия двумя грифонами в 40 м друг от друга в пойме реки
95	Метлы-кол	2	CO <sub>2</sub>	2,02	5	Верховье р. Кыртык на левом берегу
96	Верхний Кыртыкский	0,5	CO <sub>2</sub>	1,250	12,5	На правом берегу р. Кыртык, в 1 км выше с. Верхний Баксан
97	Верховье р. Ташорун, левый склон долины, в 0,5 км к востоку от перевала Шаукоп	10	—	—	—	

98	Левый берег р. Ташорун, в 1,4 км восточнее перевала Шаукоп	8,6	CO <sub>2</sub>	2,44	7,8	Вода выходит из аллювия — делювия, накопленного в 1 м от русла реки
99	Левый берег р. Ташорун	43,2	CO <sub>2</sub>	2,1	6,0	Овальная выемка, обложенная плитами песчаника
100	Аман-Гара. Левый берег р. Ташорун, в 300—400 м ниже предыдущих источников	4,3	CO <sub>2</sub>	1,7	15,2	Вода считается из делювия в циркообразном понижении
101	Левый берег р. Ташорун, в 1,2 км от устья	2, верхний грифон 1,29	CO <sub>2</sub>	2,1	7,2	Вода выходит на задернованном склоне в 10—15 м от русла реки четырьмя грифонами. Самый верхний выход каптирован плитами, между которыми деревянные патрубки
102	В 800—900 м вверх от устья балки, впадающей слева в р. Ташорун	0,5	CO <sub>2</sub>	1,9	10,1	Выход приурочен к скальному выступу серицитовых сланцев PZ
103	р. Кыртык, в 1,8 км ниже устья р. Уллусенцы	17	CO <sub>2</sub>	2,0	5	Выход приурочен к трещинам в туфах
104	Нижний Урусбиевский. Левобережье р. Баксан, в 0,5 км ниже устья р. Кыртык	1,0	CO <sub>2</sub>	1,29	—	
105	Правый берег р. Кыртык, на 1,35 км выше ее впадения в р. Баксан	1,0	CO <sub>2</sub>	2,3	10	Выход приурочен к трещинам в гнейсах
106	Левый берег р. Баксан, на 1,5 км выше устья р. Кыртык	1,5	CO <sub>2</sub>	1,86	13	Выход из трещины, видны на теки травертина
107	Левый берег р. Баксан, в 0,6 км ниже устья р. Кыртык, в 300 м к СВ от окраины с. Верхний Баксан	—	CO <sub>2</sub>	1,9	8	Выход приурочен к трещине в мусковитовых мелкозернистых гранитах
108	В 1,6 км от устья р. Ирик, на левом берегу	—	CO <sub>2</sub>	2,5	10	Выход приурочен к аллювию, коренные породы — кристаллические сланцы
109	Левый берег р. Ирик	—	CO <sub>2</sub>	1,9	10,5	Выход четырех грифонов приурочен к морене на высоте 1,5 м над рекой

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит газа, м³/сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
110	Нарзан Терскол. На левом берегу р. Терскол, в 1 км выше устья (верховье р. Баксан)	57	CO <sub>2</sub>	1,30	7,2	
111	Гирходжанский в бассейне р. Сакажильсу (правый приток р. Баксан), в 3 км от р. Гурходжан	5	CO <sub>2</sub>	1,32	4,8	
112	Кюгенбау. Правый приток р. Гирходжан-су, в 3 км от с. Гирходжан	9	CO <sub>2</sub>	1,5	4,8	Выход двумя грифонами приурочен к песчаникам и глинистым сланцам
113	Каярта-су. Верховье р. Каярта-су, левого притока р. Гирходжан-су	—	CO <sub>2</sub>	1,5	8	Выход приурочен к гранитам
114	Верховье р. Сакажиль-су, правого притока р. Гирходжан-су	43	CO <sub>2</sub>	2,16	4,5	Выходы из метаморфических сланцев нижнего PZ
115	Амайбаш, пойма р. Кестанты, в 16 км вверх от устья	Незначительный	CO <sub>2</sub>	1,0	11	Выходы приурочены к серпентинитам
116	Горалыкол, левый приток р. Кестанты-Горалы-кол	20	CO <sub>2</sub>	1,7	4,2	Выходы приурочены к жилам кварца в метаморфических сланцах
117	Левый берег р. Зыдачит, левого притока р. Кестанта), в 3,8 км выше устья		CO <sub>2</sub> (спонтанный газ: CO <sub>2</sub> 93,3%; O <sub>2</sub> 0,92%; N <sub>2</sub> 3,73%; растворенный газ: CO <sub>2</sub> 2,2 г/л; CO <sub>2</sub> 98,89%; O <sub>2</sub> 0,35%; N <sub>2</sub> 0,76%)		7,5	Два грифона на расстоянии 15 м друг от друга, в 3 м от русла
118	Правый берег р. Чекташ, левого притока р. Чечем, в 6 км	Незначительный	CO <sub>2</sub>	1,5	9,6	Приурочен к песчаникам и конгломератам

