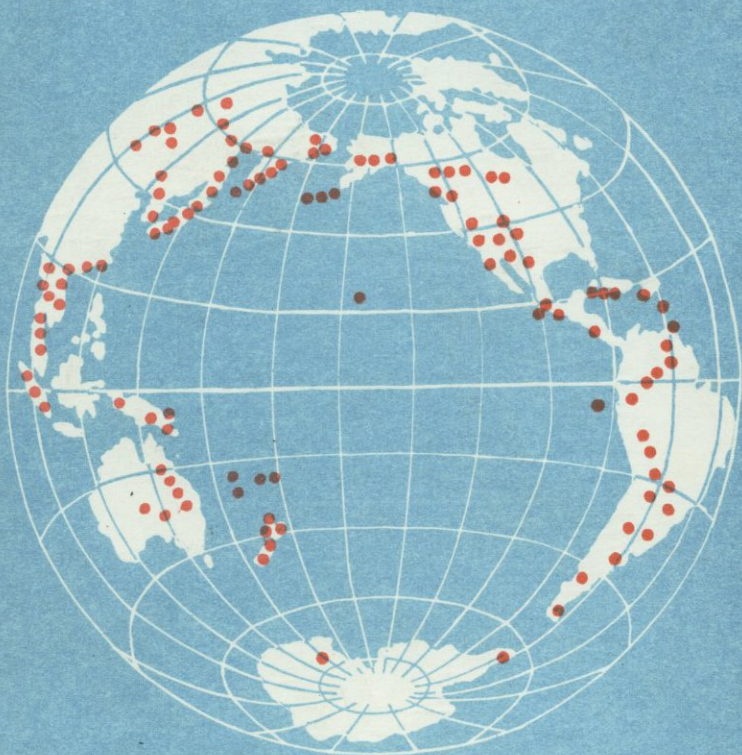


Е. А. БАСКОВ
С. Н. СУРИКОВ



ГИДРОТЕРМЫ ТИХООКЕАНСКОГО СЕКМЕНТА ЗЕМЛИ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский
геологический институт (ВСЕГЕИ)

Е. А. БАСКОВ, С. Н. СУРИКОВ

553.065

ГИДРОТЕРМЫ
ТИХООКЕАНСКОГО
СЕКМЕНТА
ЗЕМЛИ

1221



МОСКВА · «НЕДРА» · 1975



Басков Е. А., Суриков С. Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Недра», 1975. 172 с. (Мингео СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

Книга представляет собой первое монографическое описание закономерностей распространения, металлоносности и условий формирования термальных вод Тихоокеанского сегмента Земли. В ней проведено структурно-гидрогеологическое районирование территории, выделены основные типы термальных вод, охарактеризованы их общий химический и газовый состав, металлоносность, изотопный и бактериальный состав. Рассмотрены региональные закономерности распространения разных типов гидротерм и выявлены основные закономерности распределения в них металлов. Освещены вопросы взаимосвязи гидрохимической зональности и процессов вторичного преобразования горных пород в очагах разгрузки термальных вод, а также основные вопросы формирования важнейших типов термальных вод областей современного вулканизма и связанные с ними процессы современного рудообразования.

Книга рассчитана на специалистов гидрогеологов, геохимиков, вулканологов, геологов, занимающихся изучением закономерностей распространения и формирования термальных вод и гидротермальных месторождений.

Табл. 45, ил. 13, список лит. — 242 назв.

Редактор И. К. ЗАЙЦЕВ

Б $\frac{20806-115}{043(01)-75}$ 35-75

© Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), 1975

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в связи с общим развитием работ в области научного обоснования методов поисков полезных ископаемых большое значение приобретают гидрогеохимические и палеогидрогеологические исследования. «Вода стоит особняком в истории нашей планеты», — указывал В. И. Вернадский [31, с. 16]. «Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных, геологических процессов». С природными и, в частности, с подземными водами связаны разнообразные процессы миграции химических элементов и их соединений, приводящие при определенных благоприятных условиях к формированию месторождений различных полезных ископаемых. «Мы никогда не сможем познать, — справедливо отмечает А. В. Сидоренко [157, с. 45], — многие процессы рудообразования, диагенеза и литогенеза, если не будем знать геологические судьбы воды, ее геохимическую роль».

Между тем в настоящее время гидрогеохимические процессы, протекающие в земной коре в пределах различных геолого-структурных зон, изучены еще весьма слабо. Особый интерес представляет проведение гидрогеохимических исследований в областях современного вулканизма и новейших тектонических движений, где наиболее ярко проявляется участие подземных вод в различных геологических процессах (рудообразование, гидротермальный метаморфизм и др.). К таким регионам принадлежит Тихоокеанский сегмент Земли [146] и, в частности, территория Тихоокеанского подвижного (тектонического) пояса [161], обрамляющая Тихий океан. Она характеризуется интенсивными проявлениями современного вулканизма, активной сейсмичностью и исключительным разнообразием термальных вод*.

В результате многочисленных геологических работ, выполненных в пределах Тихоокеанского сегмента Земли как на территории СССР (Забайкалье, Камчатка, Курильские острова и др.), так и за рубежом (Японские острова, п-ов Корея, Филиппинский архипелаг, п-ов Индокитай, Зондские острова, о-ва Новая Гвинея, Новая Британия, Соломоновы, Новая Зеландия, Анды и Кордильеры Америки, п-ов Аляска, Алеутские острова и др.), накоплен обширный материал по различным вопросам геохимии термальных вод,

* К термальным водам относятся воды с температурой выше 20°С.

их металлоносности и процессам современного рудообразования. Однако этот огромный материал остается недостаточно обобщенным. До настоящего времени отсутствуют сводные работы, в которых были бы систематизированы и обобщены в региональном плане данные по гидрогеохимии термальных вод Тихоокеанского сегмента Земли. Между тем этот материал настолько обширен и разнообразен, что анализ и обобщение его, несомненно, являются весьма актуальной задачей региональных гидрогеохимических исследований. Особый интерес представляют эти исследования для разработки основ научного прогноза гидротермальных месторождений.

Настоящая монография является первой обобщающей работой по термальным водам Тихоокеанского сегмента Земли. Главное внимание в ней уделено выявлению региональных закономерностей распространения, формирования и металлоносности термальных вод областей современного вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. Неравномерная изученность территории не позволила рассмотреть все затронутые выше вопросы с одинаковой полнотой. В работе учтен и использован огромный фактический материал, содержащийся главным образом в литературных источниках. По территории Камчатки, Курильских островов, Забайкалья и Дальнего Востока СССР использованы также материалы Н. В. Альбинского и Г. И. Климова, проводивших исследования в этих регионах в 1962—1972 гг. Химические анализы проб воды из коллекций авторов выполнены в лаборатории природных вод и газов ВСЕГЕИ Г. П. Носовой, И. Н. Шарыхиной и Т. В. Егоровой; анализы газов — Т. А. Мишениной, Н. А. Скок; изучение микрофлоры — Л. Е. Крамаренко. Изотопный состав водорода и кислорода термальных вод из коллекций авторов изучался В. Е. Ветштейном и Г. А. Малюк, А. П. Девирцем, В. А. Молочновой, изотопы углерода — И. М. Адельбергом, изотопы гелия — И. Н. Толстихиным, И. Л. Каменским и Б. А. Мамыриным, изотопы аргона — Л. К. Левским. В статистической обработке материалов по химическому составу гидротерм Курильских островов большую помощь оказал Г. И. Климов. Глава VI написана с участием Л. Е. Крамаренко.

Главы III, IV, V и VI написаны Е. А. Басковым и С. Н. Суриковым, остальные главы — Е. А. Басковым, которым осуществлено и общее редактирование работы.

Авторы выражают большую признательность всем упомянутым выше товарищам, а также Б. В. Стыриковичу за предоставленное большое количество переводов японской литературы по термальным водам. За постоянную помощь в работе авторы выражают большую признательность Л. И. Красному и И. К. Зайцеву.

Авторы весьма благодарны также Н. И. Толстихину и В. К. Ротману за ценные замечания в процессе подготовки работы к печати, способствовавшие ее улучшению.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ОБЩИХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ РЕГИОНА

I. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В пределы рассматриваемой территории входят в основном структуры Тихоокеанского тектонического (подвижного) пояса и ложа Тихого океана (рис. 1). Эта территория обладает весьма сложным геологическим строением. Она включает в себя три основных типа структур: материков, переходную зону (от материков к океану) и океанические структуры. Материки, как известно, отличаются большой мощностью (не менее 25 км, местами до 70—80 км) земной коры и наличием трех основных слоев: осадочного ($v_{\text{ср}}=2,2$ км/с), гранитного ($v_{\text{ср}}=5,5-6$ км/с) и базальтового ($v_{\text{ср}}=6,7-7$ км/с). В океанах мощность земной коры обычно менее 6—7 км, при этом в них отсутствует гранитный слой. Переходные зоны характеризуются мозаичным распределением разных типов земной коры: под глубоководными морями земная кора имеет облик, близкий к океаническому, а под массивами суши и подводными хребтами — имеет обычно материковый тип. Тектонике Тихоокеанского сегмента и отдельных его частей посвящено большое число работ [25, 88, 97, 100, 146 и др.]. Современные представления о тектонике региона в целом были заложены исследованиями С. С. Смирнова [161], который выделил в его пределах Тихоокеанский пояс как зону мезозойской складчатости, почти непрерывным кольцом охватывающую Тихий океан. Последующие исследования полностью подтвердили эти выводы. В 1965 г. П. Н. Кропоткиным и К. А. Шахарстовой [100] была опубликована крупная сводная работа по геологии Тихоокеанского пояса, в которой дан обстоятельный обзор обширной литературы по этой территории.

Вопросы тектоники дна Тихого океана наиболее полно рассмотрены Г. У. Менардом [114] и Г. Б. Удинцевым [183]. В 1970 г. вышла в свет Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1 : 10 000 000 [168], а в 1972 г. Ю. М. Пушаровским опубликована монография, представляющая собой пояснительную записку к этой карте [146]. В этих работах нашли отражение результаты всех ранее выполненных разнообразных исследований по тектонике Тихоокеанского сегмента Земли.

Принципиальная схема тектонического районирования этой территории приведена на рис. 1. Ниже будут даны краткие пояснения этой схемы районирования.

Дорифейские складчатые комплексы, слагающие фундамент древних платформ, в пределах рассматриваемой территории выхо-

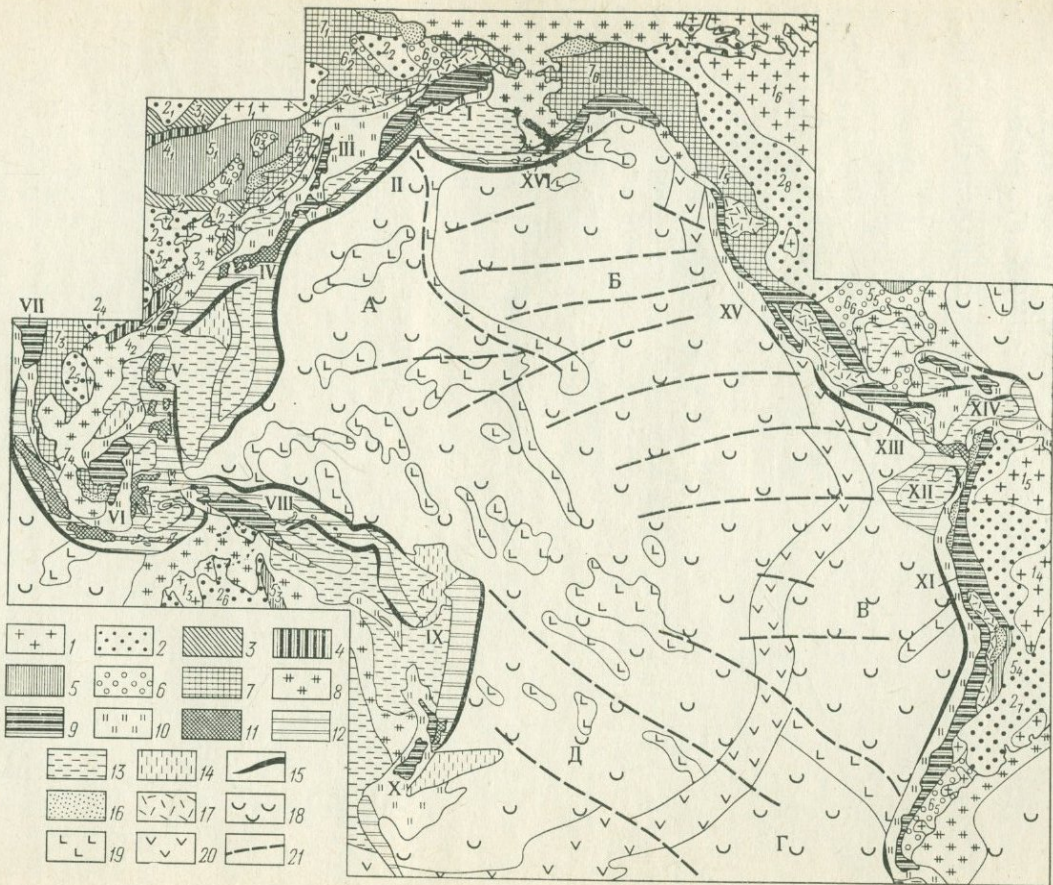


Рис. 1. Схема тектонического районирования Тихоокеанского сегмента Земли. По Л. И. Красному, Г. Б. Удинцеву, А. Л. Яншину, Ю. М. Пушаровскому и др.

1 — выступы дорифейского складчатого фундамента на поверхность: 1₁ — Алданский щит, 1₂ — Ляодунский щит, 1₃ — Западно-Австралийский щит, 1₄ — Бразильский щит, 1₅ — Гвианский щит, 1₆ — Канадский щит; 2 — чехол древних платформ и массивов: 2₁ — Сибирская платформа, 2₂ — Колымский массив, 2₃ — Северо-Китайская платформа, 2₄ — Южно-Китайская платформа, 2₅ — Индосинийский массив, 2₆ — Австралийская платформа, 2₇ — Южно-Американская платформа, 2₈ — Северо-Американская платформа; 3 — области рифейско-раннепалеозойской складчатости (байкалиды): 3₁ — Саяно-Байкальская, 3₂ — Корейско-Северо-Китайская; 4 — области среднепалеозойской складчатости (каледониды): 4₁ — Алтай-Саянская, 4₂ — Катазятская; 5 — области позднепалеозойской складчатости (герциниды): 5₁ — Центрально-Азиатская, 5₂ — Циньянская, 5₃ — Восточно-Австралийская, 5₄ — Восточно-Андская, 5₅ — Аппалачская; 6 — осадочный чехол эпипалеозойских платформ: 6₁ — Анюйский прогиб, 6₂ — Момская впадина, 6₃ — Зее-Буренская впадина, 6₄ — впадина Сунляо, 6₅ — Патагонский прогиб, 6₆ — впадина Голф; 7 — области мезозойской складчатости: 7₁ — Верхояно-Чукотская; 7₂ — Сихотэ-Алиньская, 7₃ — Аннамитская, 7₄ — Индонезийская, 7₅ — Северо-Американская, 7₆ — Центрально-Аляскинская; 8 — области подводного распространения докайнозойских структур; 9 — области кайнозойской складчатости; 10 — области подводного распространения кайнозойских структур; 11–15 — современные геосинклинальные области: 11 — зоны поднятий на суше, 12 — преимущественно подводные геосинклинальные морские котловины (глубокие впадины кайнозойских и современных геосинклинальных систем), 13 — глубоководные морские котловины (глубокие впадины кайнозойских и современных геосинклинальных систем), 14 — подводные массивы и поднятия, 15 — геосинклинальные желоба; 16 — некоторые наложенные впадины и прогибы в мезозойских и кайнозойских складчатых и современных геосинклинальных областях; 17 — позднемезозойские и кайнозойские вулканические пояса;

1 — Корякская складчатая область (с. о.), II — Курило-Камчатская тектоническая система (т. с.), III — Сахалинская с. о., IV — Японская т. с., V — Филиппинская т. с., VI — Зондская т. с., VII — Бирманская с. о., VIII — Ново-Гвинейская т. с., IX — Фиджийская т. с., X — Ново-Зеландская т. с., XI — Андская т. с., XII — Галапагосская т. с., XIII — Центрально-Американская т. с., XIV — Карибская т. с., XV — Северо-Американская т. с., XVI — Аляско-Алеутская т. с.

Тектонические области дна океана: 18 — талассократоны (талассократоны): А — Северо-Западный, Б — Северо-Восточный, В — Перуанско-Чилийский, Г — Беллинсгаузена, Д — Южный; 19 — поднятия (сводные и глыбовые), вулканические хребты и нагорья; 20 — Восточно-Тихоокеанский подвижный океанический пояс; 21 — крупные зоны разломов

дят на поверхность на Алданском щите Сибирской платформы, Ляодунском щите Северо-Китайской платформы, Контунском выступе Индокитайского массива, Западно-Австралийском щите Австралийской платформы, Бразильском и Гвианском щитах Южно-Американской платформы, Канадском щите Северо-Американской платформы и на других более мелких выступах этих платформ. Они представлены преимущественно глубокометаморфизованными осадочными породами (гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами, мраморами и т. п.), а также магматическими породами кислого и основного состава.

Осадочный чехол платформ (Сибирской, Северо- и Южно-Китайской, Австралийской, Северо- и Южно-Американской) представлен слабо метаморфизованными терригенными, карбонатными, галогенными, а также вулканогенными образованиями рифейского, палеозойского и более молодого возраста. Мощность осадочного чехла в платформенных впадинах достигает 10—12 км и более. Залегают осадочные и вулканогенные толщи на платформах обычно весьма полого. Исключение составляют лишь Северо- и Южно-Китайская платформы, где осадочный чехол довольно сильно дислоцирован.

Тихоокеанский пояс включает складчатые структуры и современные геосинклинальные зоны, расположенные между океаном и древними (дорифейскими) континентальными платформами. При этом на континентах достаточно четко проявляется смена древних складчатых областей более молодыми (от дорифейских до кайнозойских) по мере продвижения от внутренних частей материков к океану [161].

В пределах выходов на поверхность складчатых комплексов байкалит, каледонид и герцинид распространены в основном складчатые сильно дислоцированные и сильно метаморфизованные осадочные (терригенные и карбонатные) и вулканогенные толщи рифейского и палеозойского возраста. Мощность их достигает 10—14 км. Весьма часты в них интрузии основных пород и гранитоидов. На байкальские, каледонские и герцинские структуры местами наложены постскладчатые (в основном мезо-кайнозойские) впадины и прогибы, выполненные полого залегающими и слабо метаморфизованными в основном терригенными и вулканогенными толщами мощностью до 4—6 км. Наиболее крупные из них Зее-Буринская, Сун-Ляо и др. (см. рис. 1).

Области мезозойской складчатости занимают обширные площади на востоке Азиатского материка и в западной части Северной Америки. В их пределах широко распространены верхнемезозойские и мезозойские складчатые сильно метаморфизованные и сильно дислоцированные терригенные и вулканогенные образования мощностью до 10—12 км. Они часто прорваны интрузиями кислого и основного состава. В мезозоидах довольно большую роль играют крупные срединные и остаточные массивы (Омолонский, Охотский, Ханкайский, Юконский и др.). В этих массивах значительно сокра-

щены мощности осадочных и вулканогенных толщ палеозойского и мезозойского возраста, и дислоцированы они в целом менее интенсивно. На складчатые структуры геосинклинального комплекса мезозойские накладываются многочисленные впадины, выполненные обычно отложениями мелового и палеоген-неогенового возраста. Вдоль восточного края Азиатского материка, накладываются на различные структуры, протягивается Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс. Общая протяженность его (с перерывами) около 8 тыс. км, ширина колеблется обычно от 30 до 300 км. В его пределах распространены главным образом вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи мелового возраста, местами переслаивающиеся с осадочными терригенными угленосными образованиями. Мощность толщ колеблется от сотен метров до 5—6 км, залегают они с резким угловым несогласием на подстилающих их более древних образованиях. Нижнемеловые эффузивы, как правило, довольно сильно дислоцированы и прорваны интрузиями кислого и реже основного состава. Верхнемеловые отложения часто смяты только в пологие складки и прорваны гранитными интрузиями. Эффузивы палеоген-неогенового возраста залегают почти горизонтально, мощность их колеблется от 300 до 1200 м.

Меловые и палеоген-неогеновые эффузивы широко распространены в Андах в области Главной Кордильеры. В Северо-Американских Кордильерах интенсивная вулканическая деятельность происходила в палеоген-неогеновое время.

Кайнозойские складчатые области и современные геосинклинали, обрамляющие Тихий океан, обладают весьма различным строением. В западной части, прилегающей к Азиатскому и Австралийскому материкам, эта зона имеет весьма большую ширину (до 3000—5000 км), характеризуется неоднородным строением земной коры (наличием блоков с материковой и океанической корой), сложным строением островных дуг и т. п. В восточной части Тихоокеанского пояса данная зона построена более просто: отсутствуют островные дуги и окраинные глубоководные моря, зона кайнозойской складчатости охватывает краевую часть континента.

В областях кайнозойской складчатости и современных геосинклинальных областях широко развиты осадочные и вулканогенные толщи палеогена и неогена мощностью до 10—14 км. Они обычно слабо метаморфизованы и собраны в относительно простые складки, разбитые сбросами. В синклиналиях породы менее дислоцированы по сравнению с антиклинорными зонами. В последних осадочные и вулканогенные толщи палеогена и неогена часто прорваны основными, реже кислыми изверженными породами. На кайнозойские структуры местами наложены четвертичные вулканические пояса и современные вулканы.

Выделяемые в областях кайнозойской складчатости и современных геосинклиналях тектонические системы (Камчатско-Курильская, Японская и др., см. рис. 1) обладают сложным строением — они включают часто геоантиклинальные гряды (в том числе

островные дуги), глубоководные морские котловины, глубоководные желоба. Геоантиклинальные гряды в основном являются подводными и выходят на поверхность в виде островов часто с молодыми вулканами. Протяженность этих островных дуг достигает 2—4 тыс. км, ширина же обычно не превышает 100—200 км. Относительно дна смежных желобов островные дуги возвышаются часто на 8—10 км и более, а относительно дна глубоководных котловин окраинных пород — на 3—5 км. В сложении геоантиклинальных гряд участвуют в основном слабо метаморфизованные палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования.

В некоторых островных дугах (Курильской, Рюкю и др.) геоантиклинальные зоны разделяются продольными прогибами, прослеживающимися на сотни километров. Эти прогибы заполнены, вероятно, в основном слабо дислоцированными осадочными и вулканогенными образованиями неогенового и четвертичного возраста мощностью до 3—4 км и более. В глубоководных морских котловинах и глубоководных желобах почти повсеместно устанавливается наличие рыхлых осадков неоген-четвертичного возраста мощностью от 1—2 до 5—6 км.

Основными структурами ложа Тихого океана [146] являются Восточно-Тихоокеанский подвижный океанический пояс, Северный талассоген и Южный талассоген (см. рис. 1).

Восточно-Тихоокеанский пояс имеет протяженность около 16 тыс. км. Он представляет собой в целом очень широкий (до 1—2 тыс. км) и сравнительно низкий (до 2—3 км относительно ложа океана) свод. В осевой, наиболее расчлененной части свода осадочный покров часто отсутствует. Осевая часть свода обладает довольно высокой тектонической мобильностью, хотя во многих местах она лишена характерного облика рифтовых зон срединно-океанических хребтов [183]. Наиболее высокие вершины в осевой части Восточно-Тихоокеанского пояса поднимаются над водой в виде вулканических островов (Пасхи и Сала-и-Гомес). Рифтовая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия переходит в узкий грабен Калифорнийского залива, а в пределах материка продолжением ее являются, вероятно, впадины Имперлах, Сан-Хоакин и Сакраменто [114, 183]. Пологие склоны Восточно-Тихоокеанского пояса покрыты чехлом осадочных слабо уплотненных образований неогенового и четвертичного возраста общей мощностью до 300—500 и реже до 1000 м [183].

В талассогенах выделяются два основных типа структур: океанические плиты (талассоплены) и поднятия. Талассоплены соответствуют океаническим котловинам. Они имеют в основном крупнохолмистый рельеф с отдельными горными поднятиями. В южной части талассоплена Беллинсгаузена и в северной части Северо-Западного талассоплена расположены обширные абиссальные равнины. Мощность осадочных рыхлых и слабо уплотненных отложений в талассопленах колеблется обычно от первых сотен метров

до 1000—1500 м [104, 114, 183]. Горы в пределах талассопленов сложены в основном вулканическими породами.