	от устья и в 700 м выше по течению от с. Чекташ					каптажирован деревянным колодцем размером 40 × 50 см, глубиной 10 см
119	Аче, или Думала. Бассейн р. Кардан, правого притока р. Чегем	0,8 2,3 1,9	CO <sub>2</sub>	1,6	9,6	Выходы приурочены к песчаникам PZ, искусственная ниша выложена крупными камнями
120	Верховье р. Гара — Аузу-су, на правом берегу, в 1 км выше устья	2,3	CO <sub>2</sub>	2,4	11	Два грифона среди огромных глыб в 16 м от русла реки
121	Гара-Аузу-су. Верховье р. Чегем на правом берегу	65	CO <sub>2</sub>	2,24	8	—
122	Твибери	8,64	—	—	6,8	—
123	Правобережье р. Ненскры, к западу с. Тетратера	250	—	—	11	—
124	В 3 км выше ист. 1 (Верхняя Сванетия)	1,0	—	—	23	Известняки
125	Цхакаевский р-н, с. Менджи, скв. 1	5,8	—	—	12	»
126	К СВ от горы Гали, р. Речхоцкали	1,7—26	—	—	91	»
127	Зугдиди, скв. 3	0,06	—	—	10	—
128	Бажатский, правый берег р. Бол. Лиахва, у с. Бегиат (Юж. Осетия)	3,69	—	—	9	—
129	Глийский, правый берег среднего течения р. Глидон	4,9—6,15	—	—	10	—
130	Гита	8,64	—	—	13	—
131	Бак. Циркообразное расширение долины р. Кыдырл, у перевала Бак	—	—	—	10	—
132	Пари. Правый берег р. Пакна, севернее с. Пари	45	—	—	9	—
133	Пари. Правый берег р. Пакна ближе к руслу реки	—	—	—	10	—
134	Челир. У с. Челир, на правом берегу р. Кыдырл	4,8	—	—	10	—
135	Шихра II. Правый берег р. Долры	5	—	—	—	—

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит воды, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
136	Шихра I. Севернее с. Мозер, у подножия горы Ушба	3,72	—	—	10	—
137	Лесгара. Левобережье р. Ингури, у с. Лесгара	8,6	—	—	10	—
138	Бечо 1. Левый берег р. Долры, у с. Бечо	3,5	—	—	12	—
139	Бечо 2. Левый берег р. Долры	3,0	—	—	13	—
140	Дали-Свифт. Правый берег р. Долры, у Бечо	1,0	—	—	12	—
141	Бечо 3. Правый берег р. Долры, против с. Ушхванар	5,5	—	—	10	—
142	Ушхванар. Долина р. Долры у с. Ушхванар	0,024	—	—	9	—
143	Ленжер. Левый берег р. Мулхур, у с. Капшет	1,5	—	—	8,5	—
144	Местия 1. Междуречье Мулхура и Местика	Незначительный	H <sub>2</sub> S	0,04	15	—
145	Лагами. Правый берег р. Местика, у с. Лагами	Не опр.	—	—	12	—
146	Местия 2. Междуречье Мулхура и Местика	Незначительный	—	0,023	16,8	—
147	Пресный. Левый берег р. Мулхур, в 400 м от русла Местика	50	—	—	9,8	—
148	Жамуш 1. Левый берег р. Мулхур, у с. Жамуш	50	—	—	16	—
148a	Жамуш 2. Левый берег р. Мулхур, в 30 м от ист. 148	30	—	—	14,6	—
149	Местия 3. Левый берег р. Мулхур, у русла реки	1,0	—	—	8,8	—
150	Местия 4 (главный каптированный). Левый берег р. Мулхур	6,65	—	—	11,4	—
151	Арцхел. Левый берег Мулхур, у с. Арцхел	13,6	—	—	10,8	—
152	Богреш, левый берег р. Адшин-чала, у с. Богреш	3,65	—	—	13,8	—
153	Жабеш 1. Левобережье р. Мулхур, уроч. Мужал	20	—	—	9,8	—
154	Цапери	8,64—86,4	—	—	—	—
155	Лабраш. В 3 км от с. Адиди, в верховьях балки, в уроч. Лабраш	175	—	—	18	—
156	Халде, в 5 км выше с. Халде, в долине р. Халде	86,4	—	—	5,4	—
159	Твиби	8,64	—	—	—	—
160	Панага	8,64	—	—	—	—
161	Луджи. Левый берег р. Хешкури, севернее с. Луджи	—	—	—	9,8	—
162	Левобережье р. Цхенис-Цкали, у с. Сасаши	13,44	—	—	8,9	—
163	Цырнаши. В 1 км выше ист. Муаши	73,96	—	—	6,8	—
164	Шкеды I. Правобережье р. Цхень-геры, в 300 м выше с. с. Шкеды	—	—	—	12	—
165	Шкеды II. В 2 км севернее с. Шкеды на склонах хр. Рачинского	—	—	—	9,2	—
166	Шкеды III. Левый берег р. Цхень-геры, у с. Шкеды	—	—	—	12	—
167	Каслети	8,64	—	—	—	—
168	Цхумалди	8,64	—	—	—	—
169	Бавари	8,64	—	—	—	—
170	Хедедула	8,64	—	—	—	—
171	Лексура	8,64	—	—	—	—
172	Циплакакна	8,64—86,4	—	—	—	—
173	Зугдидский р-н, с. Мужави	8640—302 400	—	—	—	Известняки неок ома
174	То же	6912—704 160	—	—	9	То же
175	Пхельше, левый берег Терека, между с. Пхельше и Хуртиси	1000	CO <sub>2</sub>	1,35	10,5	Главный грифон имеет форму плоского углубления до 3 м