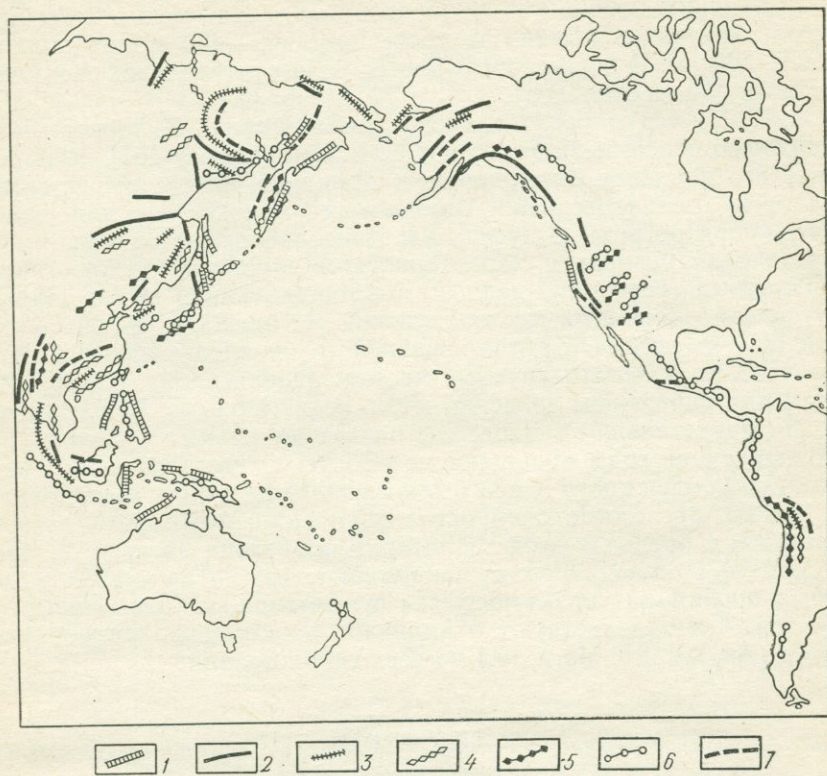


Рис. 2. Схема размещения некоторых металлогенических зон в пределах Тихоокеанского подвижного пояса [81]

1 — зоны с месторождениями Cu, Sg и др., связанными с гипербазитами и базитами в провинции притихоокеанского типа; 2 — зоны с золоторудными месторождениями кварцево-жильного и других типов, связанными с малыми интрузиями умеренно кислого и среднего состава средних и поздних стадий развития складчатых областей провинций континентального типа; 3 — зоны с месторождениями Sn, W, Mo, Ta, Nb и другими элементами, связанными с гранитоидами средних и поздних стадий развития складчатых областей континентального типа и областей активизации; 4 — зоны с месторождениями Pb, Zn, Sn (касситерито-сульфидной и касситерито-силикатной формаций) в ассоциации с малыми гипабиссальными и субвулканическими интрузиями различного состава поздних стадий развития складчатых областей континентального типа и вулканогенных поясов; 5 — зоны с месторождениями Cu, Pb, Zn, Au в ассоциации с малыми интрузиями, экструзивами, субвулканическими андезито-липаритовой формации провинций типа вулканогенных поясов, частично провинций континентального типа; 6 — зоны с месторождениями Au, Ag (эпитермы), Pb, Zn, Ba (Cu), связанными с экструзивами и субвулканическими андезито-липаритовой формации провинций типа вулканогенных поясов; 7 — зоны с месторождениями Hg, Sb в провинциях разных типов

Поднятия в талассопленах представляют собой большей частью пологие своды с надстраивающими их вулканическими горами, массивами и хребтами [183]. К такому типу поднятий принадлежат, например, Гавайское, Императорское, Туамоту (см. рис. 1).

Для поднятия Шатского характерна большая мощность осадочного покрова (до 1000 м в его сводовой части) [183].

На краях талассогенов широко распространены пологие краевые валы, примыкающие к глубоководным океаническим желобам. Высота этих валов обычно не превышает 200—400 м при ширине до 300—500 км. Они мало отличаются от структур ложа океанических плит (талассопленов).

Основные черты региональной металлогении Тихоокеанского подвижного пояса были выявлены С. С. Смирновым [161], выделившим в его пределах внутреннюю и внешнюю зоны с существенно различной металлогенией. Внутренняя приокеаническая зона, включающая островные дуги и частично побережье океана, имеет кайнозойский возраст и характеризуется широким распространением медных (серебряно-медных) месторождений и почти полным отсутствием оловянных месторождений. Во внешней зоне, более удаленной от океана и расположенной в пределах мезозойской складчатости, известны крупные месторождения олова, вольфрама, золота при ничтожном значении меди. Эти выводы С. С. Смирнова в целом представляют интерес и в настоящее время.

В последние годы обобщающие работы по металлогении Тихоокеанского подвижного пояса были выполнены рядом исследователей [30, 80, 81]. Схема распространения важнейших металлогенических зон в пределах этой территории приведена на рис. 2. Все эти данные, с одной стороны, показывают, что металлогения выделенных провинций характеризуется существенным различием, и, с другой, — свидетельствуют о наличии «сквозьпроходящих» элементов (Au, Ag, Sb, Hg и др.) во всех типах провинций.

2. ВУЛКАНИЗМ

Тихий океан окаймлен кольцом действующих вулканов (рис. 3). Вулканические процессы по периферии Тихого океана, несомненно, постоянно протекали в палеозойское, мезозойское и кайнозойское время. Так, в Японии установлены вулканогенные образования силура, девона, карбона и перми. Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс развивался от поздней юры до неогена [80]. Интенсивная вулканическая деятельность в конце мезозоя — начале кайнозоя происходила в юго-западной части Тихого океана [114].

Современный вулканизм в восточной части Тихоокеанского подвижного пояса сосредоточен в районах островных дуг, а в западной части — в молодых горных системах Америки, протягивающихся вдоль побережья Тихого океана. В Тихом океане современный надводный вулканизм известен на Гавайских островах, на о-вах Самоа и Галапагос. Наряду с надводными вулканами известно огромное количество подводных вулканов, в том числе действующих. Последние, так же как и надводные действующие вулканы, в основном распространены в районах островных дуг.

В пределах региона выделяется несколько вулканических провинций [10, 106], показанных на рис. 3. В Курило-Камчатской про-

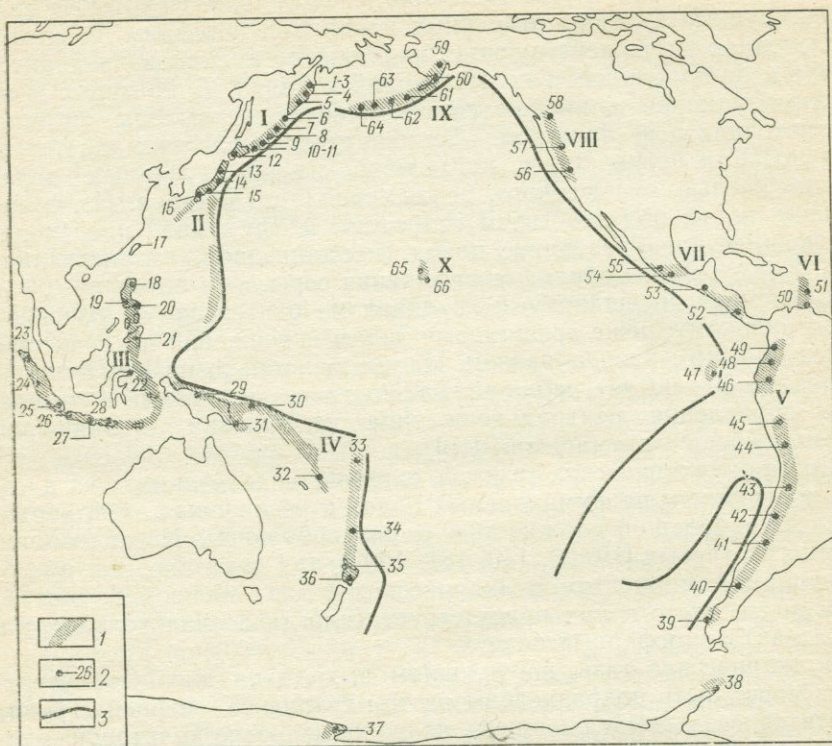


Рис. 3. Схема проявлений современного вулканизма в пределах Тихоокеанского подвижного пояса

1 — районы проявления современного вулканизма; 2 — действующие вулканы и их номера; 3 — андезитовая линия [114]. I — Курило-Камчатская вулканическая провинция: 1 — Швелуч, 2 — Ключевской, 3 — Безымянный, 4 — Узон, 5 — Мутновский, 6 — Эбеко, 7 — Кунтсминтар, 8 — Берга, 9 — Баранского, 10 — Менделеева, 11 — Голловина; II — Японская вулканическая провинция: 12 — Шова-Шиндзан (Усу), 13 — Ивате, 14 — Насу, 15 — О-Сима, 16 — Асо, 17 — Хокуто; III — Индонезийско-Филиппинская вулканическая провинция: 18 — Кагуа, 19 — Тааль, 20 — Булусан, 21 — Макатуринг, 22 — Клатат, 23 — Бурин-Телонг, 24 — Мерапи, 25 — Кракатау, 26 — Папандаян, 27 — Кава-Иджен, 28 — Тамбора; IV — Новозеландско-Новогвинейская вулканическая провинция: 29 — Иффар, 30 — Саво, 31 — Трафалгар, 32 — Амбрим, 33 — Нунуафу, 34 — Рауль, 35 — Уайт, 36 — Тонгариро, 37 — Мельбурн; V — Андская вулканическая провинция: 38 — Диссепшин, 39 — Янталес, 40 — Кальбуко, 41 — Антуко, 42 — Сан-Хосе, 43 — Ранкон, 44 — Такора, 45 — Мисти, 46 — Тангурагуа, 47 — Пасто, 48 — Руиз, 49 — Вольфа; VI — Антильская вулканическая провинция: 50 — Мон-Пеле, 51 — Суфрриер; VII — Центрально-Американская вулканическая провинция: 52 — Ирасу, 53 — Сант-Яго, 54 — Попокатепель, 55 — Парикутин; VIII — Северо-Американская вулканическая провинция: 56 — Лассен-Пик, 57 — Худ, 58 — Бейкер; IX — Алеутско-Аляскинская вулканическая провинция: 59 — Монт-Сперр, 60 — Катмай, 61 — Акутан, 62 — Юнаска, 63 — Бол. Ситхин, 64 — Кыска; X — Центрально-Тихоокеанская вулканическая провинция: 65 — Мауна-Лоа, 66 — Килауэа

винции имеется около 200 вулканов, в том числе 60 действующих. В Японской провинции известно 144 вулкана, из них 45 действовали в историческое время. Характерной особенностью многих вул-

канов этой провинции являются их огромные кальдеры (диаметр до 25—26 км). В Индонезийско-Филиппинской провинции известно около 500 вулканов, в том числе 156 действующих. Некоторые наиболее крупные вулканы отдельных провинций показаны на рис. 3.

Основная часть действующих надводных вулканов находится сейчас в фумарольной и сольфатарной стадиях. В кратерах и на склонах вулканов наблюдаются многочисленные выходы термальных источников и фумарол. Температура последних достигает 200—300°С и более. Воды источников на фумарольных полях обычно кислые, сульфатного, реже хлоридного состава. На фумарольных полях под действием гидротерм и фумарол происходит интенсивное преобразование пород (каолинизация, алунитизация и др.), часто видны обильные отложения серы.

Современный надводный вулканизм относится в основном к центральному, реже трещинному типу извержений и характеризуется большим разнообразием. Например, только на Камчатке за последние 50—60 лет наблюдались почти все известные в литературе проявления центрального типа извержений (вулканский, стромболийский, катмайский) [10].

Состав вулканических газов, т. е. газов, выделяющихся на дневную поверхность на фумарольных полях и из лавовых озер, характеризуется большой сложностью и разнообразием. Исследованиями многих ученых [19, 20, 140, 181, 129 и др.] показано, что преобладающим компонентом вулканических газов являются обычно пары воды, часто в них присутствует (иногда в значительных количествах) атмосферный воздух.

Вулканические газы по условиям выхода на дневную поверхность могут быть подразделены на три группы. К первой группе относятся газы, выделяющиеся из лавовых озер, ко второй — газы первичных фумарол и к третьей — газы вторичных фумарол.

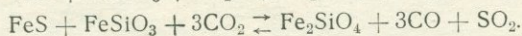
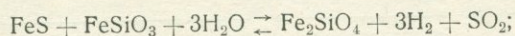
Вулканические газы, выделяющиеся из лавовых озер, изучены на Гавайях, в Японии и Центральной Африке [23]. Состав их существенно различен. В составе активных * газов лавового озера вулкана Михара (Япония) резко преобладает водород. Вместе с тем в водном конденсате этих газов были обнаружены хлор в количестве 67,6 г/л, сера (общая) — 0,16 г/л, железо — 69,8 г/л [217]. Обращает на себя внимание весьма высокая концентрация железа в конденсате. Однако часть его, несомненно, извлекалась из железной трубки, с помощью которой отбирался водный конденсат [217].

В активных газах лавовых озер о. Гавайи примерно в равных количествах содержатся углекислый газ и кислородные соединения серы (SO_2 и SO_3), а в газах лавового озера вулкана Нирагонго преобладает углекислый газ. Причины таких резких колебаний состава газа, выделяющихся из лавовых озер, в настоящее время не установлены. Предполагают [23], что эти различия обусловлены приуроченностью данных вулканов к разным типам земной коры

*. Вулканические газы без паров воды, кислорода, азота и аргона [121].

и мантии (вулкан Килауэа — океаническая кора и мантия, вулкан Нирагонго — континентальная кора и мантия).

Образование сернистых газов, сероводорода и водорода в магме происходит, по мнению С. Мацуо [113], в результате различных окислительно-восстановительных реакций между парами воды, углекислоты и твердыми растворами силикатов и сульфидов. Например:



Теоретические (расчетные) и наблюдаемые значения отдельных компонентов в газах лавового озера вулкана Килауэа весьма близки, что указывает на обоснованность вышеприведенных реакций [113].

Состав активных газов фумарол, приуроченных к жерлам действующих вулканов (первичных фумарол) [181], довольно разнообразен и вместе с тем близок к составу газов, выделяющихся из лавовых озер. Достаточно четко намечаются три разновидности газов: 1) преимущественно углекислых; 2) смешанных (углекислых и сернистых); 3) преимущественно сернистых. Сумма активных газов первичных фумарол большей частью (с учетом паров воды) составляет десятые доли и первые единицы процентов.

Среди соединений серы в газах первичных фумарол, так же как и в газах лавовых озер, преобладает обычно сернистый газ. Концентрации его колеблются от 1—3 до 20—40% и реже достигают 60—80% (к сумме активных газов). При этом строгой зависимости концентраций SO_2 от величины температуры фумарольных газов не наблюдается. Довольно часто в газах первичных фумарол обнаруживается сероводород в количествах до 15—20, реже до 30—35%. В этом существенное отличие газов первичных фумарол от газов, выделяющихся из лавовых озер, где содержание H_2S не превышает 0,5—1%.

Содержание водорода в составе активных газов первичных фумарол достигает 15%, хлористого водорода — 20—26%, фтористого водорода — 3%, иногда отмечается присутствие метана — до 1—1,3%.

Достаточно полное представление о составе газов этих фумарол можно получить с учетом данных о их водных конденсатах (искусственных). Некоторые данные о химическом составе искусственных конденсатов приведены в табл. 1. Как видно, они характеризуются весьма сложным составом, наличием свободных кислот (соляной, серной и др.), присутствием брома, фтора, иода, различных металлов (железо, алюминий и др.). В сухом остатке конденсатов обнаружены Zn, Be, Ti, Se, Pb, Cu, Ag, Co, Ni, V, Sr, Zr и другие элементы [22]. Характерными металлами вулканических газов Камчатки являются Cu, Mo, Zn, Sn [22].

Весьма полно изучен состав фумарольных газов вулкана Шова-Шиндзан в Японии [181]. В составе их конденсатов обнаружены

Химический состав искусственных конденсатов из фумарол
Курило-Камчатской вулканической провинции (в мг/кг)

Компоненты	1 (1)*	2 (1)	3 (3)	4 (2)	5 (6)	6 (6)	7 (10)	8 (11)	9 (5)
H ⁺	192	142	278,8	13,6	293,68	197	1,5	0,86	550,00
NH ₄ ⁺	Не обн.	Не обн.	Не обн.	2797,3	0,10	0,5	0,10	Не обн.	350,00
K ⁺	40	21	14,2	60	11,28	40	11,30	18,30	33,20
Na ⁺	125	284	66,1	185	20,61	140	18,30	8,90	250,00
Ca ²⁺	186	185	169,5	162	89,78	321	10,00	49,50	264,50
Mg ²⁺	64	24	39,5	24	12,16	131	9,60	7,20	80,38
Fe ²⁺	19,1	Не обн.	96	20	Не обн.	12,5	Не обн.	Следы	50,0
Fe ³⁺	34	133	—	—	"	380	"	Не обн.	Не обн.
Al ³⁺	93	235	144	34	"	650	0,10	15,90	—
F ⁻	52	103	Не обн.	44	2,00	2	—	—	600,0
Cl ⁻	4960	3905,5	3778	6665	8404,02	6524	50,10	70,90	7801,0
Γ ⁻	2,1	0,2	Не обн.	12,8	Не обн.	0,6	—	—	—
Br ⁻	5,1	1,5	"	31	"	1,4	—	—	—
HSO ₄ ⁻	Не обн.	1776,0	—	—	—	5348	—	—	Не обн.
SO ₄ ²⁻	4238,3	3149,7	3990	148	423,80	3305	61,70	172,80	—
H ₂ SiO ₃	86	96	62	295	103,56	312	12,80	7,50	—
Σ _{мин}	11160,6	10230,4	13432,0	10493,2	11223,81	17380,0	175,50	688,16	31480,08
pH	0,71	0,85	0,50	1,86	0,80	0,82	4,72	5,45	0,26
T, °C	260	360	450	220	110	90	90	98	500

* Первые цифры — порядковые номера, цифры в скобках — номера вулканов на рис. 3. 1 — Камчатка, вулкан Шевелуч, фумарола Центральная. Также установлены (в мг/кг): Mn — 3, SO₃²⁻ — 751, HBO₂ — 296 [22]; 2 — там же, вулкан Шевелуч, купол Суелич (в мг/кг): Mn — 2,5, H₃BO₃ — 148 [22]; 3 — там же, вулкан Безымянный (в мг/кг): SO₃²⁻ — 4880 [22]; 4 — там же, вулкан Ключевской, лавовый поток (в мг/кг): Mn — 1,5 [22]; 5 — о. Парамушир, вулкан Эбеко, Юго-Восточное фумарольное поле (в мг/кг): SO₃²⁻ — 880, S₂O₃²⁻ — 841,1, H₃BO₃ — 141,72 [42]; 6 — там же, Северо-Восточное фумарольное поле (в мг/кг): Sr — 2,2, Mn — 7, Cu — 0,1, Zn — 0,7, NO₃ — 3, H₃BO₃ — 2 (данные авторов); 7 — о. Кунашир, вулкан Менделеева, Северо-Восточное фумарольное поле [42]; 8 — там же, вулкан Головинна (в мг/кг): SO₃²⁻ — 154,0, HBO₂ — 182,3 [42]; 9 — Камчатка, вулкан Мутновский, участок Камнепадный (в мг/кг): SO₃²⁻ — 21471,0 [155].

(в мг/кг): Zn — до 0,5, Cu — до 0,03, Ge — до 0,01, As — до 0,7, Sn — до 0,03, Ag — до 0,003, Fe — до 5,9, Al — до 15 и др. При понижении температуры (от 760 до 220°С) фумарол концентрации всех металлов в них уменьшаются от 10 до 100 раз, за исключением железа, содержание которого возрастает от 1,3 до 5,9 мг/кг. При этом резко сокращается содержание галогенов в составе фумарол. Так, содержание (в мг/кг) хлора уменьшается от 800—1000 до 250—300, фтора — от 200—300 до 30—40, брома — от 1,1 до 0,3—0,5 [74].

В конденсатах вулканических газов почти повсеместно обнаруживаются соединения серной кислоты, довольно часто встречаются также соединения сернистой и тиосерной (серноватистой) кислот. При этом намечаются определенные зависимости между составом газов первичных фумарол и составом их конденсатов (искусственных). Так, фумарольные газы на вулкане Мутновском (Камчатка) на участке Камнепадном характеризуются весьма высоким относительным содержанием сернистого газа (24,44%) при отсутствии сероводорода [155]. В конденсатах этих фумарол установлено наличие соединений только сернистой кислоты (см. табл. 1). Фумарольные газы на вулкане Менделеева (о. Кунашир) почти не содержат сернистого газа (0,02%) и вместе с тем значительно обогащены сероводородом (35,6%) [42]. В конденсатах этих газов присутствуют только соединения серной кислоты. В тех случаях, когда в составе фумарольных газов содержатся в близких концентрациях сернистый газ и сероводород, как, например, на вулкане Эбеко (о. Парамушир), в конденсатах присутствуют соединения серной, сернистой и тиосерной кислот (см. табл. 1).

Газы фумарол, образующихся на поверхности лавовых потоков или приуроченных к покровам рыхлого, только что отложенного вулканического материала (вторичных фумарол), обладают довольно разнообразным составом [181]. Сумма активных газов в них (с учетом паров воды) составляет обычно сотые доли процента. Газы вторичных фумарол частично имеют глубинное происхождение, будучи окклюдированы извергнутым пирокластическим материалом. Основная же масса этих газов возникает в результате разнообразных термохимических процессов, происходящих при остывании вулканических пород. В результате перекристаллизации вулканических стекол выделяются HF и HCl; за счет разложения древесной растительности, погребенной агломератовыми потоками, образуются COS и CH₄ и т. п. [22, 25, 27]. Следует отметить, что в результате окислительных процессов (окисление железа кислородом воздуха и др.) происходит довольно интенсивный саморазогрев агломератов и лав [39], что поддерживает деятельность вторичных фумарол.

В пределах рассматриваемой территории имеется множество подводных действующих вулканов. Процессы подводного вулканизма изучены еще весьма слабо, но основные особенности, резко отличающие их от проявлений надводного вулканизма, в настоя-

щее время уже намечены [71, 106, 149]. Подводные эксплозии протекают без образования пирокластического материала ввиду незначительного объема расширяющихся взрывных газов в глубоких слоях воды. Именно это и является причиной образования пемзы, возникающей из вспененной, обогащенной летучими компонентами лавы, которая в наземных условиях вследствие взрыва превратилась бы в тучи пепла [71].

Характерной особенностью подводного вулканизма является также весьма интенсивное развитие экструзий (высотой от дна до вершины в тысячи метров) и обильных трещинных излияний базальтовой лавы. По подсчетам К. К. Зеленова [71], общий объем воды Мирового океана соизмерим с объемом базальтов, подстилающих его ложе. Деятельность подводных гидротерм вызывает накопление в морских водах (и осадках) железа, марганца, меди, фосфатов, кремнезема и других соединений. Например, на подводных вулканах о-вов Новые Гебриды установлен довольно интенсивный вынос меди (12,3% в осадках) фумаролами [194]. На подводном вулкане Бану-Ваху (к северу от о. Сулавеси) в местах выходов горячих струй под водой выпадают гидроокислы железа и марганца, содержащие V и Sr (десятые доли %), Mo, Cr, Zn, Ba (сотые доли %), Ni, Co, Zr, Pb, Sn, Ge (тысячные и десятитысячные доли %) [71]. Вместе с тем остаются неизученными условия разгрузки вулканических гидротерм на больших глубинах (2—3 км и более).

Магматические породы дна Тихого океана в центральной его части представлены в основном толеитовыми базальтами, океаническими толентами, оливиновыми и безоливиновыми базальтами щелочного комплекса и серпентинизированными перидотитами. В окраинной части дна Тихого океана преобладают базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, риолиты. Граница между этими двумя провинциями магматических пород в Тихом океане носит название «андезитовая линия», она разграничивает, по-видимому, океанические структуры и структуры переходной зоны [150].

В пределах кайнозойских вулканических островных и континентальных дуг происходит смена состава лав от известково-щелочных к щелочным в направлении от океана в сторону вулканических дуг [56].

По мнению Х. Куно [135], в результате частичного переплавления перидотита при низком давлении образуется толеитовая магма, при высоком давлении — щелочная базальтовая, при промежуточном давлении — переходные разности базальтовой магмы. На это, в частности, указывает наличие взаимосвязи между распределением базальтовой магмы разного типа и глубинами очагов землетрясений, на которых происходит образование магмы: толеитовая магма образуется на глубинах 100—150 км, щелочная базальтовая магма — на глубинах около 400 км [135]. Важно отметить, что имеющиеся материалы свидетельствуют в пользу мантийного

происхождения базальтовых магм Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса и весьма малой роли при вулканизме процессов ассимиляции пород земной коры [56].

3. СЕЙСМИЧНОСТЬ

С процессами современного вулканизма тесно связаны явления активной сейсмичности. По периферии Тихого океана вдоль андезитовой линии, т. е. в зоне сочленения коры материкового (или переходного) и океанического типов, сплошным кольцом протягивается Тихоокеанский сейсмический пояс, в пределах которого очаги землетрясений образуют зону, падающую в сторону материков под углом $30-60^\circ$ [59, 184 и др.]. Толщина этой зоны колеблется от 50 до 300 км. Она выходит на поверхность дна океана большей частью на континентальном склоне глубоководных желобов.

Образование фокальной зоны обусловлено относительными смещениями материковых и океанических структур (возможно, продвижением материков на платформу Тихого океана). Возникающие в пределах этой зоны упругие напряжения разряжаются периодически интенсивными толчками с образованием крутопадающих разрывных нарушений, которые служат путями миграции магмы к поверхности земли. Большинство очагов землетрясений в фокальной зоне расположено до глубин 200—300 км, реже до 500—700 км. Небольшие толчки в этой зоне отмечаются почти непрерывно. Довольно часты здесь и сильные землетрясения. В Японии в среднем в год бывает около 130—140 сильных землетрясений, в Новой Зеландии (на Северном острове) — 100—120 сильных землетрясений и т. п. Следует отметить, что часть землетрясений на Камчатке, Курилах, в Японии и других областях современного вулканизма по периферии Тихого океана обусловлена блоковой тектоникой. Так, на Камчатке и южной части Курильских островов, по данным С. А. Федотова [184], к западу от фокальной зоны происходят землетрясения, связанные с относительным перемещением горных сооружений и депрессий. Очаги этих землетрясений обычно находятся в земной коре на глубинах до 10—20 км, а наиболее глубокие — до 50—60 км.

Довольно высокой сейсмичностью характеризуется также Восточно-Тихоокеанский подвижный океанический пояс, в пределах которого известны довольно сильные землетрясения в районе о-вов Пасхи, Сала-и-Гомес и др. [10].

Остальная огромная часть Тихого океана практически асейсмична. Исключение составляют некоторые вулканические острова (Гавайские и др.), где наблюдаются неглубокие слабые землетрясения.

4. ГЕОТЕРМИЯ

В настоящее время накоплен довольно большой материал по изучению тепловых потоков в рассматриваемом регионе. Эти

данные периодически обобщались рядом исследователей [144, 144, 163 и др.].

Региональные закономерности теплового потока в районе Тихого океана и его обрамления обстоятельно рассмотрены А. К. Поповой, Я. Б. Смирновым и Г. Б. Удинцевым [145]. По величинам осредненных и наиболее вероятных значений теплового потока дан-

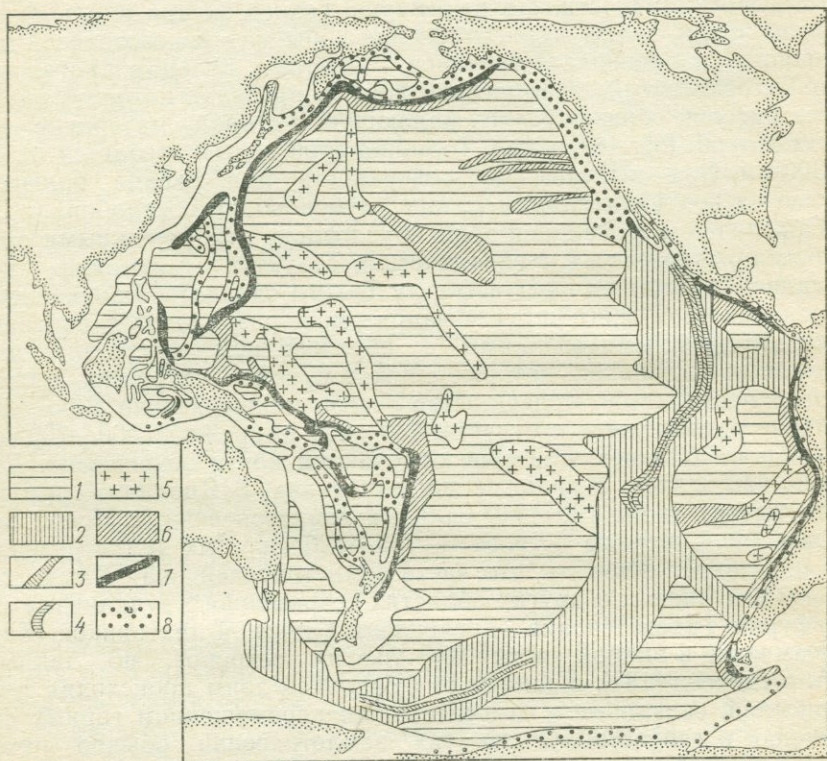


Рис. 4. Схематическая карта теплового потока через дно Тихого океана [145]
 Геотермические зоны с величинами средних тепловых потоков (в мккал/см²·с):
 1 — 1,1; 2 — 1,4; 3 — 1,7; 4 — 4,9; 5 — 1,3; 6 — 1,6; 7 — 0,9; 8 — 2,1

ными исследователями выделено восемь типов геотермических зон, приуроченных к определенным тектоническим структурам (рис. 4).

Зоны с низкими величинами теплового потока ($q = 1,1$ мккал/см²·с) охватывают глубокие океанические впадины и глубокие впадины кайнозойских геосинклинальных систем. Довольно низкими значениями теплового потока ($q = 1,4$ мккал/см²·с) характеризуются также склоны Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса. В центральной части его средняя величина теплового потока возрастает до 1,7 мккал/см²·с, а в зонах, ее окаймляющих, до 4,9 мккал/см²·с. В последних температуры, равные температурам

плавления базальта, возможно, соответствуют глубинам 10—12 км [145]. В тектонически стабильных сводовых поднятиях, глыбовых хребтах, валах средний тепловой поток равен 1,3 мккал/см²·с; в зонах разломов, окраинных хребтах, относительно тектонически активных сводовых поднятиях, глыбовых хребтах, валах средняя величина теплового потока возрастает до 1,6 мккал/см²·с. Наиболее низкие значения среднего теплового потока наблюдаются в краевых глубоководных океанических желобах — 0,9 мккал/см²·с. В пределах островных дуг и в подводных областях кайнозойской складчатости средний тепловой поток равен 2,1 мккал/см²·с. При этом наибольшие значения теплового потока в островных дугах приурочены к районам проявления современного вулканизма.

По данным Б. Г. Поляка [144], интенсивность теплового потока в районах активного вулканизма на Камчатке составляет 7,8 мккал/см²·с. Роль гидротерм в выносе глубинного тепла, по расчетам Б. Г. Поляка [144], оказывается сравнительно небольшой (величина q составляет для Камчатки всего лишь 0,32 мккал/см²·с). Однако эти данные основаны на небольшом фактическом материале и требуют дальнейшей проверки, хотя общий порядок приведенных величин, по-видимому, сохранится.

5. СТРУКТУРНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Подземные воды в пределах рассматриваемой территории весьма разнообразны по условиям залегания в горных породах, условиям взаимосвязи с дневной поверхностью, химическому составу, степени минерализации и другим признакам. Здесь имеются огромные сложно построенные артезианские бассейны (и области) преимущественно с пластовыми скоплениями соленых и рассольных подземных вод, расположенные как в пределах суши континентов, так и в зоне шельфа. Широко распространены гидрогеологические складчатые области разного типа. В одних областях преобладают трещинно-жилые пресные воды; в других — имеется множество адартезианских бассейнов с пластово-трещинными скоплениями соленых вод; третьи характеризуются весьма широким распространением жильных термальных вод и активными современными гидротермальными процессами и т. п. Своеобразные гидрогеологические структуры приурочены к островным дугам, подводным антиклинориям современных геосинклинальных систем, океаническим платформам (талассопленам) и др. Различные типы гидрогеологических структур существенно различны и по условиям распространения термальных вод. В связи с этим прежде чем перейти к рассмотрению закономерностей распространения термальных вод, следует хотя бы кратко остановиться на вопросах структурно-гидрогеологического районирования территории.

Схема гидрогеологического районирования рассматриваемой территории приведена на рис. 5. При выделении основных типов гидрогеологических структур нами приняты принципы структурно-

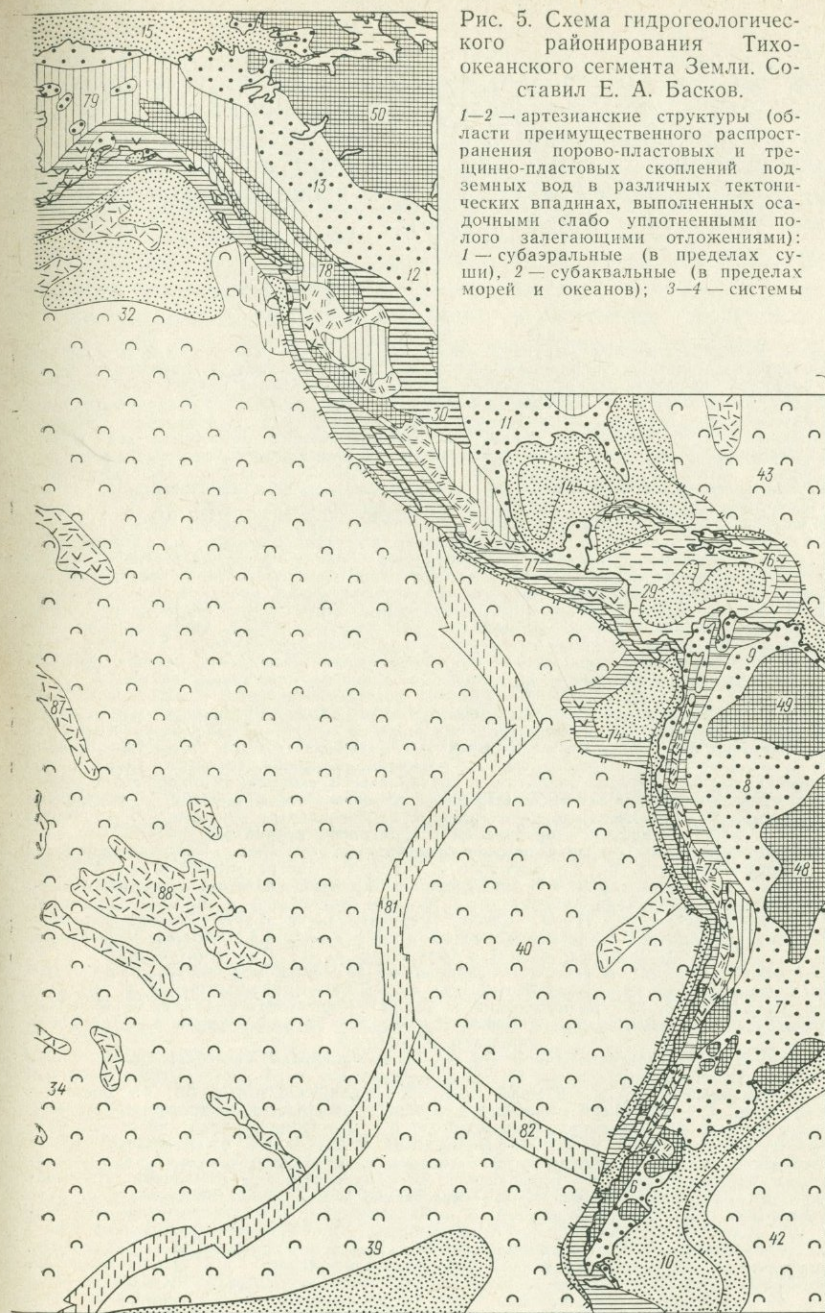
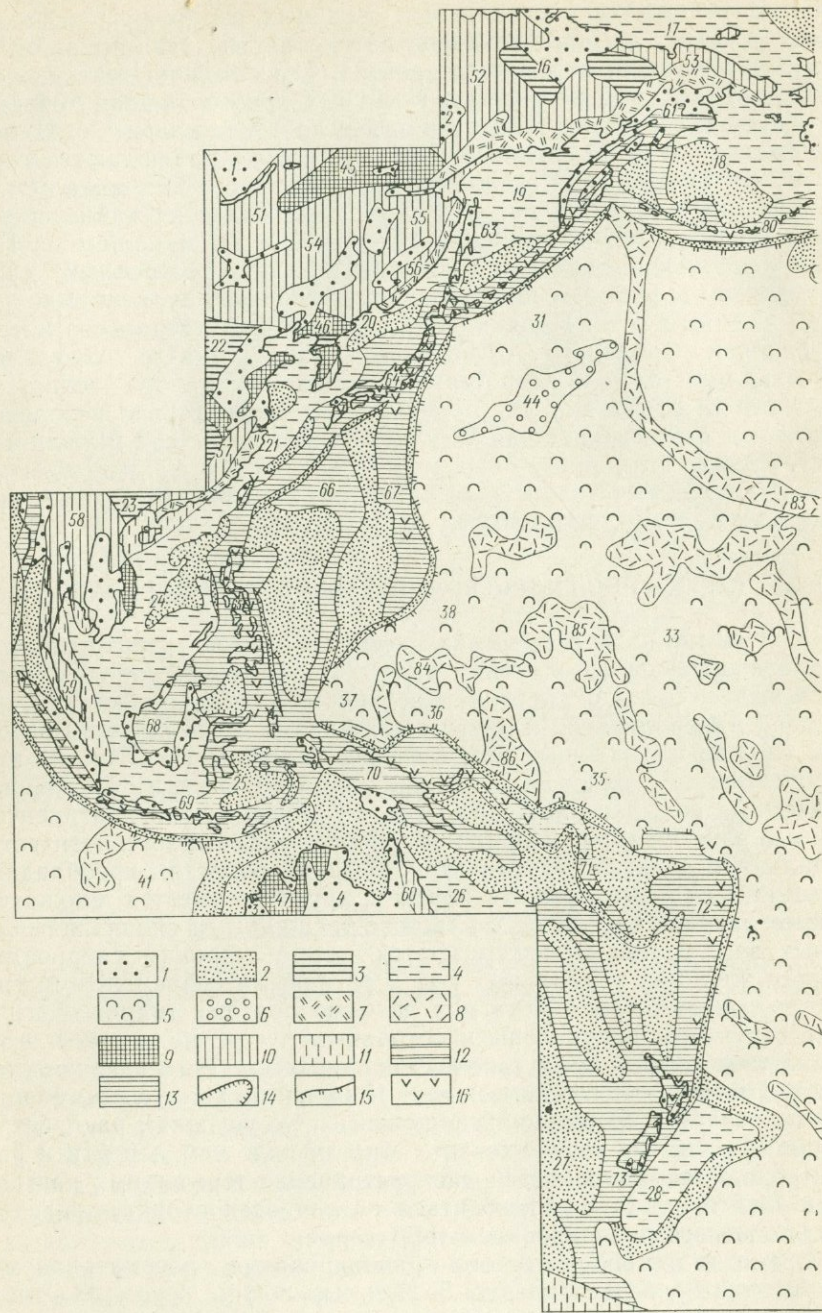


Рис. 5. Схема гидрогеологического районирования Тихоокеанского сегмента Земли. Составил Е. А. Басков.

1—2 — артезианские структуры (области преимущественного распространения порово-пластовых и трещинно-пластовых скоплений подземных вод в различных тектонических впадинах, выполненных осадочными слабо уплотненными порого залегающими отложениями); 1 — субаэральные (в пределах суши), 2 — субаквальные (в пределах морей и океанов); 3—4 — системы

гидрогеологического районирования, развиваемые И. К. Зайцевым и Н. И. Толстихиным [68, 69]. В соответствии с этими принципами основные типы гидрогеологических структур (и гидрогеологических районов разного порядка) выделяются в первую очередь исходя из условий скопления (залегания) подземных вод в горных породах тех или иных районов. При последующем подразделении гидрогеологических структур учитываются другие признаки (например, условия взаимосвязи с дневной поверхностью — расположение на суше, в зоне шельфа и т. п.).

артезианских и адартезианских структур (области преимущественного распространения трещинно-пластовых, пластово-трещинных скоплений подземных вод в различных тектонических впадинах, выполненных осадочными отложениями местами сильно уплотненными и сильно дислоцированными): 3 — субазральные; 4 — субаквальные; 5 — системы субаквальных артезианских структур и вулканогенных супермассивов (субаквальные области преимущественного распространения порово-пластовых скоплений подземных вод в осадочных образованиях различных впадин ложа океана и трещинно-жильных подземных вод в вулканических массивах); 6 — субаквальные области преимущественного распространения порово-пластовых скоплений подземных вод в осадочных образованиях подводных поднятий; 7—8 — системы вулканогенных супермассивов и супербассейнов (области преимущественного распространения трещинно-жильных, реже пластовых скоплений подземных вод в вулканогенных образованиях): 7 — субазральные, 8 — субаквальные; 9 — системы субазральных гидрогеологических массивов (субазральные области преимущественного распространения трещинно-жильных в основном трещинно-грунтовых скоплений подземных вод в кристаллических породах); 10—11 — системы гидрогеологических массивов, реже адмассивов, с подчиненными артезианскими и адартезианскими структурами (области преимущественного распространения пластово-трещинных, карстово-трещинных, трещинно-грунтовых скоплений подземных вод в метаморфизованных и кристаллических породах различных горных поднятий с подчиненными скоплениями порово-трещинно-пластовых и пластово-трещинных подземных вод, приуроченные к различным, в основном межгорным впадинам): 10 — субазральные, 11 — субаквальные; 12—13 — системы гидрогеологических адмассивов и массивов, вулканогенных супермассивов, адартезианских и артезианских структур (области преимущественного распространения трещинно-жильных, в основном пластово-трещинных и реже трещинно-пластовых скоплений подземных вод в разной степени метаморфизованных осадочных и вулканогенных породах горных поднятий, а также трещинно-жильных вод в вулканических породах горных поднятий с подчиненными скоплениями порово-трещинно-пластовых и пластово-трещинных подземных вод, приуроченных к различным впадинам): 12 — субазральные, 13 — субаквальные; 14 — границы глубоководных котловин; 15 — границы ложа океана; 16 — проявления современного вулканизма.

Артезианские области (а. о.) и артезианские бассейны (а. б.): 1—2 — Восточно-Сибирская а. о.; 1 — Ангаро-Ленский а. б., 2 — Якутский а. б.; 3—4 — Австралийская а. о.; 3 — Карнарвон а. б., 4 — а. б. Карпентария; 5 — Арафурский а. б.; 6—10 — Южно-Американская а. о.; 6 — Патагонский а. б., 7 — Чако-Пампасский а. б., 8 — Амазонский а. б., 9 — Оринокский а. б., 10 — Аргентинский а. б.; 11—13 — Северо-Американская а. о.; 11 — Нижне-Миссисипский а. б., 12 — Центрально-Северо-Американский а. б., 13 — а. б. Маккензи; 14 — Мексиканский а. б.; 15 — а. б. Бофорта; 16 — Яно-Кольмская а. о.; 17 — Чукотоморская а. о.; 18 — Берингоморская а. о.; 19 — Охотоморская а. о.; 20 — Япономорская а. о.; 21 — Восточно-Китайская а. о.; 22 — Северо-Китайская а. о.; 23 — Южно-Китайская а. о.; 24 — Южно-Китайская а. о.; 25 — Яваноморская а. о.; 26 — Коралловоморская а. о.; 27 — Тасмановоморская а. о.; 28 — Чаттам-Баунтиморская а. о.; 29 — Караибоморская а. о.; 30 — Колорадская а. о.

Талассообласти (т. о.), талассобассейны (т. б.) и артезианские бассейны (а. б.) ложа океана: 31—40 — Тихоокеанская т. о.; 31 — Северо-Западный т. б., 32 — Северо-Восточный т. б., 33 — Центральный т. б., 34 — Южный т. б., 35 — Меланезийский т. б., 36 — Восточно-Кариольский т. б., 37 — Западно-Кариольский т. б., 38 — Восточно-Марианский т. б., 39 — т. б. Беллинггаузена, 40 — Перуанско-Чилийский т. б.; 41 — Приавстралийский т. б.; 42 — Аргентино-Бразильский т. б.; 43 — Бермудский т. б.; 44 — т. б. Шатского.

Гидрогеологические складчатые области: 45 — Алданская, 46 — Сино-Корейская, 47 — Западно- и Восточно-Австралийская, 48 — Бразильская, 49 — Гвианская, 50 — Канадская, 51 — Байкало-Чарская, 52 — Верхояно-Кольмская, 53 — Чукотская, 54 — Монголо-Забайкальская, 55 — Буринско-Амурская, 56 — Сихотэ-Алиньская, 57 — Катазиатская, 58 — Аннамитская, 59 — Малаккская, 60 — Восточно-Австралийская, 61 — Коржская, 62 — Камчатско-Курильская, 63 — Сахалинская, 64 — Японская, 65 — Филиппинская, 66 — Палау-Бородинская, 67 — Марианская, 68 — Калимантанская, 69 — Индонезийская, 70 — Ново-Гвинейская, 71 — Ново-Гейбридская, 72 — Фиджи-Кермадекская, 73 — Ново-Зеландская, 74 — Галапагосская; 75 — Андская, 76 — Антилская, 77 — Центрально-Американская, 78 — Кордильерская, 79 — Аляскинская, 80 — Алеутская, 81 — Восточно-Тихоокеанская, 82 — Западно-Чилийская, 83 — Гавайская, 84 — Каролинская, 85 — Маршаллово-Эллисская, 86 — Капингамаранги, 87 — Лайн, 88 — Туамоту

К основным типам гидрогеологических структур, различающихся по условиям скопления подземных вод, относятся артезианские и адартезианские бассейны, гидрогеологические адмассивы и массивы, вулканогенные супербассейны и супермассивы [69]. На рис. 5 показано распространение разных типов гидрогеологических структур на территории Тихоокеанского сегмента Земли (как на суше, так и в пределах морей и океанов) и дана краткая характеристика условий скопления в них подземных вод. В связи с мелким масштабом районирования на рис. 5 выделены артезианские области и бассейны, гидрогеологические складчатые области, талассообласти и таласобассейны.

Артезианские области включают в основном артезианские и адартезианские структуры. Гидрогеологическим складчатым областям свойственно большое разнообразие типов структур. В них преобладают гидрогеологические массивы и адмассивы, довольно широко распространены вулканогенные супербассейны и супермассивы, распространены также артезианские и адартезианские структуры. Талассообласти приурочены к ложу океанов и характеризуются весьма широким развитием наряду с артезианскими структурами вулканогенных супермассивов.

Вопросам мелкомасштабного гидрогеологического районирования материков и прилегающих водных акваторий в последние годы большое внимание уделяет Н. А. Маринов [109]. Однако при районировании он выделяет только один тип структур — артезианские бассейны. К этим структурам отнесены и горные области, характеризующиеся преобладанием трещинно-грунтовых вод, с чем, очевидно, нельзя согласиться. Такие принципы районирования приемлемы лишь для грунтовых вод.

Ниже приведены краткие дополнительные пояснения к схеме гидрогеологического районирования территории в целях характеристики некоторых общих закономерностей распространения в ее пределах подземных вод разного состава и генезиса.

Следует отметить, что обобщающие работы по гидрогеологии всей территории Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана отсутствуют. Изученность подземных вод этой территории довольно неравномерная и для многих регионов еще весьма слабая. В связи с этим общие закономерности их распространения могут быть охарактеризованы для ряда регионов только в виде прогноза.

В пределы территории, показанной на рис. 5, входит небольшая часть Восточно-Сибирской артезианской области (1, 2)*. В этой области преимущественно распространены пластовые скопления соленых и рассольных подземных вод хлоридного состава с метановыми газами. Пресные воды приурочены лишь к верхним частям разреза, расположенным в основном выше местных базисов эрозии. В северных районах области пресные воды заморожены и под мощной толщей многолетнемерзлых пород (до 400—500 м)

* Номера гидрогеологических районов на рис. 5.

залегают сразу соленые или рассольные воды [14, 52]. Характерной особенностью этой области является весьма широкое распространение в ее пределах (особенно в южных и западных районах) высококонцентрированных рассолов (до 300—400 г/кг) хлоридного кальциевого и кальциево-натриевого состава, генетически связанных с соленосными толщами [67]. Эти рассолы содержат повсеместно весьма высокие концентрации калия (до 10—15 г/кг), брома (до 3—6 г/кг), стронция (до 2—5 г/кг) и других компонентов. Термальные воды (с температурой более 20°С) залегают обычно на глубинах более 1000—1500 м, в северных районах местами более 2000 м.

В Алданской гидрогеологической складчатой области (45) распространены в основном пресные подземные воды в зоне выветривания кристаллических пород. На отдельных участках они обогащены радоном. В развитых здесь артезианских бассейнах (Чульманском, Токкинском и др.) также содержатся главным образом пресные (в нижних горизонтах слабосоленые — до 1—3 г/кг) подземные воды гидрокарбонатного натриевого состава [52].

В гидрогеологических складчатых областях северо-восточной части Азии — Верхояно-Колымской (52), Чукотской (53), Корякской (61) — верхние горизонты пластово-трещинных и трещинно-жильных подмерзлотных вод в трещиноватых метаморфизованных осадочных толщах, вулканогенных и интрузивных образованиях палеозойского и мезо-кайнозойского возраста преимущественно пресные, гидрокарбонатного состава. В артезианских бассейнах межгорных впадин (Анадырском, Парапольском и др.) в мезо-кайнозойских отложениях верхние горизонты (до глубин 300—500 м) содержат пресные воды, на больших глубинах залегают соленые хлоридные натриевые метановые. Термальные воды в этих бассейнах распространены, по-видимому, на глубинах более 300—1000 м.

В Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областях на Охотском побережье и Чукотском полуострове к зонам новейших разломов приурочены выходы термальных вод хлоридного кальциево-натриевого азотного состава с минерализацией от 1—2 до 20—35 г/кг. Во внутренних частях Верхояно-Колымской области известны выходы по зонам разломов термальных вод сульфатного и гидрокарбонатного азотного состава с минерализацией до 0,3—0,5 г/кг. Установлены здесь также проявления холодных углекислых гидрокарбонатных натриевых вод на Сетта-Дабане и холодных и горячих углекислых хлоридных натриевых вод (минерализация до 5—10 г/кг) на Чукотском полуострове [52, 75, 86].