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит воды, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
176	Левый берег Терека, в 1,25 км севернее Паншети, против устья р. Шави-Арагва	100	CO <sub>2</sub>	0,8	14,6	Глинистые сланцы, породы смяты и раздроблены вблизи зоны разлома
177	—	—	—	—	—	—
178	Корельдаш, истоки р. Корельдаш, в 4 км выше с. Цена (Ниж. Сванетия)	40	—	—	9	—
179	Накалакеви	86,4	—	—	—	—
180	Корулдаши	8,64	—	—	—	—
181	Зесхо	5	—	—	9	Истоки р. Зесхо, верховье Цхенис-Цкали
182	Пшица	8,64	—	—	—	—
183	Горибола	Незн.	—	—	7,8	Верховье р. Риони, уроч. Горибола на левом берегу реки
184	Эдена	»	—	—	8,2	Верховье р. Риони, в 1 км ниже ледника Эдена
185	Балиджоги	8,64	CO <sub>2</sub>	6—7	—	В 20—30 м один от другого
186	На сев.-зап. склоне горы Лабода, в долине р. Харес	—	(спонтанный газ: CO <sub>2</sub> 54%; O <sub>2</sub> 2,7%; CO 3,46%; CH <sub>4</sub> 0,86%; N <sub>2</sub> + ред. 33,98%)	—	—	—
187	Левый берег р. Харес, в 200 м от устья р. Васкенса	—	—	—	8	Делювиальные и ледниковые отложения
188	У подножия ледника Масота, в истоках р. Харес	—	CO <sub>2</sub> (спонтанный газ: CO <sub>2</sub> 79%;	—	8	Ледниковые отложения

189	—	—	O <sub>2</sub> 4,0%; CO 1,84%; CH <sub>4</sub> 0,17%; N <sub>2</sub> + ред. 14,96%)	—	—	—
190	По р. Гурамидон, на протяжении 1,5 км 6 источников	—	—	—	6—7	Толща глинистых сланцев
191	Колтасуар. Правый склон р. Танадон, в 2—3 км от ее устья	4,3	Растворенный газ: CO <sub>2</sub> 95%; O <sub>2</sub> 0,9%; N <sub>2</sub> 4,10%	—	6	В трещиноватых гранитах
192	р. Танадон, в 2,5 км от ее устья	24	—	—	7	То же
193	Геби	25	—	—	8,8	У с. Геби, на левом берегу р. Риони
194	Гона	1,5	—	—	8	В сев.-зап. части пос. Гона, на правобережье р. Чвешури (бассейн р. Риони)
195	Гона	20	—	—	12,8	Левый берег р. Чвешури, в р-не пос. Гона (верховье р. Риони)
196	Карбон II	15	—	—	10,8	Правый берег р. Чвешури, в 3 км выше устья Домбурули (бассейн Риони)
197	Хваргула	8,64	—	—	—	—
198	Поцарула	8,64	—	—	—	—
199	Глола	15	—	—	11,4	На правом берегу р. Чансахи
200	Шови (содовый)	1,7	—	—	9,6	Правый берег р. Чанчахи, притока Риони (р-н курорта Шови)
201	Шови (лечебный)	28	—	—	12	Правобережье р. Чанчахи
202	Шови (радиоактивный)	175	—	—	8,8	Правый берег р. Бубис-Цкали (приток р. Чанчахи)
203	Шови-Чхочура	0,8	—	—	8	Правый берег р. Чхочура, в 50 м выше устья
203а	Шови	25	—	—	8,6	Левый берег р. Чанчахи, в 200 м ниже устья Бунис-Цкали
204	Гуршеви	2	—	—	7	Верховье р. Чанчахи
205	Бубу-средний. Правый склон долины р. Бубу-дон	86,4	CO <sub>2</sub>	0,8	3,7—7	Два грифона в 30—40 м друг от друга

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит воды, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
206	Бубу-нижний. Левый берег р. Бубудон, в 300 м выше по течению от с. Калаки	8	CO <sub>2</sub>	0,7	4—7	
207	Лха	8,64	—	—	—	
208	Калаки. В 400 м южнее с. Калаки, на левом берегу Зедегондон	3—5	CO <sub>2</sub>	1,30	6,5—10	Каптирован каменными плитами
209	Правый берег р. Мамисон-дон, в 800 м сев-вост. ист. Калаки	8,6	CO <sub>2</sub>	1,6	5—8	Каптирован плитами сланцев
210	Бубудон. Верховье Мамисон-дона, на правом берегу р. Бубудон	15	—	—	5,2	
211	Абана. Правый склон долины р. Канцудон, в 35—40 м по вертикали от уреза реки	—	CO <sub>2</sub>	—	13—16	Два грифона, вода кипит от обильного выделения CO <sub>2</sub>
212	Калиат. Правый берег р. Калиатдон, в 1,6 км вверх от Военно-Осетинской дороги	4—8	CO <sub>2</sub>	1,6	5—12	Каптирован плитами известняка и мергеля
213	Правый берег р. Мамисон-дон, в р-не с. Месри	3	CO <sub>2</sub>	1,6	4—17	Верхняя группа состоит из двух групп источников
214	Левый берег р. Мамисон-дон между селениями Калаки и Камчху	1,7	CO <sub>2</sub>	1,9	7—11	Задернованный склон, покрытый делювиальными и моренными отложениями, не каптирован
215	Тибитисуар, на правом берегу Мамисон-дона	1,3	—	—	9,3	То же
216	Халаца-верхний. Долина р. Халаца					Пять выходов, три из них на правом берегу и два на левом; выходы каптированы каменными плитами
217	Левый приток р. Адайком, в 400 м от устья и в 5 км от с. Верх. Зарамаг	8,6—17,3	—	—	5—7	

218	Подножие правого склона ручья, впадающего слева в р. Адайком	6,6	—	—	8—14	Выходы из делювия, перекрывающего коренные породы; источник каптирован плитами
219	Правый берег р. Адайком, в 500 м ниже устья предыдущей балки	2,5	—	—	4—8	Выходы из аллювия
220	Зарамаг I	2,5	—	—	10,2	Выходы из аллювия
221	Зарамаг II. На левом берегу Ардона, в 800 м ниже по течению ист. Зарамаг I	8,6	CO <sub>2</sub>	1,3	3—14	Три грифона из сланцев
222	Зарамаг I. В 1,5 км ниже с. Ниж. Зарамаг, у Военно-Осетинской дороги	5,0	—	—	8,8	
223	Левый берег р. Заккадон	4—9	CO <sub>2</sub>	2,0	13—16	Верхний грифон связан с трещиной в глинистых сланцах, нижний выходит из аллювия
223а	Правый берег р. Заккадон	4—9 0,5—8	CO <sub>2</sub> CO <sub>2</sub>	1,9 1,9	13—16 4—15	Два грифона, один каптирован каменными плитами
223б	Левый берег р. Заккадон	0,8—0,9	H <sub>2</sub>	1,9—2,4	9,5—10,5	Выходы из трещины в листоватых глинистых сланцах
224	Правый берег р. Заккадон, в 450 м ниже предыдущего источника	4,0	CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	1,3	12	
225	Подножие правого склона долины р. Заккадон, в 900 м выше устья притока Бибиат	—	CO <sub>2</sub>	1,8	7,5—18	Выходы из делювия
226	Зрудонсуар. На правом берегу р. Зрудон, у с. Даасах	3,9	CO <sub>2</sub>	1,2	9,1	
227	Заккадон, на правом берегу	100	—	—	6,4	
228	Кесатикау, правый берег р. Заккадон	15	—	—	10,8	
229	Чуркумта. Правый берег небольшого ручья	0,8	CO <sub>2</sub>	1,1	0,3	Выходы из трещины в глинистых сланцах; каптирован плитами сланцев
230	Тананкау, правый берег р. Лядон	2,6—4,3	CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	1,5	— 14	Выходы из аллювия, каптирован плитами сланцев

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит воды, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
231	Лья-кау, левый берег р. Льядон	1,7	СО <sub>2</sub>	1,1	1—14	Четыре небольших грифона
232	Ист. Фиагодона. Верховья р. Фиагон, в 4 км к ЮВ от г. Тепли	16	СО <sub>2</sub>	1,8	3,5	Выходы приурочены к региональному Адайкомскому разлому
233	«Нарзан-воклюза» у с. Кетерси, в верховьях Терека	20 000	СО <sub>2</sub>	1,5	5,7	
234	Трусы, истоки р. Терек на левом берегу	15	—	—	7	
235	Перевал Сба	8,64—86,4	—	—	—	
236	Стыр-суар (большой), левый берег р. Терек против балки Аришком					
237	Реси	8,64				
238	с. Гимора. На правом берегу р. Терек	40	—	—	7,8	
239	Нижнекармадонский (грифон 2, верхний)	4,3	СО <sub>2</sub>	0,2	23,5	
240	Нижнекармадонский (грифон 1), правый берег р. Ченалдон	38	СО <sub>2</sub>	0,15	35,5	
241	Верхнекармадонский (грифон 5), у истока р. Ченалдон, у ледника Майли	103	СО <sub>2</sub>	0,38	50,2	
242	Верхнекармадонский (грифон 7)	73	СО <sub>2</sub>	0,74	57,0	
243	Верхнекармадонский (грифон 8)	95	СО <sub>2</sub>	0,82	55	
244	Кетерси, левый берег р. Терек, в 400 м от с. Кетерси	50	СО <sub>2</sub>	1,97	12,2	
245	Деси-I. Левый берег р. Терек,	—	СО <sub>2</sub>	2,4		Выходы (плоскостное высачи-

	в 700 м выше с. Деси					вание) приурочены к Тибско-Квеналетскому разлому
246	Нарзан-воклюз. Правый берег р. Терек, в 500 м к югу от ст. Кетерси	18 000— 24 000	СО <sub>2</sub>	1,47	5,7	Выход приурочен к трещиноватым крутонападающим слоям мергелей
247	Кетерси. Левый берег р. Терек, в 400 м к востоку от с. Кетерси	98	СО <sub>2</sub>	2,5		Выход приурочен к тектоническому разлому в толще флиша
248	Правый берег р. Десикомидон	34,5	СО <sub>2</sub>	3,3	3,8	Выходы приурочены к песчано-глинистой толще флиша
249	Левый берег р. Десикомидон	17,3	СО <sub>2</sub>	2,5	4,0	
250	Левый берег р. Десикомидон, в 500 м от русла	610	СО <sub>2</sub>	2,86	5,6	Два грифона на расстоянии 6—7 м друг от друга из делювиальных отложений вблизи разлома
251	р. Десикомидон, в 100 м ниже по течению от предыдущего ист.	17—26	СО <sub>2</sub>	2,38	7,6	
251a	Левый берег р. Десикомидон	26	СО <sub>2</sub>	2,7	5,8	Каптирован плитами сланцев
252	Кадласан, истоки р. Бол. Лиакхва, у ледника Кадласан	369			8	
253	Мидак-Кау, левый берег р. Эрманидон, у с. Верхние Эрмани	70	—	—	9—10	
254	Оба	8,64	—	—	—	
255	Челиат. Левый берег р. Челиатдон, у с. Челиат-Кеу	10620	—	—	8,5	
256	Эдиси. Правый берег р. Бол. Лиакхва, у с. Эдиси	1063,950	—	—	9	
257	Малый Эдиси. Левый берег р. Бол. Лиакхва	49,0	—	—	6,5	
258	Цагатдон. Правобережье р. Магатдон, на склоне вулкана Фидар-хох	—	—	—	11,5	
259	Бритати. Левый берег р. Бритатидон, у с. Бритати	120—130	—	—	10	
260	Хисурта. Левый берег р. Бритатидон, у с. Хисурта	123	—	—	8	—
262	Тлидон	8,64	—	—	—	—
263	Ванели. Правый берег р. Лиакхан, в 3 км выше с. Ванели	8,6	—	—	—	—