Крупные скопления соленых хлоридных вод приурочены, по-видимому, к Яно-Колымской артезианской области (16), включающей Олойский прогиб, Момскую, Зырянскую и другие впадины, в строении которых участвуют слабо метаморфизованные осадочные толщи палеозойского и мезозойского возраста. В южной части Яно-Индигирской области возможно наличие рассольных подзем-

ных вод, связанных с палеозойскими галогенно-карбонатными толщами.

В гидрогеологических складчатых областях Восточной Азии, расположенных между Сибирской и Северо-Китайской платформами — Байкало-Чарской (51), Монголо-Забайкальской (54), Буреинско-Амурской (55), Сихотэ-Алиньской (56) — в целом преобладают пресные трещинно-грунтовые подземные воды, циркулирующие в основном по трещинам в горных породах в пределах зоны выветривания. В районах современного континентального засоления (юго-восточная часть Забайкалья, Южная Монголия и др.) минерализация грунтовых вод местами возрастает до 1—5 г/кг, и они приобретают сульфатно-хлоридный состав.

К многочисленным межгорным впадинам мезо-кайнозойского возраста приурочены артезианские бассейны с пластовыми скоплениями подземных вод различного состава и минерализации: от пресных и слабосоленых гидрокарбонатных натриевых до соленых и рассольных хлоридных натриевых и кальциевых. Артезианские бассейны с пресными и слабосолеными подземными водами (Зее-Буреинский, Амуро-Сунгарийский, Ханкайско-Уссурийский, Селенгинский, Баргузинский и др.) сложены в основном осадочными толщами, накапливавшимися в континентальных пресноводных водоемах. Артезианские бассейны с солеными и рассольными водами хлоридного состава (Восточно-Гобийские, Сунляо и др.) характеризуются наличием осадочных толщ, отлагавшихся в морских или континентальных солончатых бассейнах. В верхних водоносных горизонтах этих бассейнов содержатся обычно пресные воды атмосферного питания [52, 108].

В рассматриваемых гидрогеологических складчатых областях Восточной Азии выделяются две крупные провинции термальных вод, формирующихся в зонах новейших разломов [86, 108, 118]. Первая охватывает районы Северной Монголии, Прибайкалья и Байкальской горной области. В виде широкой (до 300 км) полосы она простирается от Хангайского хребта на северо-северо-восток почти на 3000 км и приурочена к зоне Байкало-Южно-Якутского рифта. Во вторую провинцию входит территория, охватывающая побережье Японского моря и Буреинский хребет. По химическому составу термы этих регионов преимущественно сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, с минерализацией 0,3—1,5 г/кг, свободно выделяющиеся и растворенные газы по составу азотные.

Довольно широко распространены в рассматриваемой части Восточной Азии углекислые воды как холодные, так и термальные. Многочисленные проявления углекислых вод известны в Забайкалье и Северо-Восточной Монголии. Это крупная провинция углекислых, главным образом холодных вод гидрокарбонатного состава [108, 118]. Углекислые воды известны также на западных склонах хр. Сихотэ-Алинь.

Гидрогеологические условия Северо- и Южно-Китайской платформ характеризуются большой сложностью вследствие значительной дислоцированности осадочного чехла этих платформ. Вероятно, их следует рассматривать как артезианские области — Северо-Китайскую (22) и Южно-Китайскую (23), содержащие в основном пластово-трещинные и трещинно-пластовые скопления подземных вод. В верхних водоносных горизонтах они пресные, в глубоко залегающих водоносных горизонтах — соленые и рассольные метановые [101, 151].

В Сино-Корейской (46), Катазиатской (57) и Аннамитской (58) гидрогеологических складчатых областях, ограничивающих с юго-востока Северо- и Южно-Китайскую артезианские области, распространены в основном трещинно-грунтовые и пластово-трещинные слабо минерализованные воды (до 1 г/кг) гидрокарбонатного состава. В Сино-Корейской области известны многочисленные источники термальных вод, связанные с зонами разломов. В прибрежной зоне термальные воды хлоридные кальциево-натриевые, с минерализацией от 3—5 до 20—24 г/кг, во внутренних районах — преимущественно гидрокарбонатные натриевые, с минерализацией 0,2—0,5 г/кг [162, 233]. Газовый состав их не изучен, но, вероятно, он азотный. Близкие по составу термы известны также в восточных районах Катазиатской складчатой области близ побережья Южно-Китайского моря. Углекислые термы различного состава установлены на юго-востоке Китая — на Юнаньском нагорье, где они приурочены к районам излияний четвертичных базальтов [227].

В юго-восточной части Азии на п-ове Индокитай расположены гидрогеологические складчатые области — Аннамитская (58) и Малаккская (59) и крупные артезианские бассейны — Индосинийский, Иравадийский и Меконгский. В складчатых сооружениях мезозой распространены в основном слабо минерализованные (до 1 г/кг) трещинно-грунтовые и пластово-трещинные воды. К крупным зонам новейших разломов в складчатых областях приурочены выходы термальных вод сульфатного (с минерализацией до 1—2 г/кг) и гидрокарбонатного (с минерализацией до 2—3 г/кг) состава. Гидрокарбонатные термы местами газифицированы углекислотой. На побережьях Южно-Китайского и Андаманского морей известны термальные источники хлоридного состава с минерализацией до 5—15 г/кг. Некоторые из них углекислые [208, 233].

В субаквальных адартезианских областях, расположенных в зоне шельфа Азиатского материка, — Чукотскоморской (17), Берингоморской (18), Охотскоморской (19), Япономорской (20), Восточно-Китаеморской (21), Южно-Китаеморской (24), — широко распространены, вероятно, пластово-трещинные и пластовые соленые воды хлоридного натриево-кальциевого состава [13]. О наличии их свидетельствуют, в частности, воды источников хлоридного натриевого и кальциевого состава, выходящие на поверхность по зонам новейших разломов в прибрежных районах этих структур [75, 233].

В пределы рассматриваемой территории входит небольшая северная часть Австралийского материка, включающая артезианские бассейны Карпентария (4) и Карнарвон (3), где пресные и слабосоленые воды залегают обычно до глубин 500—600 м; на больших глубинах распространены в основном соленые хлоридные метановые воды. Артезианские бассейны северной части Австралии продолжают в пределы Тиморского и Арафурского морей. Здесь расположен крупный Тиморско-Арафурский субаквальный бассейн, содержащий соленые воды хлоридного метанового состава. На севере этот субаквальный бассейн соединяется с Южно-Гвинейским артезианским бассейном. В Западно- и Восточно-Австралийской (47) гидрогеологических складчатых областях развиты трещинно-грунтовые пресные и слабосоленые воды.

В гидрогеологических складчатых областях кайнозойского возраста, расположенных в переходной зоне от континента к океану и характеризующихся активной современной вулканической деятельностью — Камчатско-Курильской (62), Японской (64), Филиппинской (65), Индонезийской (69), Марианской (67), Ново-Гвинейской (70), Ново-Гебридской (71), Фиджи-Кермадекской (72), Ново-Зеландской (73), Алеутской (80), — гидрогеологические условия отличаются значительной сложностью и своеобразием. Большая часть этих структур скрыта под морскими водами.

Вместе с тем в этих областях встречаются крупные артезианские бассейны, приуроченные к различным впадинам и прогибам, сложенным неметаморфизованными и слабо метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами в основном кайнозойского возраста. В этих бассейнах содержатся преимущественно соленые хлоридные натриевые метановые термальные воды [32, 47, 50, 233]. Мощность зоны пресных вод в верхних частях разреза бассейнов колеблется от 50—100 до 1000—1500 м. Крупные артезианские бассейны имеются на Камчатке — Западно-, Центральное- и Восточно-Камчатский, на о. Хоккайдо — Центральное-Хоккайдский на о. Хонсю — сложный бассейн Уэцу, на о. Тайвань — Западно-Тайваньский, на о. Лусон — Центральное-Лусонский и Кагаянский, на о. Суматра — сложный Западно-Суматрский, на о. Яве — сложный Северо-Яванский, на о. Калимантан (Борнео) — Северо- и Восточно-Калимантанский, на о. Новая Гвинея — Южно-Гвинейский, на о. Новая Зеландия — Тэракэки и т. п. Минерализация подземных вод в этих артезианских бассейнах обычно не превышает 30—35 г/л. В Северо-Яванском бассейне известны воды с минерализацией более 80 г/л. Воды этих артезианских бассейнов характеризуются местами весьма высокими содержаниями иода (в Японии — до 100—120 мг/л).

Во многих артезианских бассейнах установлены промышленные скопления нефти и газа. В горно-складчатых зонах (антиклинорных, складчато-глыбовых поднятиях и др.), разделяющих артезианские бассейны, наиболее широко (до глубин 100—300 м) распространены пресные трещинно-грунтовые, пластово-трещинные

и реже трещинно-пластовые подземные воды атмосферного питания. Они залегают в основном в трещинах в разной степени метаморфизованных и дислоцированных осадочных и вулканогенных толщ, главным образом мезо-кайнозойского возраста. Вместе с тем в этих структурах весьма многочисленны (особенно вблизи действующих вулканов) термальные воды разного состава, приуроченные к зонам тектонических нарушений. Кроме того, важно отметить, что в кайнозойских складчатых (особенно складчато-глыбовых) структурах сохраняются (на глубинах более 500—1000 м) довольно часто в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах верхнего структурного яруса седиментационные хлоридные натриевые воды. Это подтверждается наличием многочисленных источников хлоридного натриевого состава, расположенных в зонах разломов. Такие источники известны на Камчатке (Налычевские, Краеведческие, Академии Наук и др.), в Японии на о. Хонсю (Хикаго, Акину, Камасаки и др.), в Индонезии на о. Ява (Чипанас, Кракаль, Оэмбоэл и др.) и т. п. [25, 71, 75, 140, 228].

Алеутские, Курильские, Рюкю, Соломоновы, Новые Гебриды, Марианские и другие острова представляют собой надводные части крупных геантиклинальных структур, характеризующихся преимущественным распространением трещинно-пластовых, пластово-трещинных и жильных скоплений хлоридных натриевых подземных вод седиментационного и инфильтрационного (морского) генезиса в терригенных и вулканогенных толщах кайнозойского возраста [16]. Пресные подземные воды атмосферного питания распространены на этих вулканических островах в основном до уровня моря, глубже обычно залегают соленые хлоридные воды морского генезиса.

В районах проявления современного вулканизма (Камчатка, Курилы, Япония, Индонезия, Новая Зеландия и др.) весьма многочисленны термальные воды разнообразного состава [6, 25, 71, 75, 140, 220]. В кратерах и на склонах действующих вулканов развиты обычно сильнокислые (рН менее 2—3) термы хлоридного и сульфатного состава, газлирующие углекислотой и сероводородом. Вблизи действующих вулканов широко распространены также щелочные хлоридные натриевые термы, часто также выделяющие углекислый газ. В зонах новейших разломов, удаленных от действующих вулканов, формируются обычно слабо минерализованные (до 1—2 г/кг) термы разного химического состава, газлирующие азотом. Подробная характеристика всех этих гидротерм приведена ниже.

В Южной Америке имеется несколько крупных сложно построенных артезианских бассейнов, приуроченных к платформенным впадинам и прогибам: Оринокский (9), Амазонский (8), Патагонский (6) и др. Все они характеризуются преимущественным распространением с глубины 500—600 м пластовых скоплений соленых и рассольных хлоридных метановых термальных вод. Воды верхних водоносных горизонтов слабосоленые и пресные. Наибо-

лее концентрированные рассолы хлоридного состава (с минерализацией до 250—300 г/кг) развиты в Амазонском бассейне, где имеются мощные соленосные толщи каменноугольного, а в западных районах мезозойского (юрского?) возраста.

В кристаллических породах Гвианской (49) и Бразильской (48) гидрогеологических складчатых областей распространены главным образом пресные и слабосоленые трещинные воды до глубины 150—200 м. В засушливых областях северо-восточной части Бразилии минерализация трещинно-грунтовых вод в кристаллических породах обычно не более 3—4 г/кг. Наиболее водообильные участки в кристаллических породах расположены в зонах новейших разломов.

В Андской гидрогеологической складчатой области (75) подземные воды отличаются большим разнообразием. В горных сооружениях, сложенных докембрийскими сильно дислоцированными и метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами, а также гранитоидами разного возраста, почти повсеместно распространены пресные трещинно-грунтовые подземные воды. В мезозойских осадочных толщах, испытавших преимущественно глыбовую складчатость, в нижних горизонтах довольно широко развиты седиментационные хлоридные соленые и рассольные подземные воды. Это доказывается наличием здесь многочисленных соленых хлоридных источников, вытекающих часто из меловых отложений. Минерализация источников обычно 3—5 г/кг, реже до 42—56 г/кг (Лос-Моллес, Паралито) [224, 233]. В кайнозойских вулканогенных толщах содержатся пресные подземные воды, не имеющие связи с современными вулканами. К межгорным и предгорным впадинам Анд (Титикакской, Центральной долины, Гуаякильской и др.) приурочены артезианские бассейны в верхних горизонтах (до 300—600 м) с пресными и слабосолеными, в более глубоких с солеными термальными хлоридными метановыми водами. Следует отметить, что почти во всех крупных артезианских бассейнах (платформенных, межгорных и др.) установлены промышленные скопления нефти и горючих газов. В Андах имеется множество термальных источников, связанных с крупными зонами разломов и действующими вулканами.

В южной и северо-западной частях Центральной Америки расположена сложно построенная Центрально-Американская гидрогеологическая складчатая область (77). В ее пределах распространены в основном пресные трещинно-грунтовые и пластово-трещинные подземные воды. Высокой водообильностью обладают четвертичные вулканогенные образования, а также закарстованные карбонатные толщи палеоген-неогенового возраста, особенно широко развитые в Мексике и Гватемале. В горных районах, прилегающих к впадине Чапайял, возможно наличие соленых и даже рассольных пластово-трещинных вод в мезозойских и третичных относительно слабо дислоцированных толщах. В межгорных впадинах Центральной Америки (Никарагуа и др.) содержатся пластовые

скопления пресных гидрокарбонатных подземных вод в верхних горизонтах и, вероятно, соленых хлоридных натриевых с глубин 500—700 м. Северо-восточная часть Центральной Америки, включающая крупную впадину Чапайял, представляет собой артезианский бассейн, содержащий в основном соленые и рассольные воды. Высококонцентрированные рассолы в нем связаны с галогенными толщами юрского, мелового, палеогенового и нижнеэоценового возраста.

На территории Северной Америки гидрогеологические условия отличаются большой сложностью и разнообразием. В ее северо-западной части — в Канадской гидрогеологической складчатой области (50) — преимущественно распространены пресные трещинно-грунтовые холодные воды в кристаллических породах, развитые обычно до глубин 90—100 м. В северных районах Канадского щита в связи со сплошным распространением многолетней мерзлоты эти воды, вероятно, местами полностью проморожены.

К западу и югу от Канадской гидрогеологической складчатой области расположена Северо-Американская артезианская область (11)—(13), представляющая собой систему платформенных артезианских бассейнов в основном с солеными и рассольными метановыми термальными подземными водами [224, 233]. Почти во всех артезианских бассейнах содержатся высококонцентрированные рассолы хлоридного кальциево-натриевого и кальциевого состава с высокими содержаниями брома (до 3—5 г/кг), калия (до 10—22 г/кг) и других компонентов. Это обусловлено широким распространением в артезианских бассейнах соленосных отложений в основном палеозойского возраста. В верхних частях артезианских бассейнов содержатся пресные и слабосоленые подземные воды, получающие питание за счет атмосферных осадков. Мощность зоны пресных и слабосоленых вод, используемых для водоснабжения, колеблется в артезианских бассейнах от нескольких метров до 1000—1500 м. В южной части штата Флорида пресные воды в третичных отложениях залегают до глубины 1050 м, а на глубинах 2000—4000 м вскрыты соленые воды с минерализацией около 35 г/кг. Поток пресных подземных вод в этом штате направлен к побережью. Разгрузка их происходит в Атлантическом океане на континентальном склоне. При бурении пород на дне Атлантического океана в 120 км от побережья были обнаружены пресные и солонсватые воды.

В Кордильерской гидрогеологической складчатой области (78) широко распространены метаморфические и изверженные породы докайнозойского возраста, в которых содержатся в основном скопления трещинно-жильных холодных пресных подземных вод. Обычно эти воды залегают до глубин 50—100 м (за исключением зон тектонической трещиноватости). Крупные запасы пресных подземных вод содержат карбонатные закарстованные толщи.

В Северо-Американских Кордильерах высокой водособильностью обладают широко распространенные в них мощные (до 1000—

2000 м и более) вулканогенные толщи кайнозойского возраста. Во многих районах этой территории основные ресурсы пресных и слабосоленых вод, пригодных для водоснабжения, сосредоточены в аллювиальных отложениях (южные части Калифорнии, Невады, Аризоны, Нью-Мексико и др.).

В Северо-Американских Кордильерах имеется довольно большое число артезианских бассейнов, приуроченных к межгорным впадинам. В Скалистых горах бассейны (Бигхорн, Паудер-Ривер, Грин-Ривер, Парадокс и др.) сложены палеозойскими (в основном карбонатными и галогенно-карбонатными) и мезо-кайнозойскими (главным образом песчано-глинистыми) отложениями мощностью до 9000—10000 м. Эти бассейны содержат преимущественно пластовые скопления соленых и рассольных хлоридных метановых термальных подземных вод. В бассейне Парадокс в галогенно-карбонатных отложениях карбона вскрыты рассолы с минерализацией до 400—440 г/кг, содержащие бром (до 4—6 г/кг), калий (до 20—42 г/кг), бор (до 20 г/кг) и т. п. Пресные и слабосоленые воды в артезианских бассейнах Скалистых гор развиты обычно до глубин 200—300 м. В Большом бассейне имеются довольно крупные скопления пластово-трещинных и трещинно-пластовых вод (артезианские бассейны) в палеозойских и мезозойских отложениях с пресными и слабосолеными водами. В районе Большого Соленого озера пресные воды в пермских отложениях вскрываются скважинами на глубинах до 1200 м.

Несколько довольно крупных межгорных артезианских бассейнов, выполненных кайнозойскими отложениями мощностью от сотен до нескольких (10—15) тысяч метров, расположено в западных районах Северо-Американских Кордильер — в Береговых хребтах и на Аляске. В них содержатся в основном соленые хлоридные метановые термальные воды. Рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 260 г/кг вскрыты в этом районе в бассейне Салтон-Си (Южная Калифорния) [182]. Они характеризуются весьма высокими температурами (300°С на глубине около 1000 м), углекислым составом газов и высоким содержанием различных металлов. В бассейнах, содержащих мощные (800—1000 м и более) четвертичные песчано-глинистые толщи, установлены значительные скопления пресных подземных вод. На Аляске в районах сплошного развития многолетней мерзлоты пресные воды в артезианских бассейнах на отдельных участках заморожены полностью.

В складчатых структурах Северо-Американских Кордильер весьма многочисленны термальные воды, приуроченные к зонам новейших тектонических нарушений и районам современного вулканизма [200, 206, 233, 234]. С действующими вулканами связаны сильноокислые термы сульфатного и хлоридного состава, а также щелочные хлоридные термы, богатые углекислотой. В южных и центральных районах Кордильер довольно часты термальные источники хлоридного состава, газифицирующие углекислотой. В север-

ных районах Кордильер и на Аляске термальные воды в зонах разломов в основном гидрокарбонатного и сульфатного состава с минерализацией до 0,5—1 г/кг и лишь в прибрежных зонах Берегового хребта и на Аляске известны термы хлоридного состава с минерализацией до 9—12 г/кг.

Артезианские (и адартезианские) структуры, как это видно на рис. 5, широко развиты в пределах морей и океанов. Часть из них, расположенная в зоне шельфа, обычно тесно взаимосвязана с артезианскими (и адартезианскими) структурами суши и образуют с ними единые водонапорные системы. В одних случаях наблюдается поступление инфильтрационных вод атмосферного питания из областей суши в субаквальные артезианские структуры, что фиксируется источниками пресных и слабосоленых вод в зоне шельфа, в других — наоборот, в результате элизионного режима происходит миграция подземных седиментационных вод из субаквальных структур в область суши, о чем в ряде случаев свидетельствуют выходы в прибрежной части суши соленых источников хлоридного состава. Региональной областью разгрузки субаквальных артезианских структур шельфа служит область материкового склона.

Большая часть субаквальных артезианских структур не имеет взаимосвязи с артезианскими бассейнами суши. К ним, в частности, относятся артезианские бассейны глубоководных морских котловин, глубоководных желобов, материковых подножий, абиссальных равнин ложа океана. В этих структурах мощность слабо уплотненных и полого залегающих осадочных и осадочно-вулканогенных толщ достигает 4—5 км и более. К ним приурочены порово-трещинно-пластовые скопления соленых хлоридных натриевых вод морского (океанического) генезиса. Разгрузка подземных вод этих субаквальных артезианских структур связана главным образом с процессами уплотнения и литификации накапливающихся осадков, особенно активно протекающими в верхних частях (до 50—100 м и более) разреза данных структур. Восходящее движение подземных вод в результате уплотнения и литификации пород имеет место, несомненно, и в более глубоких частях разреза субаквальных бассейнов.

В субаквальных артезианских бассейнах, характеризующихся преобладанием отрицательных колебательных движений, которые сопровождаются интенсивным накоплением осадочных образований, например в пределах глубоководных морских котловин, согласно А. Е. Ходькову [190], может быть намечено три главных типа разгрузки подземных вод, обусловленных процессами уплотнения и литификации осадочных толщ.

1. Разгрузка из хорошо водопроницаемых однородных отложений. Она проявляется в основном в виде вертикального движения воды по порам без каких-либо существенных механических деформаций пород.

2. Разгрузка из тонкодисперсных глинистых и карбонатных отложений, характеризующихся после литификации весьма низкой

водопроницаемостью, что обуславливает большую сложность в распределении гидрогеодинамических напряжений в накапливающихся образованиях. По мере погружения и уплотнения осадочных пород гидростатическое давление заключенных в них седиментационных вод постепенно повышается, что приводит к разрыву в отдельных наиболее ослабленных участках верхних слоев литифицированных глинистых (или карбонатных) пород и миграции седиментационных вод вверх (в бассейн осадконакопления) с образованием брекчий в этих очагах разгрузки.

3. Разгрузка из осадочных образований, сложенных чередующимися пластами пород с различной водопроницаемостью (от сильно водопроницаемых до практически водоупорных). Этот вид разгрузки широко распространен и отличается большим разнообразием в зависимости от конкретных условий (соотношения мощностей и глубин залегания водопроницаемых и водоупорных пластов и т. п.). В ходе погружения и уплотнения осадочных и водоупорных пластов происходит миграция вод из глинистых пород в песчаные и другие коллекторы, в которых могут создаваться высокие гидростатические давления, приближающиеся к геостатическим.

Разгрузка подземных вод субаквальных артезианских структур значительно усиливается при активизации тектонических движений (особенно с образованием разрывных нарушений) и в эпохи вулканизма. Разгрузке подземных вод также благоприятствуют региональные восходящие колебательные движения, приводящие к уменьшению гидростатического давления морских (океанических) вод на кровлю артезианских структур. В частности, в этом случае (при прочих равных условиях) создается более благоприятная обстановка для реализации аномально высоких пластовых давлений в водоносных пластах, возникших в ходе процессов уплотнения осадочных толщ.

Гидрогеологические складчатые области характеризуются в пределах рассматриваемой территории большим разнообразием по условиям распространения и формирования подземных вод (см. рис. 5). К выступам фундамента древних платформ (зонам дорифейской складчатости), образующих гидрогеологические массивы, приурочены в основном скопления трещинно-грунтовых вод. В областях палеозойской и мезозойской складчатости распространены системы массивов (и реже адмассивов) с подчиненными, но местами довольно крупными артезианскими структурами. В их пределах известны крупные вулканогенные супермассивы и супербассейны. Зоны кайнозойской складчатости отличаются весьма широким распространением адмассивов и адартезианских структур и наличием весьма многочисленных вулканогенных супербассейнов и супермассивов, а также интенсивными проявлениями современного вулканизма. Особенно своеобразны в зоне кайнозойской складчатости гидрогеологические складчатые области, приуроченные к островным дугам [13]. Они представляют собой весьма

протяженные, в основном подводные хребты, сложенные вулканогенными и осадочными толщами, содержащими скопления пластовотрещинных, трещинно-пластовых и покрово-трещинных подземных вод, преимущественно соленых, хлоридного натриевого состава. В гидрогеологическом отношении это системы главным образом субаквальных артезианских и адартезианских структур, адмассивов, вулканогенных бассейнов.

В пределах ложа Тихого океана выделяются два типа гидрогеологических складчатых областей (см. рис. 5). К первому типу относятся структуры, характеризующиеся процессами современного горообразования, развитием крупных разрывных нарушений, современным вулканизмом. Особенно четко они проявлены в осевой части Восточно-Тихоокеанского пояса. Здесь склоны хребтов и рифтовые долины сложены осадочными и вулканогенными толщами мощностью до 2—4 км, содержащими пластово-трещинные, покрово-трещинные и пластовые скопления подземных вод океанического происхождения. В хребтах, обрамляющих рифтовые долины, осадочные толщи не имеют сплошного распространения. Здесь возможно наличие субаквальных гидрогеологических массивов с трещинно-грунтовыми солеными океаническими водами океанического питания.