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит воды, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
264	Суарта 1	8,64—86,4	—	—	—	—
265	Суарта 2. Верховье Мал. Лиахвы, у с. Суарта	22,14	—	—	7	—
266	Глух. Правый берег р. Мал. Лиахвы, у с. Глух	18,450	—	—	7	—
267	Багини. Верховье р. Ксаики, у с. Багини	18,5	—	—	5,8	—
268	Ист. на левом берегу р. Эсиколендон	259,2	CO <sub>2</sub>	2,0	5	Трещина в травертине
269	Ист. на левом берегу р. Эсиколендон, в 150 м ниже ист. 268	1,5	—	—	6,4	Небольшая ложинка из-под разжиженных до состояния текучести делювиально-оползневых накоплений
270	Ист. на левом берегу р. Эсиколендон, в 100 м ниже по течению от ист. 269	260	—	—	4,8	Два грифона в отложениях травертина
271	Ист. на левом берегу р. Арсикомидон	800	CO <sub>2</sub>	0,54	1,5	Небольшая карстовая воронка
272	Ист. на левом берегу р. Арсикомидон, в 300—400 м ниже по течению от ист. 271	Суммарный дебит 25	CO <sub>2</sub>	2,2	2,5	Пять грифонов, линейно вытянутых вдоль русла на отрезке 11—12 м
273	Ист. на правом берегу р. Арсикомидон	9	CO <sub>2</sub>	1,7	2,5	Вода выходит из-под глыбы мергеля у основания задернованного склона
274	Стыр-Суар — Западный. Левый берег Мерена, в 900 м ниже с. Кетриси	55	CO <sub>2</sub>	2,1	7,8	Выход воды приурочен к разлому в глинистых сланцах и представляет водоем округлой формы
275	Стыр-суар — Большой, в 100 м от ист. 274	Суммарный дебит 1850	CO <sub>2</sub>	2,8	6,2	Выход приурочен к разлому в темной глинисто-мергелистой толще флиша. Два крупных гри-

276	Стыр-суар — Восточный. Левый берег р. Терек, против устья балки Арсикомидон	49	CO <sub>2</sub>	2,1	7	фона и 10 мелких
277	Хорабин-суар. Правый берег р. Терек, на 800 м ниже устья р. Арсикомидон, в 600 м от устья	105	CO <sub>2</sub>	2,5	5,5	Два грифона у подножия коренного склона
278	Ист. в верхней части Касарской теснины, на 0,7 км выше устья р. Касарадон	49 24,5	CO <sub>2</sub> CO <sub>2</sub>	2,5 2,3	6 6	Два грифона
279	Окрокани. Левый берег р. Терек, у с. Окрокана	25	CO <sub>2</sub>	1,53	85	—
280	Углекисло-сероводородный Касарский источник. Левый берег р. Мерек, в средней части Касарской теснины	18,5	CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> S	1,7 0,0042	7	Региональный разлом; несколько грифонов
281	Касарский нарзан. Правый берег р. Терек, в средней части Касарской теснины	1200—1500	CO <sub>2</sub>	2,2	6	Со дна небольшой ямы минеральная вода выбивает несколькими сильными струями
282	Окрокана. Левый берег р. Терек, на 0,2 км выше с. Окрокана	25	CO <sub>2</sub>	1,7	6,5	В 300 м южнее Мабско-Квенамтского разлома. Мергельная толща; маленькая ниша, обложенная камнями
283	Коби. У полотна Военно-Грузинской дороги, ниже с. Коби	147	CO <sub>2</sub>	2,5033	7	—
284	Малая Майорша. Левый берег р. Байдары, в 5 км выше с. Коби	18—25	CO <sub>2</sub>	1,92	6	Источник каптирован трубой
285	Источник на правом берегу р. Байдары, в 1 км ниже устья р. Белой	24,5	CO <sub>2</sub>	2,1	9	Несколько грифонов
286	Источник на правом берегу р. Байдары, в 0,4 км выше устья руч. Садзелис-хеви	59	CO <sub>2</sub>	3,0	5,5	Источник приурочен к обломочным отложениям
287	Коби. Правый берег р. Терек, в 1 км ниже с. Коби	900	CO <sub>2</sub>	2,046	—	Три крупных выхода каптированы каменными плитами

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит воды, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
288	Пхельши. Левый берег р. Терек, между селениями Пхельши и Куртиси	123	CO <sub>2</sub>	1,078	8,1	Вода выходит из нагромождений крупных глыб темных и красноватых андезитов двумя грифонами
290	Арша. Правый берег руч. Чхати, в 0,5 км выше его устья	—	CO <sub>2</sub>	0,4	10	Два грифона
291	Сакепис-хеви. Левый берег р. Терек, в овраге руч. Ахади	10	CO <sub>2</sub>	0,83	11,2	Несколько грифонов в средней части правого склона руч. Ахади из делювия
292	Паншети (Казбекский нарзан) Левый берег р. Терек, в 2 км от с. Казбеги и в 1 км от с. Паншети	65	CO <sub>2</sub>	2,08	15,5	
293	Паншети (купальный), рядом с ист. 292	177	—	—	15,8	
294	Гули	8,64—86,4	—	—	—	
295	Макарта	8,64	—	—	—	
296	Важас-Цкаро	86,4	—	—	—	
297	Пасанаури. Левый берег р. Арагви, у с. Пасанаури	—	CO <sub>2</sub>	1,43	13,5	
298	Псху	8,64	—	—	—	
299	Вашкацара	8,64	—	—	—	
300	Канчавети	86,4	—	—	—	
301	Араниси	8,64	—	—	—	
302	Порхишули. В 2 км выше хут. Таврели, на левом берегу р. Порхишули	Незначительный	—	—	12	
303	Саканако	8,64	—	—	—	
304	Запхито. Правый берег р. Запхито	40	—	—	7	
305	Априс-хеви	8,64	—	—	—	

306	Джава. Правый берег р. Бол. Лиахва, у с. Джава	—	—	—	11,3	
307	Мхлеби. В 2 км ниже с. Джава, правобережье р. Бол. Лиахва	0,03	—	—	13,5	
308	Свери	8,64	—	—	—	
309	Хутыта. Правый берег р. Тхел у с. Хутыта	8,61	—	—	9	
310	Мхельский. Правый берег р. Тхел, у с. Тхел, р. Кешельтадон	2,24	—	—	8	
311	Кешельтекский. Правый берег р. Кешельтадон, у с. Кешельта	0,9—1,04	—	—	10	
312	Кешельтадон. Вблизи ист. 311	0,3	—	—	Незначительный	
313	Кешельта. Правобережье р. Кешельтадон, в с. Кешельта	6,15	—	—	7,5—	
314	Черек-ком. Ущелье Черек-ком, приток р. Кешельтадон	7,5	—	—	10	
315	Ист. у Зикарского перевала, верховье р. Кешельтадон	4,3	—	—	7,5—	
316	Кемульт. Правый берег р. Кешельтадон, у с. Кемульт	9,5	—	—	11	
317	Контанто. На левом берегу р. Пада, у с. Контанто	—	—	—	7,5—	
318	Сохтинский II, с. Сохта левый берег р. Суарфаздон	1,23	—	—	9—	
319	Сохтинский I. Левый берег р. Суарфаздон, в 2 км ниже ист. 318	1,85 1,2	—	—	10	
320	Нагутни	8,64—86,4	—	—	—	
321	Чумателети	8,64—86,4	—	—	—	
322	Сурами	8,64	—	—	—	
323	Тамагина	8,64	—	—	—	
324	Верхняя Кевсельта, правый берег р. Джоджоры	43	—	—	6	

№ на карте (см. рис. 17)	Наименование источника	Дебит воды, м <sup>3</sup> /сут	Газ	Дебит газа, л/с	Температура, °С	Вид каптажа и характер выхода
325	Везурский. Ист. р. Везуридон (бассейн Джоджоры)	492—615	—	—	8,25	
326	Морех. Ист. у с. Морех, у дороги к Морехскому перевалу	3,44	—	—	9 14,2	
327	Уцера. Правый берег р. Риони	6,5	—	—	—	
328	Гоми	8,64	—	—	—	
329	Мацара. Левый берег р. Нацарули (приток Риони)	25	—	—	4,8	
331	Они	86,4	—	—	—	
333	Гулианта. Правый берег р. Везуридон, у с. Гулианта	3,07	—	—	13	
334	Урави I. Правый берег р. Лухумис-Цхали, в 4 км выше с. Урави (бассейн р. Риони)	4	—	—	11	
335	Урави III, рядом с источником	1	—	—	16,5	
336	Урави I, русло реки	Незначительный	—	—	12	
337	Урави II, рядом с ист. 335	8,64	—	—	—	
338	Гадамши	8,64	—	—	—	
339	Лихети	8,64	—	—	—	
339	Сахартуле. В устье р. Сахартуле, правый приток Лухумие-Цхали (бассейн р. Риони)	80	—	—	8,6	
340	Калавдаши	8,64	—	—	—	
341	Гвадриа	8,64	—	—	—	
342	Хресили	8,64	—	—	—	
343	Курсеби	8,64—86,4	—	—	—	
344	Зоди	8,64	—	—	—	
345	Кверети	8,64—86,4	—	—	—	
346	Аргвети	8,64	—	—	—	
347	Сулори	8,64—86,4	—	—	—	

348	Онджохети	8,64	—	—	—	
349	Никабести	86,4	—	—	—	
350	Свири	86,4	—	—	—	
351	Квалити	8,64	—	—	—	
352	Сакреула	8,64	—	—	—	
353	Накалакеви	86,4	—	—	—	
354	Тамисские минеральные источники. Долина р. Ардона, в 9 км к югу от г. Алагира	Суммарный дебит 5000—7000	H <sub>2</sub> S	0,25—0,7	10—12	Пять источников на правом берегу реки на протяжении 350 м. Выходят непосредственно из трещин карстового происхождения
355	Тамисское месторождение. Скв. 1	4840	H <sub>2</sub> S	0,19	16,6	
356	Черик-Кель. Правый берег р. Черек	70 000	H <sub>2</sub> S	0,005	10,2	
357	Бабуген. У с. Бабуген, на левом берегу р. Западный Черек	75	—	—	9	
358	Карасу. На правом берегу р. Карасу, в 100 м от места впадения ее в Черек Балкарский	160	H <sub>2</sub> S	0,019	—	В настоящее время источник занесен речными отложениями
359	Белореченские азотно-сероводородные термы. В 12 км к ЮЗ от г. Нальчика и в 8 км от курорта Долинское. Скв. 47	2500	H <sub>2</sub> S	0,002	27	Скв. ликвидирована в 1962 г.
360	Нарган. Правый берег р. Хесу (левый приток р. Черек) на расстоянии 15 км к ЮВ от г. Нальчика	0,6—0,8	CO <sub>2</sub>	0,5	12,5	Уступ террасы в месте выхода минеральной воды ограничен стенкой — дамбой
361	Гунделен. На правом берегу р. Гунделен, против устья рч. Урды	500	H <sub>2</sub> S	0,002	9,6	

\* По материалам М. И. Врублевского (1962) г., С. А. Шагольца (1959 г.), И. Я. Пацтелеева (1963, 1972 гг.) и др.