Ко второму типу гидрогеологических складчатых областей Тихого океана принадлежат вулканические цепи и массивы (Гавайский хребет, вулканическая цепь Императорских гор и др.). Они сложены преимущественно лавами и содержат покрово-трещинные и пластово-трещинные скопления соленых подземных вод хлоридного натриевого состава океанического происхождения. На островах (Гавайи и др.) в верхних частях разреза вулканогенных толщ формируются скопления пресных вод атмосферного питания.

Основными гидрогеологическими структурами в пределах ложа океана являются талассобассейны, приуроченные к океаническим плитам (талассопленам). Наряду с артезианскими структурами в них весьма многочисленны вулканогенные супермассивы. Характерной особенностью артезианских структур талассобассейнов является в целом небольшая (до 2—2,5 км) мощность обводненного вулканогенно-осадочного чехла (включая «второй слой»). Подземные воды в этих структурах обладают, по-видимому, хлоридным натриевым составом и минерализацией до 35 г/кг. Особый тип субаквальных артезианских структур, приуроченных к сводовым частям поднятий, выявлен на поднятии Шатского. В сводовой его части мощность осадочного покрова достигает 1000 м, на склонах она снижается до 100 м, а на крутых участках склонов осадочный чехол отсутствует.

Своеобразные обычно небольшие гидрогеологические структуры приурочены к коралловым постройкам, которые распространены в различных районах Тихого океана и прилегающих морей. Особенно они многочисленны в пределах вулканогенных субаквальных структур. Мощность коралловых рифов достигает 1000—1500 м.

Пористость их составляет 15—40%. Они насыщены в целом мало измененными океаническими водами. На коралловых островах и в верхних частях разреза рифов развиты пресные воды атмосферного питания.

Подробная характеристика состава, металлоносности и закономерностей распространения термальных вод региона приведена в последующих главах. Следует подчеркнуть, что во всех областях современного вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса существуют крупные бассейны пластовых и пластово-трещинных подземных соленых хлоридных вод седиментационного генезиса. Для гидрогеологических структур островных дуг несомненна взаимосвязь подземных вод с морскими водами вследствие интенсивной сейсмичности. Гидрогеологические условия структур глубоководных котловин окраинных морей, глубоководных желобов и структур Тихого океана не изучены. Вместе с тем несомненно наличие в них скоплений подземных вод хлоридного состава океанического (и морского) происхождения.

ГЛАВА II

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Многочисленные и разнообразные проявления термальных вод на обширной территории Тихоокеанского сегмента Земли с глубокой древности привлекали внимание местных жителей, которые широко использовали их для лечения и реже для других целей. Например, в Японии термальные воды для лечения начали применяться около 2600 лет назад.

Термальным водам Тихоокеанского сегмента Земли посвящена огромная литература. Наиболее полный обзор ее по состоянию на 1960 г. приведен Г. А. Уорингом [233]. В настоящей главе в соответствии с общей направленностью работы основное внимание уделено оценке изученности термальных вод областей современности вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса.

Прежде всего следует отметить весьма большую неравномерность в изучении термальных вод рассматриваемой территории. Так, весьма полно изучены термальные воды на территории СССР (Забайкалье, Чукотка, Камчатка, Сихотэ-Алинь, Курильские острова), Японии, Новой Зеландии и западных штатов США (Калифорния, Невада). В этих регионах проведены многочисленные исследования термальных вод в связи с использованием их в различных практических целях (минеральные лечебные воды, минеральные промышленно-ценные воды, теплогенергетические воды и т. п.). Здесь выполнены большие работы по изучению металлоносности термальных вод, выявлению их роли в процессах гидротермального преобразования горных пород и т. п. По остальным регионам Тихоокеанского подвижного пояса сведения о термальных водах носят большей частью отрывочный характер. Они ограничиваются обычно данными о температурах вод отдельных, наиболее крупных источников, а также об их основном химическом составе.

В СССР в пределах рассматриваемой территории термальные воды изучались многими исследователями и уже к концу 40-х годов настоящего столетия был накоплен обширный фактический материал, позволивший выявить важнейшие черты их распространения. Первое районирование термальных вод этого региона было выполнено А. И. Дзенс-Литовским и Н. И. Толстихиным [62]. В дальнейшем региональные закономерности их распространения были отражены на ряде обзорных гидрогеологических карт СССР [52, 86]. Наиболее полная работа по термальным водам восточных районов СССР была опубликована в 1960 г. В. В. Ивановым [75]. Эти материалы нашли отражение в последующих работах, охватываю-

щих всю территорию СССР [107, 169]. Изучению термальных вод СССР, несомненно, способствовало проведение всесоюзных совещаний по геотермическим исследованиям (1956, 1964 гг.) и всесоюзных вулканологических совещаний (1959, 1964, 1969 гг.), а также публикация их материалов.

Остановимся несколько подробнее на оценке изученности термальных вод областей современного вулканизма на территории СССР (Камчатка и Курильские острова).

Первые сведения о термальных водах Камчатки принадлежат С. П. Крашенинникову, который в 1737—1741 гг. описал Паужетские, Озерновские, Банные и другие источники на юге Камчатки. В дальнейшем, вплоть до начала 30-х годов настоящего столетия, специального изучения термальных вод Курило-Камчатской области не проводилось, хотя отдельные сведения о них и накапливались в ходе различных экспедиционных исследований (Г. А. Сарычев, К. Шмидт, К. И. Богданович, В. Л. Комаров и др.). Все эти материалы были систематизированы (с учетом многочисленных личных наблюдений) в 1929—1932 гг. камчатским краеведом П. Т. Новограбленовым, которым был составлен первый довольно полный каталог термальных источников Камчатки.

Большое количество новых данных о термах Камчатки было получено в 1931—1934 гг. Б. И. Пийпом, А. В. Щербаковым, Г. К. Майером, Г. И. Проферансовым, Д. К. Александровым и др. Следует особо отметить исследование Б. И. Пийпа. Опубликованная им в 1937 г. монография «Термальные ключи Камчатки» [140] сохранила свое значение до настоящего времени. В ней дана обстоятельная характеристика геологических условий выходов термальных вод, приведены высококачественные анализы вод и газов, рассмотрены минеральные новообразования из вод источников и т. п. Минеральные термальные источники Б. И. Пийпом подразделены на две группы. Первая из них связывалась с плутоническими очагами кислой магмы (гранодиоритовые интрузии и риолитовые экструзии), другая — с вулканическими очагами магмы (андезиты, базальты). Источники первой группы — слабо минерализованные (до 1,5 г/л), сульфатные натриевые, газ в основном азотный, источники второй группы — хлоридные натриевые (до 7 г/л), углекислые. Большую роль в питании терм Камчатки, по мнению Б. И. Пийпа, имели ювенильные воды.

Начиная с 1936 г. после организации Камчатской вулканологической станции АН СССР (ныне Институт вулканологии СО АН СССР) на Камчатке (а с 1950 г. и на Курилах) проводится систематическое изучение современной газовой и гидротермальной деятельности действующих вулканов (Б. И. Пийп, А. А. Меняйлов, С. И. Набоко, Л. А. Башарина, Г. С. Горшков, В. И. Влодавец, Е. К. Мархинин, А. С. Нехорошев и др.). Весьма полная сводка о вулканических эксгаляциях камчатских вулканов была опубликована в 1959 г. С. И. Набоко [121].

Большой новый материал по термальным водам Камчатки и Курильских островов был получен в 1950—1960 гг. в результате работ экспедиции Центрального института курортологии (В. В. Иванов, Г. А. Голева и др.) и экспедиций Министерства геологии СССР (Ю. С. Желубовский, М. Е. Михайлов, Б. В. Стырикович, О. Н. Толстихин, М. Б. Голубовский и др.). Новые данные по термальным водам Камчатки были обобщены в работах В. В. Иванова [75], О. Н. Толстихина [173, 174] и др. В. В. Иванов подразделил термальные воды вулканических областей, исходя из их преобладающего газового состава, на ряд основных групп (сероводородно-углекислые, азотно-углекислые, углекислые, азотные), существенно различающихся по условиям распространения и формирования. Основная роль в питании термальных вод вулканических областей, по В. В. Иванову, принадлежит вадозным (инфильтрационным и седиментационным) водам. О. Н. Толстихин связывал различия в газовом составе терм с различными стадиями вулканической деятельности и допускал значительную роль ювенильных вод в питании современных гидротерм [173, 175]. Им были получены новые данные о металлоносности термальных вод и, в частности, о распределении в них германия [119].

Следует отметить исследования К. П. Флоренского [187] по изучению химической дифференциации высокотемпературных хлоридных гидротерм Камчатки в очагах их разгрузки. Им было показано, что на больших глубинах гидротермы существуют только в жидкой фазе, в верхней зоне очагов разгрузки происходит парообразование и почти полная дегазация гидротерм, а вблизи поверхности — конденсация паров воды с образованием кислых терм. Эти положения, в целом сходные с данными Д. Е. Уайта [179], получили дальнейшее развитие в работах В. В. Аверьева [3], В. М. Сугрובה [138], Г. М. Власова [47] и др. В эти же годы Г. М. Власов и М. М. Василевский [37] изучали гидротермально измененные породы центральной части Камчатки. По данным этих авторов, сольфатарно измененные породы на глубине сменяются пропилизитизированными, что они объясняют процессами химической дифференциации (переход от щелочных вод к кислым) поднимающихся гидротерм ювенильного (магматического) генезиса.

Весьма плодотворным в изучении термальных вод Камчатки и Курильских островов оказалось последующее десятилетие (1960—1970 гг.) и начало 70-х годов. В этот период выполнено большое количество работ, освещающих условия распространения, формирования и практического использования термальных вод Камчатки и Курильских островов. Этому способствовало проведение разведочных буровых работ на термальные воды в районах Паужетских, Паратунских и Больших Банных источников (Камчатка), Горячего пляжа (о. Кунашир) и др.

Многие важные вопросы формирования термальных вод получили дальнейшее развитие в работах В. В. Аверьева, Н. В. Альбинского, В. И. Белоусова, О. Г. Борисова, В. А. Вакина, Г. М. Власо-

ва, О. Г. Воробьева, К. К. Зеленова, А. В. Зотова, В. В. Иванова, В. И. Кононова, Е. К. Мархинина, С. И. Набоко, Б. И. Пийпа, Б. Г. Поляка, С. С. Сидорова, В. М. Сугрובה, Р. И. Ткаченко и др.

В. В. Иванов [76] связывал наблюдающееся разнообразие состава термальных вод на действующих вулканах не с различными стадиями вулканической деятельности, как это широко принято [43, 47, 121, 174], а с влиянием гидрогеологических условий. Так же как и в более ранних своих работах, он объяснял формирование хлоридных натриевых углекислых соленых терм, пользующихся весьма широким распространением в областях современного вулканизма, в основном процессами выщелачивания вадозными водами и метаморфизма горных пород. В работах В. В. Аверьева [3], а затем В. И. Белоусова [24], С. И. Набоко [124] и др. были приняты и развиты взгляды Д. Е. Уайта [179] и К. Банвелла [201] о питании современных гидротермальных систем «эндогенным паром». Генерация этого «эндогенного пара» происходит, по мнению В. В. Аверьева [3], на границе коры и мантии и не связана в общем случае с внутрикоровыми магматическими телами.

В работах С. И. Набоко [124], О. Г. Борисова, Г. М. Власова [43], С. С. Сидорова [158] и других исследователей отстаивались взгляды о генетическом единстве щелочных хлоридных натриевых и кислых разного состава гидротерм на действующих вулканах. При этом, согласно взглядам Д. Е. Уайта [179], щелочные хлоридные натриевые воды рассматривались в значительной мере как первичные (ювенильные) воды, связанные с глубинными магматическими очагами.

В. А. Вакиным [29], Р. И. Ткаченко [170] и особенно В. И. Белоусовым [24] при изучении процессов формирования термальных вод в современных вулканических областях большое внимание уделялось оценке геолого-структурных и гидрогеологических условий этих территорий.

Вопросам гидротермального метаморфизма горных пород и изучению условий современного минералообразования посвящено большое количество исследований [5, 153, 22, 27, 43, 48, 71, 73, 85, 89, 115, 122, 125, 153, 134, 152]. Следует отметить, что уже в 1961 г. С. И. Набоко и Б. И. Пийпом [122] по данным изучения керн скважин в районе Паужетских гидротерм были выделены (сверху вниз) зоны каолинизации, цеолитизации, фельдшпатизации и пропилитизации, которые увязывались с наблюдаемой гидрохимической зональностью. Последующее изучение минералогии других гидротермальных месторождений (Горячий пляж, Паратунка, Большие Банные) выявило большое разнообразие процессов вторичного преобразования горных пород в очагах разгрузки щелочных гидротерм при сохранении общих намеченных закономерностей [48, 177].

В эти же годы было накоплено много новых данных по металлогенности гидротерм [153, 17, 55, 71, 73, 125, 142 и др.]. Особый интерес представляют полученные материалы по кальдере Узон,

где наблюдается осаждение реальгара, аурипигмента, антимонита, киновари и других сульфидов [124, 125, 142]. Для решения вопросов формирования термальных вод в эти годы начинают применяться данные изотопных [8, 40, 131, 187 и др.] и микробиологических [65, 78] исследований.

Термальные воды Камчатки уже используются для теплоэнергетических целей. Опытнo-промышленная геотермальная электростанция на Паужетке работает с 1967 г. Здесь установлены две турбины мощностью по 2500 кВт. В настоящее время на Камчатке и Курильских островах намечено несколько участков, благоприятных для строительства геотермальных электростанций [169].

Термальные воды Юго-Восточной Азии в пределах рассматриваемой территории изучены неравномерно и в целом еще недостаточно полно. Относительно хорошо изучены термальные воды Монголии, сведения о которых обобщены В. Н. Поповым [108], а также северной части п-ова Корея, довольно полное описание которых имеется в работах Г. Уоринга [233] и особенно Н. А. Созинова [162]. По термальным водам Китая в литературе имеется весьма ограниченное количество сведений [151, 227, 233], хотя несомненно, что здесь они весьма многочисленны и разнообразны. Имеются данные о наличии довольно большого числа термальных источников на п-ове Индокитай [208, 223, 233].

В Японии термальные воды в настоящее время уже довольно хорошо изучены. Здесь обследовано с разной степенью детальности более 10 000 горячих источников, имеются многочисленные данные о химическом составе термальных вод, их режиме и т. п. Во многих районах термальные воды вскрыты скважинами и используются для лечебных целей и получения тепла.

По данным К. Кимуры [165], первые исследования химического состава термальных источников Японии проводил Е. Удагава, изучавший в течение 1828—1843 гг. состав минеральных источников в разных районах страны. Первые сведения о термальных водах Японии появились в литературе в конце XIX в., а в 1915 г. Р. Ишизу была опубликована первая сводная работа по термальным водам Японии с результатами химических анализов [233].

В 20—30-е годы XX в. были выполнены многочисленные исследования термальных вод Японии. При этом значительно были расширены сведения о газовом составе вод источников, их радиоактивности, микрокомпонентном составе, получены первые данные об изотопном составе термальных вод. Результаты всех этих исследований были обобщены С. Мацуяма, К. Кимура, К. Ногути, К. Курода, С. Сано, Т. Накаи и др. в «Справочнике термальных источников Японии», опубликованном в 1941 г. под общей редакцией С. Мацуяма [165]. Следует отметить, что к этому времени уже были выявлены многие важные закономерности распространения термальных вод Японии. В частности, установлена приуроченность гидротерм к областям кайнозойского вулканизма, изучен химический состав гидротерм (основные компоненты солевого и газового

состава), разработаны различные классификации термальных вод. Так, по кислотно-щелочным свойствам выделяются группы кислых, нейтральных и щелочных вод. По газовому составу термальные воды подразделяются (при содержании более 50 объемн. %) на углекислые, азотные и метановые. Отмечается повышенное содержание сероводорода в некоторых углекислых газах [165]. Таким образом, эта классификация термальных вод по газовому составу довольно близка к классификации В. В. Иванова [75]. Интересно отметить, что при рассмотрении вопросов происхождения газов гидротерм в вулканических районах указанные японские исследователи [165], так же как и В. В. Иванов [76], большую роль отводят процессам химической дифференциации вулканических газов путем их избирательного (в зависимости от растворимости) поглощения в подземных водах.

В 40—50-е годы большое число работ по термальным водам Японии было опубликовано Х. Накамурой, К. Маэдой, К. Сато, И. Мидзутани, С. Мацуо и др. Обобщающая работа по минерализованным термам Японии была выполнена Х. Накамурой и К. Маэдой в 1958 г. [127]. По соотношению $\frac{\text{Br}}{\text{Cl}}$ минерализованные (обычно более 1—2 г/л) термы хлоридного состава подразделены на три группы: 1) зоны морского побережья ($\frac{\text{Br}}{\text{Cl}}$ около 0,34); 2) зоны нефтяных месторождений ($\frac{\text{Br}}{\text{Cl}}$ более 0,34); 3) зоны вулканических пород ($\frac{\text{Br}}{\text{Cl}}$ колеблется от 0,1 до 0,25). Х. Накамура и К. Маэда полагают, что в питании термальных хлоридных вод в районах распространения вулканических пород большую роль играют ювенильные магматические воды, т. е. их взгляды близки к ранним взглядам Б. И. Пийпа [140].

В 60-е годы интенсивность изучения термальных вод Японии, судя по многочисленным публикациям, резко возросла. В эти годы продолжают углубленные исследования режима, условий формирования, химического, изотопного, газового состава терм. Среди работ, выполненных в эти годы, прежде всего следует отметить монографию Х. Накамуры, опубликованную в 1962 г. [220]. В ней приведен огромный хорошо систематизированный материал по основным наиболее полно изученным термальным полям Японии. В этой работе Х. Накамура развивает свои взгляды о весьма большой роли ювенильных магматических вод в питании термальных вод вулканических областей. Весь хлор в термах этих областей имеет, по мнению Х. Накамуры, магматическое происхождение. Им выдвигается гипотеза о наличии твердых хлоридных солей в глубинных зонах фумарольных полей, возникших из вулканических газов. Недостатком этой работы является отсутствие гидрогеологического анализа современных гидротермальных систем.

Крупная сводная работа по вулканическим газам Японии опубликована в 1962 г. И. Ивасаки, Т. Озава и др. [217]. В ней дана

характеристика газов лавовых озер, газов фумарол на активных вулканах и газов горячих источников, а также приведены данные о радиоактивности вулканических газов. В этой работе предложена классификация вулканических газов по преобладающим компонентам и выделены следующие группы газов: 1) HCl , 2) H_2S , 3) SO_2 , 4) CO_2 , 5) N_2 , 6) CH_4 .

Большой интерес представляет статья М. Кобаякавы [90], в которой приведены данные о содержании дейтерия в 230 горячих источниках Японии. Концентрации дейтерия в водах ряда горячих источников вулканических районов (Беппу, Тамагавы и др.) оказались несколько более высокими, чем в поверхностных водах этих районов.

Весьма полный обзор и анализ имеющихся материалов по химическому составу вод термальных источников Японии выполнен в 1965 г. Я. Удзумасой [231]. Большое внимание в этой работе уделено металлоносности термальных вод региона. Важные новые данные о распространении металлов в термальных водах Японии были опубликованы позже Р. Накагавой [126], К. Ногуты и Р. Накагавой [132] и др.

Новейшей сводной работой по термальным водам Японии, использованной нами, является доклад Х. Накамуры [221] на XXIII Геологическом конгрессе. По данным этого автора, в Японии изучено сейчас 10 233 термальных источника. На термальных площадях Мацукава (северная часть о. Хонсю) и Отакэ (о. Кюсю) функционируют геотермальные электрические станции мощностью соответственно 20 и 13 тыс. кВт.

Термальные воды Филиппин, Зондских островов и Новой Гвинеи изучены еще довольно слабо. В литературе обычно содержатся сведения о местоположении термальных источников, их температуре и дебитах и значительно реже о их солевом и газовом составе. Основные фактические данные о термальных водах этих регионов приведены в работах Р. В. Ван Беммелена [25], Г. А. Уоринга [233], К. К. Зеленова [71], Р. Ф. Хеминга [214].

Термальные воды Новой Зеландии изучены в настоящее время сравнительно довольно хорошо (особенно Северного острова). Первые сведения о них в литературе появились в середине XIX в. [233]. Первоначально они привлекали внимание в основном как лечебные минеральные воды. Значительно возрос интерес к термальным водам региона с начала 50-х годов XX в., когда началось изучение возможностей их использования для теплоэнергетических целей. При этом важные исследования были выполнены А. Эллисом [197], С. Банвеллом [201], У. Махоном [112], Г. Томпсоном [176], Я. Хальстоном [215], Я. Ритчи [222], С. Вильсоном [241], И. Голдингом и М. Спиром [211], Б. Вейсбергом [234] и др. В результате этих исследований был детально изучен химический, газовый, микрокомпонентный и изотопный состав всех основных термальных источников острова, проведены обстоятельные наблюдения над режимом парогидротермальных месторождений, выявлен характер их взаи-

мосвязи с окружающими бассейнами холодных подземных вод, рассмотрены схемы теплового питания гидротермальных систем, изучена зональность вторичных изменений горных пород в очагах разгрузки термальных вод и т. п. Довольно обстоятельный обзор полученных материалов по химическому и газовому составу терм Новой Зеландии был выполнен Н. В. Альбинским [6].

Большинство исследователей придерживается взглядов о преимущественно вадозном генезисе основной массы термальных вод [197, 198, 112, 211]. А. Эллис [197] большое значение в термическом режиме районов термальных вод придает экзотермическим реакциям раскристаллизации стекловатых изверженных пород.

Большой интерес представляют работы С. Банвелла [201] по проблеме теплопереноса в действующих гидротермальных системах, одним из первых предложившего схему питания гидротермальных систем при помощи эндогенного пара, которая получила в настоящее время широкое признание. Следует отметить работы Б. Вейсберга [234], выявившего высокие концентрации золота, серебра, сурьмы, ртути и других металлов в осадках горячих источников и парогидротерм при их низких содержаниях в водах источников.

Термальные воды вулканических областей Южной и Центральной Америки [224, 233 и др.] довольно многочисленны, но изучены они еще весьма слабо. В настоящее время здесь с разной степенью детальности описано около 1000 термальных источников. Однако сведения о них большей частью ограничиваются данными о температурах и дебитах. Для ряда источников имеются материалы о их химическом и газовом составе.

Термальные воды вулканических областей Северной Америки во многих районах (Калифорния, Невада) довольно хорошо изучены. Первые описания их в литературе относятся к середине XIX в. В 1885 г. А. Г. Беллом было выполнено первое сводное описание минеральных вод США [233]. В связи с интенсивным освоением западных штатов США и Канады в конце XIX и начале XX вв. большое внимание уделялось в эти годы и изучению термальных вод. Уже к началу XX в. были описаны основные термальные источники региона и изучен их основной химический (реже газовый) состав. Г. А. Уорингом [233] в 1915 г. были обобщены и опубликованы материалы по термам Калифорнии, а в 1917 г. — по термам Аляски. В эти годы были широко распространены взгляды о магматическом (ювенильном) происхождении термальных вод в вулканических областях. Например, А. Хагуе, много лет изучавший термы Йеллоустонского парка, придерживался взглядов (1911 г.) о их магматическом генезисе [105].

В 1923 г. была опубликована работа Е. Т. Аллена и Е. Г. Циса [199] по изучению фумарол Долины Десяти Тысяч Дымов на Аляске. Данными исследователями было показано, что возникновение фумарол в этом районе в основном связано с воздействием атмосферных и поверхностных вод на остывающие, но еще весьма

горячие (температуры до 500—600°С) песчано-пепловые отложения. При этом выделение HF и HCl обусловлено процессами кристаллизации стекол вулканических пород.

Большое значение в формировании правильных представлений о характере гидротермальных процессов на современных fumarольных полях имели работы А. Л. Дея и Е. Т. Аллена, выполненные в районе Лассен-Пик в Калифорнии [200] и в Йеллоустонском парке [206]. На основе анализа обширных материалов они пришли к выводу, что в питании термальных вод этих вулканических областей основную роль (85—90%) играют вадозные (метеорные) воды, количество же магматических (ювенильных) вод не превышает 10—15%. Эти положения, как известно, и сейчас разделяются большинством вулканологов. А. Л. Дея и Е. Т. Алленом [200] были заложены основы наиболее применяемой в настоящее время классификации термальных вод областей современного вулканизма — выделены (по величинам рН) кислые и щелочные термы. В их работах рассмотрены многие важные вопросы формирования химического состава термальных вод, например доказана возможность приповерхностного образования серной кислоты в результате окисления сероводорода и т. п. Следует отметить также работы Ц. И. Феннера по Йеллоустонскому парку, в которых, вероятно, впервые (1936 г.) по материалам бурения были намечены основные черты вертикальной зональности гидротермально измененных пород в областях современного вулканизма в очагах разгрузки как кислых, так и щелочных терм [178].

Особого внимания заслуживают многочисленные работы Д. Е. Уайта [178, 179, 180, 182, 235, 237 и др.], в которых обстоятельно рассматриваются вопросы взаимосвязи термальных вод и рудных месторождений. Развивая взгляды В. Линдгрена [105], Д. Е. Уайт на обширном материале Северной Америки (с учетом данных по Новой Зеландии, Японии и другим регионам) убедительно показал, что формирование многих гидротермальных месторождений (ртуты и др.), несомненно, обусловлено деятельностью термальных вод хлоридного состава. В своих работах до 1967 г. Д. Е. Уайт защищал точку зрения о магматическом (ювенильном) происхождении соединений хлоридов термальных вод вулканических районов. Особенно обстоятельно эти вопросы были освещены в работе [179], опубликованной в 1957 г. и оказавшей большое влияние на других исследователей. Однако в последние годы Д. Е. Уайт признал возможность образования хлоридных вод в областях современного вулканизма также в результате седиментационных процессов и процессов выщелачивания [180]. Высококонцентрированные рассолы, вскрытые скважиной в Южной Калифорнии близ оз. Салтон-Си, Д. Е. Уайт первоначально (1963 г.) [182] рассматривал как остаточные после кристаллизации магмы водные растворы. Эта точка зрения была поддержана многими исследователями и в СССР [133 и др.]. Однако уже в 1965 г. Д. Е. Уайт изменил свои

взгляды на генезис этих рассолов и стал связывать их образование с процессами выщелачивания соленосных отложений [237].

Приведенный краткий обзор изученности термальных вод рассматриваемого обширного региона показывает, что еще многие вопросы размещения и формирования термальных вод остаются дискуссионными. По многим основным положениям формирования термальных вод имеются взаимоисключающие точки зрения. Недостаточно систематизирован материал по металлоносности термальных вод. Многие области в пределах Тихоокеанского подвижного пояса остаются еще очень слабо изученными в отношении термальных вод (Южная Америка, Индонезия, Юго-Восточная Азия и др.). Вместе с тем имеющиеся данные позволяют наметить общие закономерности распространения термальных вод в рассматриваемом регионе и некоторые новые пути в решении проблемы их формирования.

ГЛАВА III

СОСТАВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Основная масса подземных вод (особенно в вулканических областях) является термальной — имеет температуру более 20°С. По величине температуры (°С) среди термальных вод различают: теплые (20—35), горячие (35—50), очень горячие (50—70), весьма горячие (70—100) и сверхгорячие (более 100) [70].

Термальные воды весьма разнообразны по составу и количеству растворенных веществ, кислотно-щелочным, окислительно-восстановительным и другим свойствам, особенно в областях современного вулканизма, где к тому же имеется целый ряд специфических типов термальных вод, отсутствующих в других регионах. В связи с этим при разработке общей классификации термальных вод прежде всего должны быть учтены материалы по областям современного вулканизма.

В настоящее время известно большое количество классификаций термальных вод, предложенных различными исследователями этих регионов, которые могут быть подразделены на ряд групп. К первой группе принадлежат классификации Е. Аллена и А. Дея, Д. Е. Уайта, Г. М. Власова, учитывающие при выделении термальных вод их активную кислотность (рН) и анионный (реже катионный) состав. Для второй группы классификаций (В. В. Иванов) основным классификационным признаком является газовый состав подземных вод, с учетом данных об активной кислотности вод, их химическом составе и условиях формирования. В третьей группе классификаций (С. И. Набоко) ведущими признаками являются условия формирования термальных вод, их химический состав.

Таким образом, общими главными признаками для всех вышеупомянутых классификаций являются их активная кислотность и анионный состав, что и обуславливает в целом большое сходство этих классификаций, однако они не охватывают всего многообразия термальных вод.

В основу систематизации термальных вод в настоящей работе приняты отмеченные выше общие признаки всех имеющихся классификаций термальных вод, а именно, их кислотно-щелочные свойства, определяемые величиной рН, и анионный состав (табл. 2).

По кислотно-щелочным свойствам термальные воды подразделяются на две основные группы: кислые — рН менее 4,5 и щелочные (и слабокислые) — рН более 4,5. Эти группы вод резко отличаются по условиям карбонатного равновесия, обладают существ-

Схема классификации термальных вод

Группы	Классы	Подклассы	Преобладающие ионы
Кислые (pH < 4,5)	Хлоридные	Сероводородно-углекислые Углекислые Азотные Метановые	Cl ⁻ , H ⁺ , Na ⁺ Cl ⁻ , Na ⁺ Cl ⁻ , Na ⁺ , Ca ²⁺ Cl ⁻ , Na ⁺
	Сульфатные	Сероводородно-углекислые Углекислые	SO ₄ ²⁻ , HSO ₄ ⁻ , H ⁺ , Al ³⁺ Fe ³⁺ SO ₄ ²⁻ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , H ⁺
Щелочные (и слабокислые) (pH > 4,5)	Хлоридные	Сероводородно-углекислые Углекислые Азотные Метановые	Cl ⁻ , Na ⁺ Cl ⁻ , Na ⁺ Cl ⁻ , Na ⁺ , Ca ²⁺ Cl ⁻ , Na ⁺ , Ca ²⁺
	Сульфатные	Углекислые Азотные Метановые	SO ₄ ²⁻ , Ca ²⁺ SO ₄ ²⁻ , Na ⁺ SO ₄ ²⁻ , Na ⁺
	Гидрокарбонатные	Углекислые Азотные Метановые	HCO ₃ ⁻ , Na ⁺ , Ca ²⁺ HCO ₃ ⁻ , Na ⁺ HCO ₃ ⁻ , Na ⁺

венно различной химической активностью. В группе кислых вод отсутствуют соединения карбонатов и гидрокарбонатов, для них свойствен часто весьма специфический компонентный состав (наличие H⁺, высоких концентраций Al³⁺, Fe³⁺ и т. п.). Дальнейшее подразделение вод производится по их анионному, а затем по газовому составу (см. табл. 2). Основные положения принятой классификации термальных вод наиболее близки к таковым для классификаций первой группы (Е. Аллена и А. Дея, Д. Е. Уайта, Г. М. Власова). Газовый состав термальных вод учитывается в принятой классификации, но не рассматривается в качестве ведущего классификационного признака. По сравнению с кислотно-щелочными свойствами воды газовый состав в меньшей степени отражает химическую активность воды. Как правило, растворенные газы представляют собой весьма незначительную часть от общего количества растворенных веществ и не дают представления о главных компонентах, содержащихся в водах. Вместе с тем, несомненно, что газовый состав вод во многих случаях является важным показателем условий их формирования и может быть принят в качестве определяющего признака в генетических классификациях подземных вод.

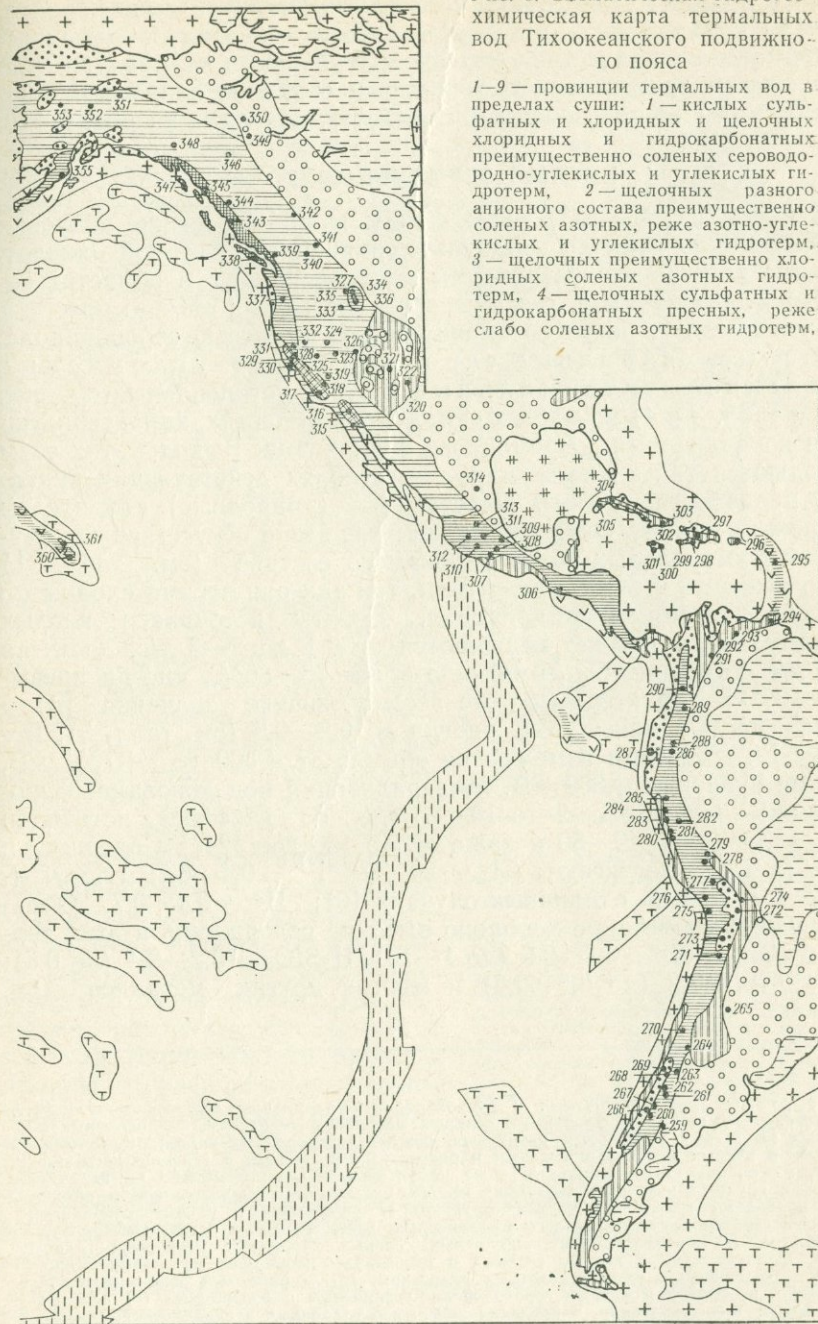
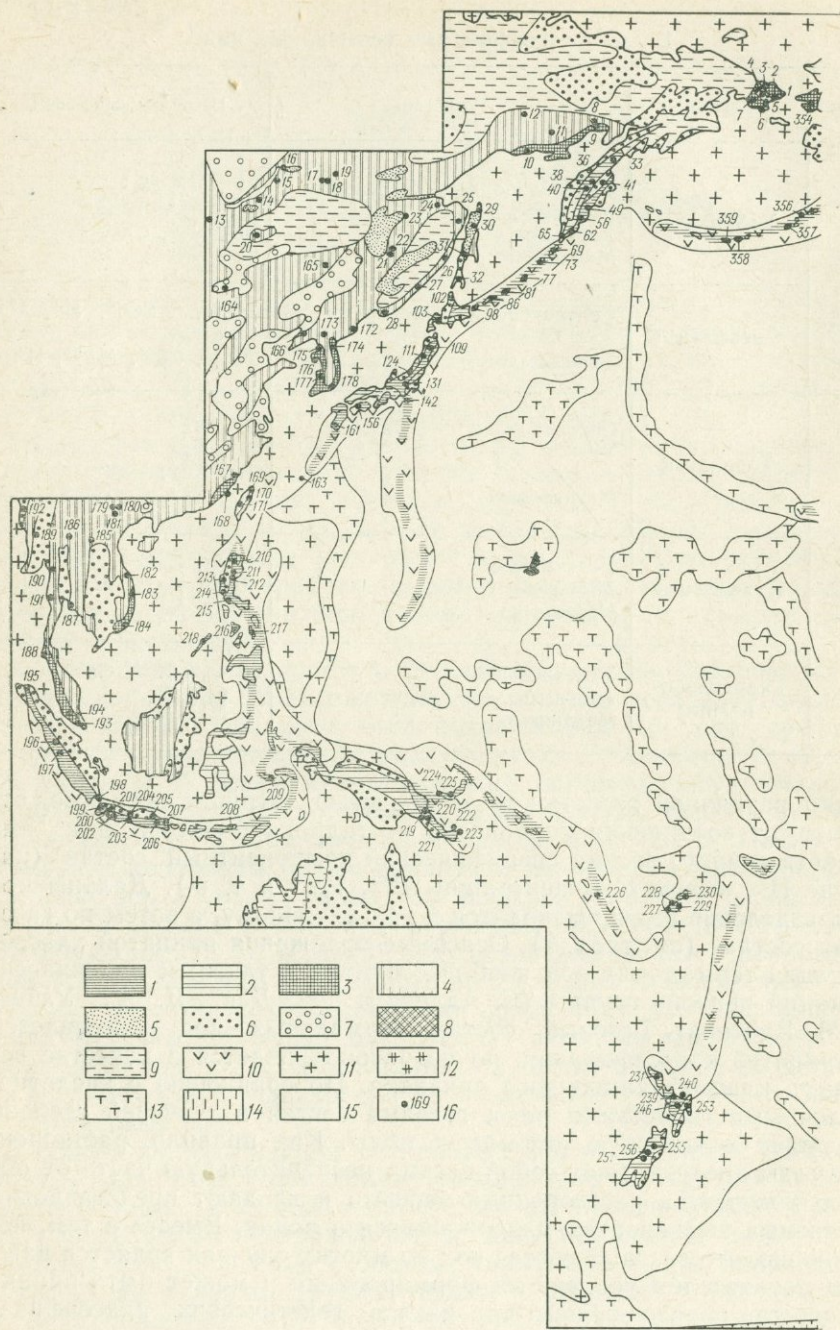


Рис. 6. Схематическая гидрогеохимическая карта термальных вод Тихоокеанского подвижного пояса

1—9 — провинции термальных вод в пределах суши: 1 — кислых сульфатных и хлоридных и щелочных хлоридных и гидрокарбонатных преимущественно солевых сероводородно-углекислых и углекислых гидротерм, 2 — щелочных разного анионного состава преимущественно солевых азотных, реже азотно-углекислых и углекислых гидротерм, 3 — щелочных преимущественно хлоридных солевых азотных гидротерм, 4 — щелочных сульфатных и гидрокарбонатных пресных, реже слабо солевых азотных гидротерм.

Ниже в соответствии с принятой классификацией дана характеристика состава и закономерностей распространения основных типов термальных вод в пределах рассматриваемой территории. Местоположение термальных источников и скважин, вскрывших термальные воды (использованных в работе), показано на рис. 6—10.

1. КИСЛЫЕ ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Для этой группы гидротерм общим являются низкие значения рН, характерно наличие свободных соляной или серной кислот. Особенно широко эти гидротермы распространены в областях современного вулканизма, где в газовом составе их обычно преобладает углекислота, часто со значительной примесью сероводорода.

Кислые хлоридные сероводородно-углекислые (и углекислые) термальные воды установлены (см. рис. 6—10 и табл. 3 и 4) во многих складчатых областях, характеризующихся проявлениями современного вулканизма. Выходы этих терм наблюдаются только на fumarольных полях действующих вулканов и представляют собой естественные (природные) конденсаты fumarольных газов. Охарактеризованные выше искусственные конденсаты fumarольных газов хлоридного состава (см. табл. 1) можно относить к этой группе терм, так как они весьма сходны по составу и условиям формирования. Дебиты источников кислых хлоридных терм обычно колеблются от 0,1 до 2—3 л/с, достигая 5—10 л/с. Температуры их обычно более 70—80°С, иногда превышают 100°С. Характерны также весьма низкие значения рН — большей частью менее 2—3, иногда до 0,2—0,5 (см. табл. 3). Величины E_h этих терм изменяются обычно от +500 до +700 мВ, достигая значений +800 мВ. Минерализация вод довольно разнообразная — чаще от 1—2 до 10—20 г/кг, но известны источники с минерализацией 40—50 и даже около 100 г/кг [241]. Содержания ионов (в г/кг) достигают: Cl^- — 20—62; F^- — 0,4—0,7; $(HSO_4^- + SO_4^{2-})$ — 3—4 (в единичных случаях 10); H^+ — 0,4—0,7. Обращают на себя внимание довольно высокие содержания в этих термах (в г/кг): Fe^{2+} — 0,1—0,6 (до 1—10), H_2SiO_3 — 0,2—0,4 (до 0,8); H_3BO_3 — 0,1—0,2 (до 0,5—0,6) и многих других металлов (см.

5 — щелочных гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных солевых метановых гидротерм, 6 — щелочных хлоридных солевых метановых гидротерм, 7 — щелочных и кислых хлоридных рассольных метановых, реже сероводородных гидротерм, 8 — щелочных и кислых хлоридных солевых и рассольных метановых и углекислых гидротерм, 9 — районы, где термальные воды не установлены, но возможно их наличие в зонах крупных новейших разломов; 10—14 — провинции термальных вод в пределах подводных гидрогеологических структур: 10 — щелочных и кислых хлоридных солевых сероводородно-углекислых и углекислых, реже щелочных солевых метановых гидротерм, 11 — преимущественно щелочных солевых хлоридных метановых гидротерм, 12 — щелочных и кислых солевых и рассольных хлоридных метановых гидротерм, 13 — щелочных солевых азотных гидротерм, 14 — в рифтовых зонах, местами, вероятно, щелочных и кислых сероводородно-углекислых и водородных (?) солевых гидротерм; 15 — территории, в пределах которых в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах термальные воды отсутствуют; 16 — местоположение водопункта и его номер

Химический состав кислых хлоридных сероводо

Компоненты	1 (62)*	2 (69)	3 (77)	4 (98)	5 (98)	6 (101)	7 (103)
H ⁺	711,0	454	—	19	28	6	—
K ⁺	82,0	53	He обн.	68	65	2,4	1300
Na ⁺	322,0	75	9390,4	611	485	165	—
NH ₄ ⁺	20,0	13	0,8	15	7	4,5	—
Mg ²⁺	648,0	122	59,9	67	61	39	—
Ca ²⁺	1635,3	601	1117,4	132	125	80	409
Fe ²⁺	662,18	110,2	—	89	169	6	—
Fe ³⁺	He обн.	20,9	—	2,5	1,40	He обн.	—
Al ³⁺	1469,6	480	—	40	40	9	65
Cl ⁻	35251,5	17743	15822,2	1595	1478	615	2790
F ⁻	400,0	90	—	1	1,2	0,25	—
HSO ₄ ⁻	3686,0	2823	255,5	456	625	61	—
SO ₄ ⁻	845,4	843	—	918	885	209	543
H ₂ SiO ₃	182,3	217	271	162	419	101	434
Σ _{мин}	46500	23882	27254	4250,4	4013,7	1405,9	5558
pH	0,23	0,37	3,5	1,85	1,65	2,25	2,3
T, °C	80	~100	86	80	88	20	93

* Первые цифры — порядковые номера, цифры в скобках — номера водопунктов на (в мг/кг): Мп — 6,0 [155]; 2 — о. Парамушир, вулкан Эбеко, «Кипящий котел» на 2-ом 196. H₃AsO₄ — 3,4 (данные С. Н. Сурикова, 1968 г.); 3 — о-ва Ушишир, источники Янкихе Верхне-Докторские (в мг/кг): Sr — <0,1, Мп — 14, Zn — 10, Cu — 0,001, Br — 5, I — 4,4, источники Нижне-Менделеевские (в мг/кг): Sr — 0,37, Мп — 11,2, Zn — 4,5, Cu — 0,005, Br — 1 и С. Н. Сурикова, 1967 г.); 6 — там же, вулкан Головинна, оз. Кипящее (в мг/кг): Sr — Н. В. Альбинского и С. Н. Сурикова, 1967 г.); 7 — Япония, источники Ноборибетиу, Со.Св. — 3158,8 [220]; 9 — там же, источники вулкана Якеяма (в мг/кг): H₂BO₃ — 634 [236]; 4763,39 [225]; 11 — о. Тайвань, источники Хокуто (в мг/кг): H₂BO₃ — 147,23 [225]; 12 — Индо Зеландия, о. Уайт, фумарола Биг-Дональд (в мг/кг): Мп — 11,0, Br — 39,96, I — 6,3 [241]; виа, источник близ г. Кито, на берегу Салар-де-Эмпокса [233]; 16 — США, Салтон-Си, скв. 2

236]. По общему солевому составу они очень сходны с рассолами, вскрытыми в районе оз. Солтон-Си.

Кислые хлоридные азотные термальные воды. В районах действующих вулканов известны выходы кислых хлоридных термальных вод, газифицирующихся азотом. Примером их могут служить Нижне-Менделеевские источники на о. Кунашир (Курилы). Сероводород в них не обнаружен, содержание азота в составе свободно выделяющихся газов составляет 88,3 объемн. % (см. табл. 4). Вместе с тем по химическому составу эти термы аналогичны сероводородно-углекислым хлоридным термам (см. табл. 3).

Кислые хлоридные метановые термальные воды установлены в ряде артезианских бассейнов Азии, Америки и других регионов, сложенных мощными соленосными толщами [14, 236]. Они характеризуются весьма высокой минерализацией (до 350—420 г/кг), значения pH их часто менее 4, содержание железа в них достигает 4—5 г/кг, марганца 0,5—0,8 г/кг, стронция 4—5 г/кг. Эти рассолы весьма близки по составу и условиям залегания к рассолам, вскрытым в Южной Калифорнии в районе оз. Салтон-Си, что

Химический состав свободно выделяющихся газов кислых хлоридных и сульфатных терм (в объемн. %)

Тип терм по анионному составу	Местоположение, номера на рис. 6-10, источник сведений	H ₂ S	CO ₂	O ₂	CH ₄	H ₂	N ₂	Ar	He
Хлоридные	<i>О. Кунашир</i> Источники Нижне-Менделеевские, 98*	He обн.	11,5	He обн.	0,1	He обн.	88,3	1,373	0,004
	<i>Япония</i> Источники Ноборибетцу, 103, [165]	5,87	80,73	0,19	—	—	4,54	—	—
	Источники Акиномия-Минасе, 112, [220]	20,1	75,9	—	—	—	4,0	—	—
	Источники Тамагава (Обуки), 109, [217]	22	74	—	—	—	3,9**	—	—
	<i>Новая Зеландия</i> О. Уайт, фумарола Биг-Дональд, 240, [6, 241]	2,0	86,3	—	He обн.	9,8	1,9	—	—
	Источники Ротокоа, 247, [6, 241]	6,1	90,4	—	"	He обн.	3,5	—	—
	<i>Камчатка</i> Кальдера Узон, источники на Озерном поле, 49, [140]	2,0	86,1	—	4,9	—	7,0	0,09	0,001
	Источники Верхне-Кошелевский, 66, [121]	90,62	—	—	1,07	8,27	—	—	—
	<i>О. Парамушир</i>								
		Источники на Западном фумарольном поле вулкана Эбеко, 69*	He обн.	97,2	0,2	0,12	0,005	2,5	0,0215
Сульфатные	<i>О. Кунашир</i> Источники на 4-ом фумарольном поле вулкана Руруй, 95*	То же	87,2	0,3	1,1	He обн.	11,4	—	—
	Источники на Восточном фумарольном поле вулкана Менделеева, 98*	" "	43,6	0,4	14,2	"	39,1	0,642	0,011
	Источники на Северо-Западном фумарольном поле вулкана Менделеева, 98*	9,8	88,1	0,0	0,0	—	2,1	0,024	0,001
	Источники на Черепуховом поле вулкана Головнина, 101*	2,1	90,5	He обн.	0,9	—	6,5	0,049	0,001
	Источники на фумарольном поле внешнего купола вулкана Головнина, 101*	Следы	80,0	0,9	2,0	—	17,1	0,208	<0,001
	Источники Верхне-Менделеевские, 98*	4,70	88,8	0,5	0,25	0,06	5,69	0,091	0,0013
	<i>Япония</i> Источники Мандза, 131, [217]	55,1	42,1	—	—	—	3,7**	—	—
	Район Хаконе, источники Юноханадзава, 138, [217]	28,0	71,1	—	—	—	—	—	—
	<i>Новая Зеландия</i> Источники Кететахи, 250, [6, 241]	2,3	89,0	—	2,8	—	5,1	—	—
	<i>США</i> Лассен-Парк, на берегу Кипящего озера, 331, [206]	2,0	91,9	0,05	0,2	0,4	5,55	—	—

* Данные авторов и Н. В. Альбинского.

** Азот и прочие газы (кроме H₂S и CO₂).Примечание. Здесь и в других таблицах газового состава терм N₂ — азот и редкие газы (группы He и Ar); He — He+Ne, Ar — Ar+Xe+Kr.