- Варианты проведения опытов для оценки запасов 158, 160, 166, 168  
 Варианты размещения скважин на местности 147  
 — на месторождениях с выясненным положением питающих зон 147  
 — на месторождениях с неустановленным положением питающих зон 148  
 Гидродинамический купол минеральных вод 107, 108, 160  
 Гидростатически экранированная разгрузка 82—85, 105, 128  
 Гипотезы формирования  $\text{CO}_2$  9  
 — химическая (биохимическая) 10  
 — термометаморфическая 10  
 — магматическая 10  
 — мантийная 10  
 — интрузивная 10, 11  
 — регионального метаморфизма 15  
 Глубинные гидрохимические (газохимические) опробования 133  
 Глубинная термометрия 133  
 Границы месторождения минеральных вод 89  
 — геологические 80, 89, 92, 93, 95, 97, 99, 100, 101, 103, 104  
 — гидротермические 80  
 — гидрохимические 80  
 Дегазация 10, 11, 15, 17, 19, 24, 25  
 Дефект геологического пространства 26, 27  
 " массы 27  
 Дешифрирование данных космической фотосъемки 59, 61, 120  
 Зональные откачки (выпуски) 157  
 Зоны горных ударов 45  
 Изотопный кислородный сдвиг 21  
 Инъекция магмы 10, 13, 100  
 Критерий достаточности 28  
 Летучие фракции 25, 30, 32  
 Линейное гидравлическое зондирование 140, 143  
 Мелкофокусные землетрясения 50, 51  
 Месторождения минеральных вод 82  
 — гидроинжекционные 158, 161, 162  
 — локального распространения 86  
 — регионального распространения 103  
 Метаморфические фации 16  
 — амфиболитов 16, 18  
 — гранулитов 16, 18  
 — зеленых сланцев 16, 17  
 — эпидотовых амфиболитов 16, 17  
 Модуль 68  
 — выноса  $\text{CO}_2$  63, 64, 65, 66, 67  
 — глубокого стока 58, 68  
 Молекулярный объем 28  
 Миграция очагов разгрузки 78, 122  
 Опытная ось 141  
 Откачка из спаренных скважин 161, 163  
 Охлаждающие процессы 46  
 — энтальпия химических реакций метаморфизма 47, 48, 49  
 — адиабатическое расширение газожидких флюидов 46, 49  
 Оценка природных ресурсов углекислых вод 158—169  
 — эксплуатационных запасов углекислых вод 161, 163, 168  
 — количества попутных газов 171

- Палингенные магмы 15
- Поисковые признаки минеральных вод 121, 123, 125
- Порядок обобщения гидрогеологических данных 132, 133, 139, 141, 147, 153
- Провинции минеральных вод 8, 11, 13
- Проницаемость трещинных дислокаций 58
  - зависимость от возраста структур 58, 63, 67
  - зависимость от господствующих форм структур 58, 68, 69
- Пространственное гидрогеологическое моделирование 130, 131
- Расшифровка гидродинамических условий месторождения 131, 139, 140
  - структурных условий месторождения 131, 139, 140
- Региональные дренажные системы 68, 69
- Региональный метаморфизм 15, 17, 20
- Регистрация прироста напоров минеральных вод 139
- Ресурсы азотных терм 66
- Ресурсы углекислых вод 64—66
  - Забайкалья 66
  - Малого Кавказа 64, 65
- Связь между газоносностью структур и теплопотокami 70
- Скрытая разгрузка минеральных вод 105, 108
- Соляной карст 36, 38
- Стадии изучения месторождений минеральных вод 118, 130
  - поисков 118, 127
  - предварительной разведки 130
  - детальной разведки 155
- Стадии развития региональных трещинных систем 52
  - юности 52, 53
  - зрелости 52, 53
  - старости 52, 54
- Теплоаномалии 123, 126
- Теплопотoki 57, 70
- Типизация месторождений минеральных вод 79, 82
- Удельная деформация горных пород при метаморфизме 31
- Функция 112, 115, 116
- Факторы эволюции трещинно-жильных водонапорных систем 42, 45, 53, 54

Введение . . . . .	3
--------------------	---

*Часть первая*

**Роль геотектонических процессов и метаморфизма горных пород  
в формировании углекислых вод**

Глава I. Процессы регионального метаморфизма в формировании углекислых вод . . . . .	7
Глава II. Дефект геологического пространства и важнейшие гидрогеологические следствия процессов регионального метаморфизма . . . . .	26
Глава III. Региональные закономерности пространственного размещения трещинно-жильных систем углекислых вод . .	52

*Часть вторая*

**Геоструктурная и гидродинамическая типизация месторождений углекислых вод горно-складчатых регионов**

Глава IV. Морфология и геолого-гидрогеологические факторы эволюции трещинно-жильных водонапорных систем провинции углекислых вод . . . . .	73
Глава V. Типы месторождений углекислых вод . . . . .	79
Группа месторождений локального распространения . . . . .	86
1. Месторождения нормальных сбросов . . . . .	90
2. Месторождения малоамплитудных взбросов и надвигов . . . . .	90
3. Месторождения крупноамплитудных взбросов и надвигов . . . . .	92
4. Месторождения в линейных дайках, жилах и силлах . . . . .	95
5. Месторождения кольцевых и конических даек . . . . .	97
6. Месторождения экзоконтактов интрузивов . . . . .	99
7. Месторождения интрузивных диапиров . . . . .	101
8. Месторождения кольцевых сбросов . . . . .	102
Группа месторождений площадного распространения . . . . .	103
9. Месторождения в зонах сочленения трещинно-жильных и пластовых водонапорных систем . . . . .	103
Глава VI. Особенности гидродинамики месторождений углекислых вод со скрытой (гидростатически экранированной) разгрузкой . . . . .	105