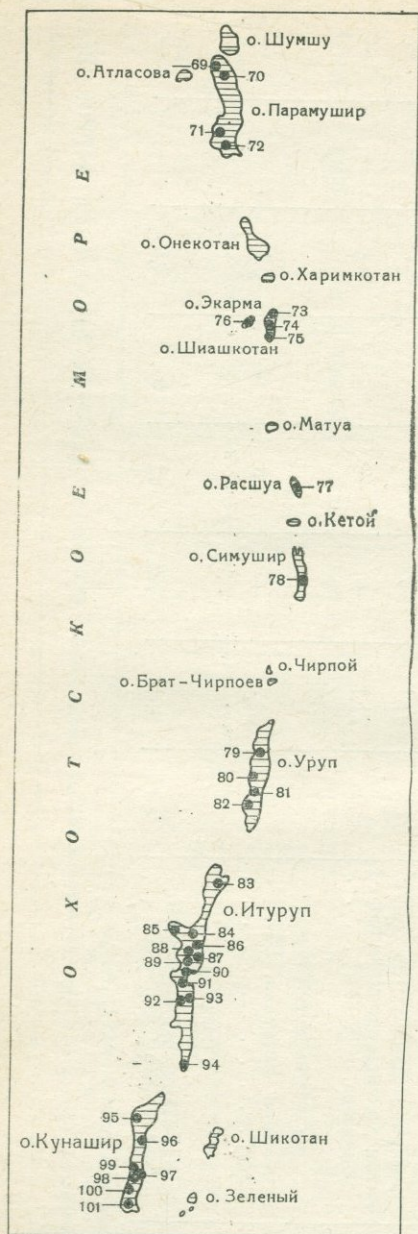


Рис. 8. Схематическая гидрогеохимическая карта термальных вод Курильских островов. Условные обозначения см. на рис. 7

от +150 до +350 мВ [73]. Общая минерализация сульфатных терм обычно не превышает 3—5 г/кг, наряду с ними довольно часто встречаются термы с минерализацией 10—20 г/кг. Наиболее концентрированные (92 г/кг) кислые сульфатные воды известны в кратерном озере вулкана Иджен [71]. Дебиты источников этих терм колеблются от 0,1—0,2 до 5—10 л/с и более. Главными анионами являются SO_4^{2-} и HSO_4^- , роль последнего заметно возрастает в водах с рН менее 2 (см. табл. 5). Постоянно присутствует в термах Cl^- в количествах от единиц до десятков тысяч миллиграмм на килограмм (в зависимости от величины минерализации). Катионный состав кислых сульфатных терм довольно сложный — основными компонентами являются Fe^{3+} , Al^{3+} , NH_4^+ , H^+ (см. табл. 5). Для этих терм характерны высокие (обычно 200—300 мг/кг) концентрации H_2SiO_3 и большей частью низкие (до 2 мг/кг) содержания H_3BO_3 и F^- (до 1 мг/кг), хотя имеются и исключения (см. табл. 5). Обнаружены в термах различные металлы (в мг/кг): Си до 0,1; Zn до 5; Мо до 0,3 и др. В газовом составе этих терм обычно преобладает углекислый газ, иногда отмечаются высокие содержания сероводорода (см. табл. 4).

2. ЩЕЛОЧНЫЕ (И СЛАБОКИСЛЫЕ) ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

К этой группе гидротерм относятся все термальные воды со значениями рН более 4,5. Они весьма разнообразны по солевому и газовому составу, условиям распространения и формирования.

Щелочные (и слабокислые) хлоридные сероводо-

родно-углекислые и углекислые термальные воды широко распространены в пределах Тихоокеанского подвижного пояса и приурочены в основном к областям современного вулканизма (см. рис. 6—10). Источники этих вод наблюдаются часто у под-

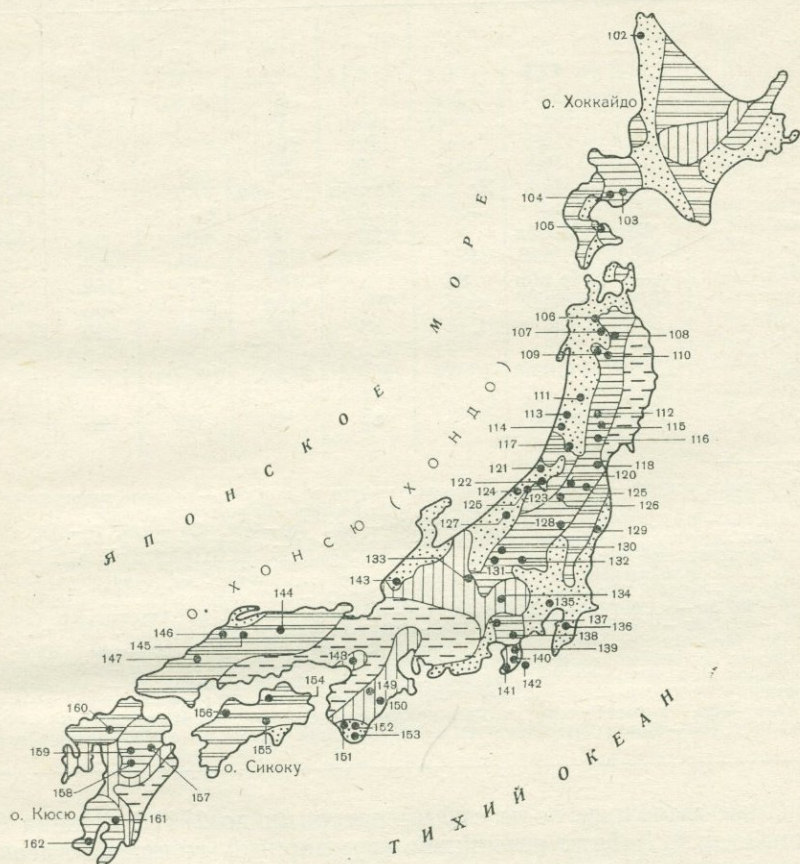


Рис. 9. Схематическая гидрогеохимическая карта термальных вод Японии. Условные обозначения см. на рис. 7

ножий вулканов. Эти воды вскрыты также многочисленными скважинами в адартезианских и артезианских структурах и адмассавах вблизи действующих вулканов. Особенно хорошо они изучены в Новой Зеландии (район Вайракей), в Японии (Оникобе, Масутоми и др.), Северной Америке (Стимбот, Йеллоустонский парк и др.), на Камчатке (Паужетка) и на Курильских островах (Горячий пляж), где проведены в большом объеме работы по использованию их для теплоэнергетических целей. Температура вод источников колеблется обычно от 30 до 80° С, скважинами вскрыты перегретые

Химический состав кислых сульфатных серов

Компоненты	1 (49)*	2 (66)	3 (98)	4 (101)	5 (101)	6 (98)	7 (98)	8 (95)
H ⁺	5,6	0,05	4,0	0,1	0,4	16	3	0,04
K ⁺	11,8	17,9	0,8	0,14	2,5	2	1,3	4
Na ⁺	27,0	59,5	11,0	5,0	37	5,5	15	45
NH ₄ ⁺	314,9	101,2	0,7	195,0	19	1	0,7	3
Mg ²⁺	5,4	13,1	9	12	201	3	24	23
Ca ²⁺	11,2	40,2	5	1	248	62	15	68
Fe ²⁺	0,9	18,8	Не обн.	Не обн.	Не обн.	7	—	Не обн.
Fe ³⁺	169,9	—	20	0,2	0,2	Не обн.	95	Следы
Al ³⁺	13,2	Не обн.	82	24	0,09	68	80	Не обн.
Cl ⁻	13,0	4,8	127	9	28	8	124	50
HSO ₄ ⁻	—	Не обн.	86	3	167	575	152	—
SO ₄ ²⁻	1721,6	594,3	538	707	1423	1011	785	302
H ₂ SiO ₃	242	156	118	186	304	180	250	130
H ₃ BO ₃	—	145	0,8	0,5	0,5	1	1,4	1,1
Σ _{мин}	2540,2	1110,6	1052	1157,7	2433,1	1942,2	1578,1	643,8
pH	2,3	4,3	2,5	4,0	3,55	1,75	2,35	4,4
T, °C	>20	>20	93	87	98	~100	65	95

* Первые цифры — порядковые номера, цифры в скобках — номера водопунктов на Мп — 2,8, Вг — 0,1, F — 0,4[75]; 2 — там же, источники Верхне-Кочелевские (в мг/кг): (в мг/кг): Li — 0,025, FeOH²⁺ — 10, Sr — 0,1, Мп — 0,44, Zn — 0,17, Cu — 0,02, F — 0,9, H₂S — Головинна, источники Черепанового поля (в мг/кг): Li — <0,005, FeOH²⁺ — 4, Sr — <0,05, С. Н. Сурикова, 1966 г.); 5 — там же, вулкан Головинна, источники на Внешнем фума (данные Н. В. Альбинского и С. Н. Сурикова, 1966 г.); 6 — там же, вулкан Менделеева, Zn — 0,15, Cu — <0,001, Вг — 1, I — 1, F — 0,25, H₃AsO₄ — 0,02 (данные Н. В. Альбинского, FeOH²⁺ — 25, Sr — <0,5, Мп — 0,92, Zn — 5, Cu — 0,006 (данные Н. В. Альбинского, 1965 г.); FeOH²⁺ — 0,7, Sr — <0,05, Мп — 2,44, Zn — 0,3, Cu — 0,01, Вг — 1,6, I — 0,8, F — <0,25 (в мг/кг): Мп — 2,2, Вг — 4,28, I — 2,0, F — 50, H₃AsO₄ — 17,65 [159]; 10 — там же, вулкан Кунтоминтар, источники в кратере (в мг/кг): Sr — 0,56, Мп — 5,6, Cu — 0,006 (данные фумарольном поле (в мг/кг): Sr — 0,08, Мп — 0,75, Zn — 0,15, Cu — 0,005, Вг — следы, F — 0,3 Юрьевские (в мг/кг): Вг — 2,9, I — 0,4, F — 80,0; H₃AsO₄ — 13,6 [159]; 14 — Япония, источники 34,5, CO₂ св. — 6,6; 15 — Индонезия, о. Ява, кратерное озеро вулкана Илден [71]; 16 — Новая Сп — 0,1 [214]; 17 — Новая Зеландия, источники Кетатахи [241]; 18 — США, Йеллоустонский

хлоридные щелочные воды с температурами до 270°С (Новая Зеландия и др.). Дебиты источников (суммарные) обладают высокой стабильностью. Некоторые анализы этих термальных вод приведены в табл. 6 и 7. Минерализация их большей частью не превышает 10—15 г/кг. Исключение представляют воды источников Арима в Японии, минерализация которых достигает 77 г/л.

Для этих терм характерными являются часто повышенные содержания (мг/кг): мышьяка — до 8—10, реже до 40—60, бора до 50—100, наибольшее количество — 684, а также лития — до 10—20, рубидия — до 2—3, цезия — до 2,5—4,7. Установлено наличие в этих термах Au, Ag, Cu, Zn и других металлов (см. табл. 6). Содержание кремневой кислоты большей частью составляет 0,2—0,4 г/кг. В катионном составе рассматриваемых гидротерм преобладает постоянно натрий (обычно 80—90% -экв). Величина $\frac{Cl}{Br}$

Таблица

дородно-углекислых и углекислых терм (в мг/кг)

9 (97)	10 (94)	11 (75)	12 (69)	13 (69)	14 (128)	15 (207)	16 (222)	17 (250)	18 (336)
99,77	3,5	12	12,0	185,0	15,0	1044,0	27,9	16,1	—
78,0	9,8	He обн.	5	230,0	7,1	1051,2	78	3,5	46
105,0	207,0	128,0	2	351,0	22,2	1100,0	800	68,5	150
—	1,0	—	2	—	3,1	—	—	373,8	3,2
53,51	69,3	73,8	12,0	210,9	30,5	698,9	0,2	28,5	69
244,49	364,3	395,8	60	463,2	63,6	888,1	42	76,1	171
415,51	71,0	3,0	He обн.	460,9	27,5	1496,5	4,1	0,7	55
1548,21	391,0	117,0	12,6	1,5	He обн.	361,4	—	—	—
203,77	181,0	530,8	20	994,2	85,2	4913,1	192	9,0	38
3120,48	367,1	6,1	14,0	4042,0	168,8	20561,4	1180	17,7	20,0
—	—	—	31	—	1441,6	He обн.	965,5	149,5	He обн.
7384,63	3757,4	3738,1	881	12482	602,4	60223,0	1570,7	1216	1440
161,2	260	22,7	289	393	190,8	93	389	175	476
—	—	—	Следы	12,7	—	—	—	779	2
16305,7	5683,4	5630	1341,8	19826,4	2657,8	92459	4150	2748,2	2218
1,6	2,4	1,9	2,0	1,08	1,5	0,02	1,7	2,8	3,0
86	30	78	67	94	69,9	40—50	86	>20	33

рис. 6—10. 1—Камчатка, вулкан Узон, источник Черный. Также установлены в (мг/кг): Sr—0,03, Cu—0,001, Br—0,3 [75]; 3—о. Кунашир, источники Верхне-Менделеевские 0,49 (данные Н. В. Альбинского и С. Н. Сурикова, 1966 г.); 4—о. Кунашир, вулкан Мп—0,53, Zn—0,5, Cu—0,16, F—0,25, H₂AsO₄—0,075 (данные Н. В. Альбинского и рольном поле в мг/кг): Li—0,02, FeOH²⁺—0,7, Sr—0,2, Zn—0,6, Cu—0,005, F—<0,25, источники на Северо-Западном фумарольном поле (в мг/кг): Li—0,005, Sr—0,1, Mn—0,2, 1965 г.); 7—там же, источники на Восточном фумарольном поле (в мг/кг): Li—<0,02, 8—там же, вулкан Руруй, источники на 4-ом фумарольном поле (в мг/кг): Li—0,01, (данные Н. В. Альбинского и С. Н. Сурикова, 1966 г.); 9—о. Итуруп, источник Грязный Берутарубе (в мг/кг): F—1 (данные О. Г. Воробьева, 1969 г.); 11—о. Шиашкотан, вулкан О. Г. Воробьева, 1969 г.); 12—о. Парамушир, вулкан Эбеко, источники на Западном (данные Е. А. Баскова и С. Н. Сурикова, 1968 г.); 13—там же, источники Верхне-Насу (в мг/кг): Mn—0,32, Zn—0,138, Cu—0,028, Br—следы, I—следы, F—0,355, H₂S—Гвинея, о. Фергюссона, площадь Ламелеле (в мг/кг): Li—2,2, Mn—<0,1, Zn—<0,05, парк, долина Хайден (в мг/кг): Li—0,6, Sr—1,17, Mn—3,6, Zn—0,05 [226].

в основном находится в пределах 300—400, т. е. близка к значению для вод морского генезиса. Важно отметить, что гидрогеологические структуры, к которым приурочены эти воды, сложены в основном осадочными и вулканогенными толщами, накопившимися в морских бассейнах. В составе газов преобладает углекислый газ, довольно часто присутствует сероводород, отмечается наличие азота (иногда до 30—40 объемн. %) и метана (до 8—10 объемн. %) (см. табл. 7).

Щелочные (и слабокислые) хлоридные метановые термальные воды установлены в артезианских и адартезианских бассейнах областей современного вулканизма в некотором удалении от действующих вулканов. На Камчатке эти воды наиболее полно изучены в Восточно-Камчатском бассейне [47], в Японии на нефтегазовых месторождениях Мобара, Утино и др. [50]. Как видно из данных табл. 8 и 9, эти воды совершенно

аналогичны водам артезианских бассейнов невулканических районов, сложенных терригенными и карбонатными морскими отложениями [52, 87 и др.], что указывает на общность процессов их формирования.

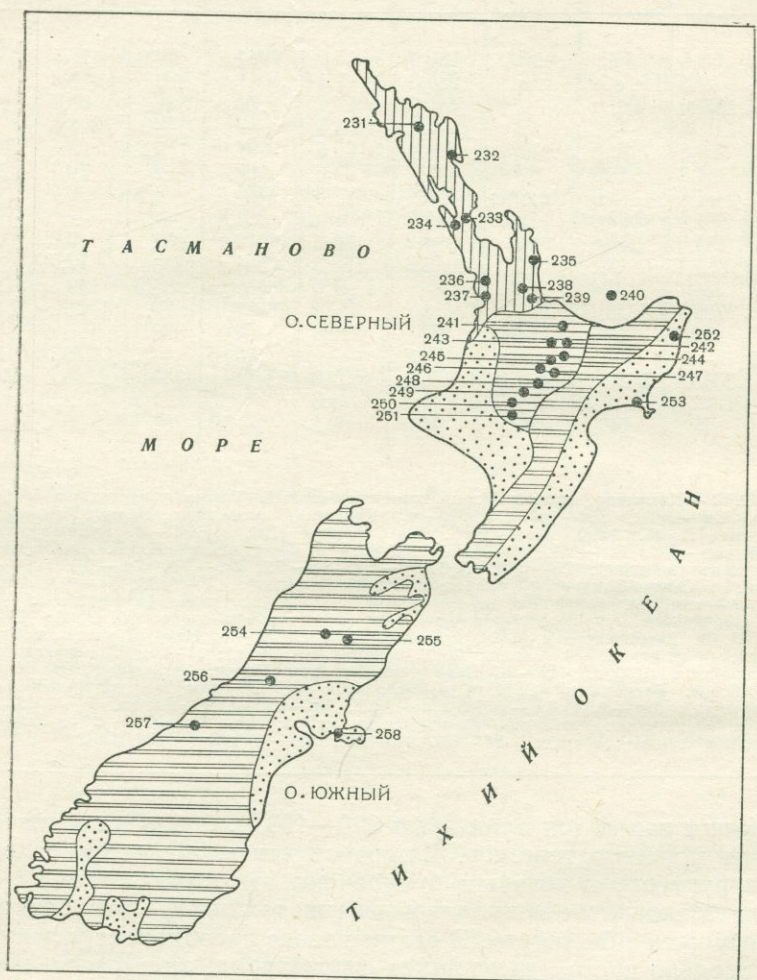


Рис. 10. Схематическая гидрогеохимическая карта термальных вод Новой Зеландии. Условные обозначения см. на рис. 7

Минерализация вод в артезианских и адартезианских бассейнах областей современного вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса обычно не превышает 30—35 г/кг (см. табл. 8). Лишь на о. Ява известны воды в артезианских структурах с минерализацией около 80 г/кг. Воды артезианских бассейнов Японии характеризуются весьма высокими содержаниями иода (до 100 мг/кг), в них

несколько повышены и содержания брома ($\frac{Cl}{Br}$ колеблется от 140 до 290). В Калифорнии в водах нефтяного месторождения Цимрик установлено наличие ртути в количествах 0,1—0,4 мг/кг, меди — 0,04 мг/кг. Следует отметить, что присутствие этих рудных компонентов не является специфическим признаком для артезианских вод в вулканических районах, так как различные металлы встречаются и в артезианских водах невулканических областей [14, 141].

Щелочные хлоридные азотные термальные воды довольно широко распространены на восточном побережье Азиатского и на западном побережье Северо-Американского материков (см. рис. 6—10). Здесь известны источники хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 15—18 г/кг, вытекающие по зонам разломов из разнообразных кристаллических (или сильно метаморфизованных осадочных) пород. Весьма характерным для вод этих источников в разных регионах (Чукотка, побережье Охотского моря, Корея, Индокитай, Малакка, западное побережье Северной Америки, Аляска) является их весьма сходный состав (табл. 10): резкое преобладание среди анионов хлора и высокое содержание кальция. По этим показателям данные воды весьма близки к водам артезианских бассейнов. Газовый состав их изучен в основном на Северо-Востоке СССР (табл. 11), но, видимо, он аналогичен (азотный) и в других регионах. Следует отметить, что хлоридные гидротермы подобного состава известны также в Японии и на о-вах Фиджи. По-видимому, эти термы распространены в артезианских и адартезианских структурах Тихоокеанского подвижного пояса, но фактические данные о них почти отсутствуют.

Щелочные (и слабокислые) сульфатные углекислые термальные воды установлены на Камчатке, Курильских островах и в Калифорнии (табл. 12, 13). Выходы этих вод расположены в районах действующих вулканов, часто на fumarольных полях. Минерализация их находится в пределах 0,8—1,5 г/кг, среди катионов преобладают кальций и магний, а в Лассен-Парке (Калифорния) — аммоний. Воды такого состава встречаются в современных вулканических областях довольно редко. Вместе с тем они известны и в других регионах проявления углекислых вод, например в Чехии на курорте Карловы Вары [133].

Щелочные (и редко слабокислые) сульфатные азотные термальные воды, как это видно на рис. 6—10, широко распространены в тидрогеологических складчатых областях Тихоокеанского подвижного пояса. Эти термы приурочены главным образом к зонам новейших разломов среди метаморфических и кристаллических пород разного возраста. Они известны в Восточной Азии (на Камчатке, Курильских островах, Японии, Новой Гвинее), Южной и Северной Америке, Австралии, Новой Зеландии и о-вах Фиджи. Минерализация этих гидротерм большей частью не превышает 1—1,5 г/кг, содержание (в г/кг): сульфат-иона — 0,8—1,1; хлор-иона — 0,2—0,3 (единичный случай 0,6), гидро-

Химический состав щелочных (и слабокислых) хлоридных

Компоненты	1 (65)*	2 (56)	3 (91)	4 (101)	5 (97)	6 (99)	7 (97)	8 (103)
Li	—	2,84	1,19	0,05	1,3	0,14	0,19	—
K ⁺	92,0	152	34	11	127	61,6	16	1660
Na ⁺	991,1	1047	1285	124	1440	678	348	—
NH ₄ ⁺	0,2	3	0,4	0,7	4,5	0,5	1	—
Mg ²⁺	3,5	41,14	134	5	36	19	3	43
Ca ²⁺	55,2	258,5	100	52	220	131	48	539
Fe ²⁺	—	0,1	Следы	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	—
Cl ⁻	1633,1	1669,4	1590	146	2587	922	573	3830
Br ⁻	—	5	6,4	0,4	13,6	3,3	2	—
I	—	0,8	He обн.	4	1,6	He обн.	—	0,9
F ⁻	—	—	"	—	<0,25	0,4	He обн.	—
SO ₄ ²⁻	80,2	475,1	1,42	77	275	426	36	33
HCO ₃ ⁻	3,0	539,0	1623	140	30	250	85	140
CO ₃ ²⁻	21,6	—	He обн.	1,5	He обн.	18	He обн.	—
H ₂ SiO ₃	325	151	195	84	229	64	77	255
B ₂ O ₃	144,7	220,7	54	6,3	34,3	5,6	19,7	—
Σ _{мин}	3387,3	4634,3	5133	607,6	5113,7	2589,7	1225,08	6543
pH	8,2	7,1	7,35	7,95	7,55	8,0	7,2	7,0
T, °C	>100	73	36	80	>100	75	34	95,2

* Первые цифры — порядковые номера, цифры в скобках — номера водоупунктов на Также установлены (в мг/кг): HAsO₄²⁻ — 6, Sr — 1,31, Mn — 0,5, NO₂ — 0,3, CO₂св. — 202 [174]; Fe³⁺ — 1,5, NO₃ — 4, Fe₂O₃ — 0,7, CO₂св. — 1032 (данные С. Н. Сурикова, 1967 г.); 4 — о. Курикова, 1966 г.); 6 — там же, источники Столбовские (в мг/кг): Sr — 1,8, Zn — 0,06, 7 — там же, источники в устье руч. Кислого (в мг/кг): H₂AsO₄ — 0,087, HAsO₄²⁻ — 0,148, 1965 г.); 8 — Япония, источники Ноборибэцу (в мг/кг): H₂S — 4, Al³⁺ — 43 [225]; 9 — там же, С.О.св. — 370 [216]; 10 — Индонезия, о. Ява, вулкан Гедэ, источники на северном склоне [233]; (в мг/кг): Cs — 0,55, Rb — 0,3, HBO₂⁻ — 3690; 13 — там же, Вайракей, скв. 4 (в мг/кг): 15 — Мексика, источники между Ихтапан-де-ля-Соль и Танатико (в мг/кг): (Al₂O₃+F₂O₃) — 8,6, 17 — США, Йеллоустонский парк, Верхние гейзеры, источники Щит черепахи (в мг/кг):

карбонат-иона — 0,06—0,17, натрия — 0,2—0,3 (единичный случай 0,6), кальция — 0,2—0,4, кремнекислоты — 0,1—0,3 (табл. 14). Характерным для этих терм является постоянное (там, где он определяется) наличие фтора в количествах до 8—10 мг/кг и более. В областях современного вулканизма (Камчатка, Курилы, Калифорния) в этих термах наблюдается относительно повышенное содержание бора. Данные о их газовом составе приведены в табл. 15. На Камчатке и Курилах наблюдается значительная примесь углекислого газа (до 12—14 объемн. %).

Гидротермы подобного типа весьма многочисленны и в других гидрогеологических складчатых областях, охваченных интенсивными новейшими тектоническими движениями [52, 86, 133].