## Особенности гидрогеологического изучения месторождений углекислых вод

Г л а в а VII.	Дистанционные и прямые методы исследований на стадии поисков месторождений минеральных вод . . . . .	118
	Применение данных аэро-космосъемок для выявления площадей, перспективных на глубокие минеральные воды . . . . .	119
	Аэротермомагнитная съемка и комплексирование ее с наземной геолого-гидрогеологической съемкой для выявления зон развития минеральных вод . . . . .	121
	Особенности размещения скважин на местности в процессе поисковых работ . . . . .	127
Г л а в а VIII.	Комплекс гидрогеологических исследований на стадиях предварительной и детальной разведки . . . . .	130
	Решение задач по расшифровке структурных и гидродинамических условий месторождений минеральных вод . . . . .	130
	Пространственное гидрогеологическое моделирование . . . . .	131
	Регистрация прироста напоров по мере углубления поисково-разведочных скважин . . . . .	139
	Линейное гидравлическое зондирование . . . . .	140
	Выявление положения питающей трещинной зоны по объему выделяющегося спонтанного газа . . . . .	144
	Выбор оптимальных глубин бурения и порядок размещения разведочных скважин . . . . .	145
	Некоторые варианты размещения скважин на местности . . . . .	147
	Бурение разведочно-эксплуатационных скважин . . . . .	155
	Зональные откачки (выпуски) . . . . .	157
Г л а в а IX.	Новые методы оценки ресурсов углекислых вод и попутных газов . . . . .	158
	Оценка естественных ресурсов минеральных вод . . . . .	158
	Оценка количества попутных газов при опытно-эксплуатационных работах . . . . .	171
З а к л ю ч е н и е	. . . . .	173
С п и с о к л и т е р а т у р ы	. . . . .	178
П р и л о ж е н и я	. . . . .	190
П р е д м е т н ы й у к а з а т е л ь	. . . . .	282

**ГЕНРИХ СЕНЕКЕРИМОВИЧ ВАРТАНЯН**

**Месторождения углекислых вод  
горно-складчатых регионов**

Редактор издательства *А. И. Панова*

Переплет художника *А. Я. Толмачева*

Технические редакторы *А. В. Трофимов, В. В. Максимова*

Корректор *Е. И. Микрякова*

Сдано в набор 21/XII 1976 г.

Подписано в печать 20/V 1977 г.

Т-09655. Формат 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага кн.-журн.  
Печ. л. 18,0. Уч.-изд. л. 20,42. Тираж 1500 экз.  
Заказ 1465/6222-2. Цена 2 р. 80 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6  
Союзполиграфпрома при Государственном  
комитете Совета Министров СССР по делам  
издательств, полиграфии и книжной торговли  
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

## УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

*В издательстве «Недра»  
готовятся к печати новые книги*

---

**СМОЛЯНИЦКИЙ А. А., ПОПОВ П. В. Методы оптимизации геологоразведочных работ.** М., «Недра», 5,5 л. с ил., 6000 экз., 55 коп.

Книга содержит общие сведения о постановке и решении задач оптимизации (методы решения задач, теория ЭВМ и др.). Описаны примеры решения задач из практики геологоразведочных горных работ. Даны классификация горно-разведочных задач с позиций теории оптимизации, а также математическое обоснование и разбор ряда конкретных задач.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся проектированием и проведением геологоразведочных горных работ.

**СТОЯНОВ С. С. Механизм формирования разрывных зон.** М., «Недра», 10 л. с ил., 5000 экз., 1 р. 01 к.

В работе рассмотрены закономерности формирования трещин и смещений, составляющих разрывные зоны или сопровождающих крупные разрывы. В основе исследования находится большой экспериментальный и полевой материал. Предлагается новая методика количественного анализа деформаций в тектонофизических моделях с обработкой данных на ЭВМ. Дается критический обзор современных теоретических представлений о механизме образования оперяющих разрывов. Возникновение этих структур связывается с участками концентрации напряжений в окрестностях главных разрывов. Полученные результаты могут использоваться при детальном структурных наблюдениях, а также при оценке флюидной проницаемости горных пород. Монография отражает опыт и достижения тектонофизических исследований в Народной Республике Болгарии.

Книга рассчитана на геологов-специалистов по геотектонике, структурному анализу и тектонофизике.

**ФУРСОВ В. З.** Ртуть — индикатор при геохимических поисках рудных месторождений. М., 14 л. с ил., 3000 экз., 1 р. 41 коп.

В книге освещаются современные методы измерений концентраций ртути и разделения ее валовых концентраций на отдельные составляющие, соответствующие определенным формам нахождения ртути в горных породах и рудах, с помощью атомно-абсорбционных фотометров, а также закономерности распределения ртути в горных породах, рудах, нефтях, углях.

Рассматриваются особенности формирования литохимических и газовых ореолов рассеяния ртути, ртутных и нертутных месторождений. Показано, что ртуть является важным индикатором при геохимических поисках погребенных и скрытопогребенных ртутных, полиметаллических, медноколчеданных, золоторудных и других месторождений. Освещается методика геохимических поисков рудных месторождений по ореолам ртути.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся вопросами поисков и прогнозной оценки территорий на полезные ископаемые.

**ЧЕРНИЦЫН В. Б.** Металлогения Большого Кавказа. М., «Недра», 15 л. с ил., 2000 экз., 1 р. 64 к. В пер.

В книге рассматриваются условия формирования месторождений меди, свинца, вольфрама, молибдена и других типоморфных металлов на разных стадиях геологического развития, в тектонически неодинаковых зонах, в связи с разнотипными магматическими породами. Для каждого металла рассмотрены распространенность в породах региона, время и тектоно-магматические условия формирования месторождений, выделяются рудные формации с указанием благоприятных рудоконтролирующих факторов.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся проблемами рудных полезных ископаемых.

---

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отделы «Книга — почтой» магазинов:*

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

2р. 80к.

2151

НЕДРА