Щелочные сульфатные метановые термальные воды. Сведения об этих водах по территории Тихоокеанского подвижного пояса отсутствуют, но наличие их здесь весьма вероятно. Имеются данные об этих термах для районов Северного Кав-

сероводородно-углекислых и углекислых терм (в мг/кг)

9 (148)	10 (202)	11 (223)	12 (231)	13 (246)	14 (275)	15 (307)	16 (325)	17 (336)	18 (357)
55,8	—	5,7	8,0	12,2	—	11,0	7,6	—	—
4664	—	490	63	146	—	86	71	19	—
20533	549	2950	830	1130	1142	1615	653	403	350
46	—	—	131,8	0,9	—	—	—	Не обн.	—
40,1	143	0,05	2,5	1	—	83	0,8	—	—
4069	335	56	7,8	26	72	646	5	1,6	39
165	—	<0,2	—	—	—	—	—	Не обн.	—
43790	998	5060	1250	1927	1482	2200	865	382	483
54,8	—	—	—	—	—	6,2	—	Не обн.	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,75	—	—	0,3	6	—	—	1,8	18	—
0,1	370	110	347	35	173	894	100	27	130
595	—	42,3	340	35	—	—	305	174	29
—	502	—	—	—	218	890	Не обн.	102	—
199	—	439,4	231,4	502	208	—	380,9	362,7	195
1863,5	—	—	—	0,08	—	85	157,7	7,0	157
77128	2897	9052	6849	3944	3305	6591	2356	1394,2	1031
5,8	—	8	6,4	8,6	—	—	7,9	9,2	—
94	49	>100	40—50	>100	44	35—40	89,2	95	101

рис. 6—10. 1—Камчатка, Паужетка, скв. 17 [138]; 2—там же, источники Налычевские. 3—о. Итуруп, источники Дачные (в мг/кг): H_2AsO_4 —0,067, $HAsO_4^{2-}$ —0,237, Sr—<0,05, нашпир, вулкан Головинна, котел на берегу оз. Кипящего (в мг/кг): $HAsO_4^{2-}$ —0,19, Горячий пляж, скв. 3 (в мг/кг): Sr—0,35, Fe_2O_3 —1 (данные Н. В. Альбинского и С. Н. Су-
 $HSiO_3$ —2, AlO_2 —0,054, Fe_2O_3 —0,4, H_2S —4,42 (данные С. Н. Сурикова, 1968 г.); Sr—<0,1, Cu—0,001, Zn—0,012, NO_2 —0,5, AlO_2 —0,04 (данные Н. В. Альбинского, источники Арима (в мг/кг): Al^{3+} —74,2, $HAsO_4^{2-}$ —<0,01, Ba—62,4, HPO_4^{2-} —1,49, H_2S —0,9, 11—Новая Гвинея, источники Дей-Дей[214]; 12—Новая Зеландия, источники Нгава
 H_2S —1 [235]; 14—Перу, источники Кандарева, у подножия вулкана Юкумани [233]; As—7,6, CO_2 св.—есть [233]; 16—США, источники Стимбот (в мг/кг): H_2S —4,7 [180]; Al^{3+} —0,1, PO_4 —1,3 [226]; 18—США, Алеутские о-ва, гейзер на о. Умнак [233].

каза, Дагестана и др. [87]. Минерализация их колеблется от 6—2 до 3—4 г/кг, температура достигает 96°С, рН 8—8,6.

Щелочные гидрокарбонатные углекислые термальные воды в пределах рассматриваемой территории пользуются довольно широким развитием (см. рис. 6—10, табл. 16, 17). Они известны на Камчатке, Курильских островах, в Японии, Новой Зеландии, Калифорнии и других областях современного и четвертичного вулканизма.

Условия их распространения в гидрогеологических структурах отличаются большой сложностью и разнообразием, особенно в областях современного вулканизма. Например, в Новой Зеландии на термальном поле Вайракей скважинами наряду с щелочными хлоридными сероводородно-углекислыми термальными водами (см. табл. 12) вскрываются (в основном до глубин 400—500 м) слабокислые гидрокарбонатные углекислые воды, температура которых иногда превышает 100°С [179]. Такого типа термальные воды

Химический состав свободно выделяющихся газов щелочных (и слабокислых) хлоридных сероводородно-углекислых и углекислых терм (в объемн. %)

Местоположение, номер на рис. 6—10, источник сведений	H ₂ S	CO ₂	O ₂	CH ₄	H ₂	N ₂	Ar	He
<i>Камчатка</i>								
Источники Большие Киреунские, 39, [87]	Не обн.	67,6	6,4	0,5	Не обн.	25,5	0,539	0,002
Источники Гейзерные, 50, [87]	—	54,80	—	1,00	—	44,20	—	—
Источники Паужетские, 65, [87]	8,40	75,60	—	0,80	—	15,20	—	—
Источники Кехкуйские, 57, [174]	0,0	89,0	0,5	0,3	—	10,2	0,134	0,003
Источники Верхне-Щапинские, 45, [174]	—	79,5	—	—	—	20,5	0,129	0,001
Источники Налычевские, 56, [174]	0,0	63,7	0,3	1,9	—	34,1	0,425	0,003
<i>О. Итуруп</i>								
Источники Дачные, 91*	0,0	95,0	0,6	0,0	Не опр.	4,4	0,096	0,002
<i>О. Кунашир</i>								
Горячий пляж, скв. 3, 97*	0,0	65,4	0,0	2,8	"	31,8	0,739	0,001
Источники Столбовские, 99*	Не опр.	57,3	0,0	8,0	"	34,7	0,586	0,005
Источники Третьяковские, 99*	0,0	48,10	0,0	9,91	0,08	41,90	0,535	0,008
<i>Япония</i>								
Источники Беппу, 157, [217]	0,6	95,9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,5***	Не опр.	Не опр.
Источники Юносава, 111, [217]	1,4	97,8	"	"	"	0,8***	"	"
Источники Мацукава, [181]	15,5	80,9	"	"	"	3,6***	"	"
<i>Новая Зеландия</i>								
Источники Нгава, 231, [6, 241]	0,02	90,6	—	6,6	1,0	1,8	—	—
Вайракей, скв. 4, 246, [179]**	8,36	82,73	—	0,50	2,37	0,65	—	—
<i>США</i>								
Источники Стимбот, 325, [179]	0,77	97,23	0,14	<0,03	Не обн.	1,82	0,04	—
Йеллоустонский парк, Верхний бассейн, 336, [179]	0,55	95,10	Не обн.	0,10	0,10	4,15	—	—

* Данные авторов и Н. В. Альбинского, 1965—1969 гг.

** Газ в паре из скважины. Содержание газа в паре — 0,04 объемн. %. Кроме того, в газе содержится (в объемн. %): C₂H₆ — 0,39, NH₃ — 5,36; H₂BO₃ — 0,03.

*** Азот и прочие газы (кроме H₂S и CO₂).

Химический состав щелочных (и слабокислых) хлоридных метановых терм (в мг/кг)

Компоненты	1/(48)*	2 (64)	3 (63)	4 (90)	5 (30)	6 (124)	7 (136)	8 (205)	9 (253)	10 (287)	11 (317)	12 (163)
K ⁺	7796,7	702	47,0	49	9633	390	305	—	100	519	132	19,0
Na ⁺			228,0	577		8650	9800	9654	7100	2027	5820	5950
NH ₄ ⁺	35	2	6,0	4,5	12	161	—	—	—	—	51	27,6
Mg ²⁺	310,4	13	7,0	15	212	584	500	95	Есть	—	115	95,3
Ca ²⁺	896,4	248	22,0	30	794	283	351	167,2	„	2632	373	256
Cl ⁻	14455,1	1139	415,2	551	16640	15740	17300	14520	16000	8012	9840	10300
Br ⁻	8	—	1,9	2,4	—	121	61,1	21,74	—	608	—	45,3
I ⁻	13	—	—	0,64	—	29,4	99,7	10,16	—	—	—	48,1
SO ₄ ²⁻	—	432	1,0	10	24	—	—	—	21	—	1,6	30,8
HCO ₃ ⁻	116,55	183	85,0	805	418	1070	1144	654	—	—	535	128
H ₂ SiO ₃	—	18,2	69,0	229	—	—	—	—	—	—	61,1	—
B ₂ O ₃	—	4,5	23,85	19,7	—	43,8	—	—	—	—	450,4	—
Σ _{мин}	23636	2737,4	913	2317,4	27733	27446	29793	25356	>23221	13798	17056	16960,1
pH	7,38	—	7,4	7,5	7,5	7,5	7,6	—	—	—	7,5	8,7
t, °C	>20	74	>20	55	50	>20	>20	>20	49	32,4	81	28,5

* Первые цифры — порядковые номера, цифры в скобках — номера водопунктов на рис. 6—10. 1 — Камчатка, Конусная площадь, скв. ГК-1 (О. И. Данилова, О. И. Супруненко, 1968 г.); 2 — там же, источники Нижне-Гольгинские (в мг/кг): Fe²⁺ — 0,4 [75]; 3 — там же, источники Саванские (в мг/кг): Fe²⁺ — 0,1, NO₂ — 0,5 [75]; 4 — о. Итуруп, источники Горячие ключи (в мг/кг): Fe₂O₃ — 0,7, Sr — <0,5, Li — 0,07, NO₃ — 0,03 (данные С. Н. Сурикова, 1967 г.); 5 — Сахалин, Восточное Эхаби, скв. 208 (данные О. В. Равдоникас, 1965 г.); 6 — Япония, Утино, скв. Р-16 (в мг/кг): KMnO₄ — 363, CO₂св. — 15,0 [50]; 7 — там же, Мобара, скв. Р-1 (в мг/кг): KMnO₄ — 232, CO₂св. — 37,4 [50]; 8 — Индонезия, о. Ява, Дженок (в мг/кг): CO₃²⁻ — 487,8 [233], 9 — Новая Зеландия, источники Морера (в мг/кг): Li — 5,4, Cs — <0,1, Rb — <0,1 [233]; 10 — Эквадор, источники Сан-Висенте [233]; 11 — США, нефтяное месторождение Цимрик (в мг/кг): Fe²⁺ — 1,2, Mn — 0,08 [180]; 12 — Япония, о. Окинава, скв. Наха Р-2, глубина 336—340 м (в мг/кг): CO₃²⁻ — 60,0, KMnO₄ — 65,0.

Химический состав свободно выделяющихся газов щелочных хлоридных метановых терм (в объеме. %)

Местоположение, номер на рис. 6—10, источник сведений	H ₂ O	CO ₂	O ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	H ₂	N ₂	Ar	He
Камчатка, Нижне-Гольгинские источники, 64, [75] . . .	0,0	12,6	—	54,5	—	—	—	32,90	0,552	0,013
Там же, Саванские источники, 63, [75]	0,0	0,0	—	89,9	—	—	—	10,1	0,29	0,009
О. Игуруп, источники Горячие ключи, 90*	0,0	12,1	0,0	57,3	0,0	0,3	0,3	30,3	0,334	0,007
Сахалин, Восточное Эхаби, скв. 208, 29, [75]	He опр.	64,2	—	31,8	—	—	—	4,0	0,001	0,046
Япония, о. Окинава, скв. Наха, P-2, 163	—	0,24	0,48	89,52	—	—	0,019	9,72	—	0,028
Новая Зеландия источники Морера, 253, [233]	—	—	—	84	—	—	—	16	—	—

* Данные С. Н. Сурикова, 1966 г.

известны в Новой Зеландии также на термальных полях Вайотату, Роторуа, Те-Ароха и др. Здесь они выходят также в виде источников с дебитами до нескольких литров в секунду. Температуры вод источников достигают 80—85° С. Общая минерализация гидрокарбонатных углекислых вод в Новой Зеландии обычно находится в пределах 1—2 г/кг, реже до 10—12 г/кг (источник Те-Ароха). На Камчатке на Паужетской термальной площади кроме щелочных хлоридных натриевых сероводородно-углекислых терм также встречаются источники гидрокарбонатного состава с минерализацией до 1,8 г/кг [1]. Следует отметить, что полученные здесь конденсаты пара (после вскипания хлоридных терм) в скв. P-1 имеют гидрокарбонатный состав с минерализацией 0,28 г/кг [138].

В Йеллоустонском парке (США) наряду со щелочными хлоридными сероводородно-углекислыми термами известны выходы щелочных гидрокарбонатных углекислых термальных вод с минерализацией до 1,6 г/кг (см. табл. 16).

Такое совместное нахождение этих двух типов термальных вод (при резком преобладании хлоридных) является характерным для областей современного вулканизма. Кроме того, в районах выходов щелочных (и слабокислых) гидрокарбонатных углекислых терм часты источники и сильнокислых гидротерм (Йеллоустонский парк, о. Кунашир и др.).

В районах молодого четвертичного вулканизма описываемые гидрокарбонатные углекислые термы приурочены обычно к круп-

Химический состав щелочных (и слабокислых) хлоридных азотных терм (в мг/кг)

Компоненты	1 (6)*	2 (9)	3 (47)	4 (84)	5 (96)	6 (176)	7 (183)	8 (227)	9 (343)	10 (354)
K ⁺	124,0	72,8	} 165,0	59	73	} 2073	82,7	27,0	82	61
Na ⁺	4554,0	3061,4		1117	388,5		1535,1	490	2523	1587
NH ₄ ⁺	He обн.	10	0,2	1	0,6	4,6	—	—	—	—
Mg ²⁺	8,2	14,8	0,2	24	7	19,5	8,5	—	179	—
Ca ²⁺	2403,0	2722,7	24,1	194	96	13	368,7	31	385	545
Fe ²⁺	He обн.	0,6	He обн.	He обн.	He обн.	0,1	0,1	—	—	—
Cl ⁻	11186,2	9369,6	138,0	1385	525	3216	2867	943,4	4600	3450
Br ⁻	43,6	8,6	0,1	5,2	2	—	—	—	—	—
I ⁻	0,2	0,1	0,3	0,4	He обн.	—	—	—	—	—
F ⁻	1,0	—	0,6	1,25	0,25	—	2,4	9,0	—	—
SO ₄ ²⁻	237,0	362,0	170,0	828	345	50	140,9	—	717	25
HCO ₃ ⁻	12,2	112,0	26,1	342	37	61	76,5	14,6	58	—
H ₂ SiO ₃	127,5	36,4	72	193	84	247,8	130,3	—	—	113,1
B ₂ O ₃	1,0	10,9	6,3	47,3	7,9	—	—	5,6	—	—
Σ _{мин}	18726,3	15794,7	603	4237,5	1559,6	5707	5216	1522,1	8640	5668
pH	8,6	7,9	9,1	7,45	6,3	7,1	6,6	—	—	—
T, °C	80,5	59	55,5	65	68	75	52	>20	44,4	38—69

* Первые цифры — порядковые номера, цифры в скобках — номера водоупунктов на рис. 6—10. 1 — Северо-Восток СССР, источники Чаплинские. Также установлены (в мг/кг): CO₃²⁻ — 18,0, Al₂O₃ — 6,8, HВ O₄²⁻ — 0,65 [75]; 2 — там же, источники Таватумские (в мг/кг): Al³⁺ — 0,02 (данные А. А. Зеленкевича, 1962 г.); 3 — Камчатка, источники Нижне-Чажминские (в мг/кг): CO₃²⁻ — 24,0, HAsO₄²⁻ — 0,004, Fe³⁺ — 0,3, NO₃⁻ — 2,0, NO₂⁻ — 0,5, CO₂св. — 224 (данные Я. М. Гройссмана, 1961 г.); 4 — о. Итуруп, источники Рейловские (в мг/кг): HAsO₄²⁻ — 0,057, Fe₂O₃ — 1,1, Mn — 0,2, Zn — 0,01, Sr — 1,35, H₂S — 4,25 (данные С. Н. Сурикова, 1967 г.); 5 — о. Кунашвр, источник Добрый ключ (в мг/кг): Fe₂O₃ — 1,1, Al₂O₃ — 0,09, Li — 0,03, Zn — следы, H₂S — 0,61 (данные С. Н. Сурикова, 1969 г.); 6 — п-ов Корея, источники Ончжин (в мг/кг): Al₂O₃ — 21,8, Rb — 0,04 [162]; 7 — п-ов Индокитай, источники Мо-Дук (в мг/кг): Al³⁺ — 4,1, PO₄³⁻ — 2,7, CO₂св. — 36,7 [208]; 8 — о-ва Фиджи, Вити-Леву, Самбето [213]; 9 — Канада, источники на берегу бухты Кликейн (в мг/кг): (Fe₂O₃ + Al₂O₃) — 58 [229]; 10 — США, Аляска, источники Крузгамепа [233].

Таблица 11

Химический состав свободно выделяющихся газов щелочных (и слабокислых) хлоридных азотных терм (в объемн. %)

Местоположение, номер на рис. 6—10, источник сведений	CO ₂	O ₂	CH ₄	N ₂ +р. г.	Ar	He
Северо-Восток СССР, источник Таватумский, 9, [75]	—	—	—	98,5	1,43	0,0946
Там же, источник Чаплинский, 6, [75]	0,15	—	0,96	95,5	1,914	0,339
О. Итуруп, Рейдовские источники, 84*	5,8	He обн.	13,3	80,45	0,619	0,331
О. Кунашир, источник Добрый ключ, 96*	He обн.	То же	0,4	99,6	1,486	0,010

*Данные С. Н. Сурикова, 1966 г.

Таблица 12

Химический состав щелочных сульфатных углекислых терм (в мг/кг)

Номер н/п	Номер на рис. 6—10	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Fe ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	H ₂ SiO ₃	B ₂ O ₃	Σ _{мин}	pH	T, °C
1	51	3,2	62,0	—	49,7	200,1	5,5	10,6	771,7	44,0	372	32,6	1559,5	7,7	60
2	86	13,3	33	1,3	49	110	He обн.	10	465	85	153	0,28	925,1	7,05	97
3	101	13,5	131	1	39	144	"	113	352	336	169	9,57	1348	7,85	87
4	331	4	33	128	2	7	4	—	419	—	179,4	84	823	—	>20

1 — Камчатка, источники Верхне-Семячинские. Также установлены (в мг/кг): H₂PO₄⁻—0,03, H₂AsO₄⁻—0,0015 [38]; 2 — о. Итуруп, источники Старозаводские (в мг/кг): Br⁻—0,42, I⁻—следы, F⁻—<0,25, Fe₂O₃—1,3, Zn—0,0075, Sr—0,3. Mn—1,95, AlO₂⁻—0,25, H₂S—5,78 (данные С. Н. Сурикова, 1968 г.); 3 — о. Кунашир, вулкан Головинна, источники на fumarольном поле оз. Кипящего (в мг/кг): Br⁻—0,6, I⁻—0,5, F⁻—<0,25, H₂AsO₄⁻—0,05, Mn—1,12, Sr—0,05, Li—0,025 (данные Н. В. Альбинского и С. Н. Сурикова, 1966 г.); 4 — США, Лассен-Парк, источники Грохочущий Ад (в мг/кг): Fe²⁺—4,0 [206]

Таблица 13

Химический состав свободно выделяющихся газов щелочных (и слабокислых) сульфатных углекислых терм (в объемн. %)

Местоположение, номер на рис. 6—10, источник сведений	H ₂ S	CO ₂	O ₂	CH ₄	N ₂	Ar	He
Камчатка, источники Верхне-Семячинские, 38, [87]	—	82,3	—	12,8	4,8	—	—
О. Кунашир, вулкан Головинна, источники у оз. Кипящего, 101*	Следы	93,5	0,5	0,4	5,6	0,075	<0,001

* Данные Н. В. Альбинского и С. Н. Сурикова, 1966 г.

ным зонам новейших разломов и формируются как в пределах гидрогеологических массивов, так и адартезианских и артезианских бассейнов. Примерами этих вод в гидрогеологических массивах являются источники Тымлатский на п-ове Камчатка, Винг-Хао на п-ове Индокитай, Плотинный в Забайкалье, Скаггс-Спрингс в Калифорнии и др. С водами адартезианских и артезианских структур связаны, например, воды источников и скважин в районе Салфер-Бэнк в Калифорнии (см. табл. 16), а также многочисленные их проявления в других районах Евразии — на Северном Кавказе (Ессентуки, Железноводск), в Грузии (Боржоми) и др. [52, 86, 133]. В катионном составе этих терм обычно преобладает натрий. Характерно наличие свободной углекислоты, достигающей 1 г/кг и более. В составе свободно выделяющихся газов наряду с преобладанием углекислого газа отмечаются значительные примеси азота (до 20 объемн. % и более).

Щелочные гидрокарбонатные азотные термальные воды развиты в складчатых областях в основном в пределах гидрогеологических массивов, сложенных кристаллическими породами. Источники их довольно многочисленны (см. рис. 6—10). Они расположены в зонах новейших разломов, дебиты их достигают 10—20 л/с и более, температуры — 80—90°С. Минерализация этих терм, как правило, не более 0,4—0,6 г/кг (табл. 18), лишь Корквяямские источники на Камчатке имеют минерализацию 1,2 г/кг. Часто в термах отмечается наличие фтора — до 10—12 мг/кг. В составе катионов большей частью преобладает натрий. Содержание кремневой кислоты довольно постоянно (50—100 мг/кг). В составе газов, резко преобладает азот (табл. 19).

Щелочные гидрокарбонатные метановые термальные воды в Тихоокеанском подвижном поясе, так же как и в других регионах, залегают в артезианских и адартезианских бассейнах, сложенных терригенными прибрежно-морскими и континентальными толщами. Они хорошо изучены в артезианских бассейнах о. Сахалин [75, 87]. Здесь известны источники этих вод с минерализацией до 2—3 г/кг, кроме того, они вскрыты многочисленными скважинами (табл. 20). Минерализация их на глубинах 2000—2500 м местами достигает 30—33 г/кг (площадь Тунгор).

3. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Некоторые черты распространения термальных вод в пределах Тихоокеанского подвижного пояса были уже отмечены выше при общей характеристике подземных вод территории (см. гл. II) и при описании отдельных типов термальных вод. Имеющиеся материалы позволяют выделить здесь ряд провинций (областей), существенно различающихся по составу и условиям залегания развитых в них термальных вод. Это отражено на схематических гидрогеохимических картах термальных вод как всей территории

Химический состав щелочных (и слабодиссоцированных)

Компо- ненты	1 (8)*	2 (15)	3 (18)	4 (38)	5 (61)	6 (60)	7 (100)	8 (133)	9 (108)
K ⁺	6,64	12,0	62	17,1	} 334,0	8,2	13	6,0	40,0
Na ⁺	103,85	284	76	638,7		285,0	198	95,0	235,0
Mg ²⁺	0,48	1	0,6	1,83	3,3	Следы	7	3,0	1,56
Ca ²⁺	4,43	26	11	123,0	11,7	267,0	196	96,0	148,7
Cl ⁻	25,0	53	32	589,0	99,0	184	179	72,7	271,6
F ⁻	—	10	9	1,0	8,5	1,7	0,05	—	—
SO ₄ ²⁻	100,28	505	144	812,42	524,8	980,0	651	276,5	481,0
HCO ₃ ⁻	51,84	98	67	59,80	85,4	24,0	49	35,8	62,3
CO ₃ ²⁻	18,00	6	Не обн.	—	—	Не обн.	Не обн.	—	—
H ₂ SiO ₃	23,6	74	56	115,7	303	47	81	—	—
Σ _{мин}	407,9	1074	468	2420	1387,6	1812	1388,6	579	1356
pH	7,5	8,4	8,5	7,1	7,6	6,45	6,85	8,0	7,4
T, °C	58	до 75	42	74,5	99	66	54	53,5	61

* Первые цифры — порядковые номера, цифры в скобках — номера водопунктов на рис.

1 — Северо-Восток СССР, источник Нааяханский. Также установлены (в мг/кг): Fe²⁺ — 0,15; NH₄⁺ — 0,15, B₂O₃ — <1; Li — 2, ΣS — 2, Rn — 38 эман [15]; 3 — Забайкалье, источник Пурелэгский (Рикова, 1965 г.); 4 — Камчатка, источники Двухъярточные (в мг/кг): Hg — 0,0007, H₂AsO₄ — 2,82, 6 — там же, Нижняя Паратунка, скв. 3 (в мг/кг): NH₄⁺ — 1,8, Br — 1,3, I — не обн., H₂AsO₄ — о. Кунашир, источники Алахинские (в мг/кг): NH₄⁺ — 1,3, Br — 0,52, I — 0,24, B₂O₃ — 6,2, Fe₂O₃ — 1966 г.); 8 — Япония, источники Асама [220]; 9 — там же, источники Ою [225]; 10 — Китай, ис- следы; PO₄³⁻ — 13,5, CO₂ св. — 12,2 [208]; 12 — Новая Гвинея, источники Булоло [214]; 13 — о-ва Ливиня, источники Урмири [233]; 15 — Чили, источники в районе Де-Панимавиде [233]; 16 — о. [233]; 18 — США, источники Оурай (в мг/кг): Fe²⁺ — 0,42, B₂O₃ — 0,6 [237]; 19 — там же, источни [13,2 [237]; 20 — там же, Аляска, источники Хорнер [233]; 21 — Канада, источник Банф (главный)

Тихоокеанского подвижного пояса (см. рис. 6), так и отдельных его регионов (см. рис. 7, 8, 9, 10). Для территории СССР закономерности распространения термальных вод были намечены еще в 1938 г. Н. И. Толстихиным. В дальнейшем эти положения были развиты для различных регионов многими исследователями и нашли отражение на ряде сводных карт территории СССР [52, 86 и др.]. Для территории Монголии закономерности распространения термальных вод были изучены В. Н. Поповым и Н. И. Толстихиным [109].

В настоящей работе осуществляется первый опыт анализа закономерностей распространения термальных вод для всей территории Тихоокеанского подвижного пояса. Следует отметить, что для некоторых его регионов вследствие ограниченности фактического материала провинции термальных вод выделены в порядке прогноза. Почти полностью, как отмечено выше (см. гл. III), отсутствуют сведения о подземных водах Тихого океана (и прибрежных морей), поэтому приведенное районирование термальных подземных вод этих и сходных с ними территорий, основанное на ряде косвенных признаков (мощность осадков, величина тепловых потоков и др.), следует рассматривать как предварительное, которое,

сульфатных азотных терм (в мг/кг)

10 (167)	11 (182)	12 (220)	13 (230)	14 (274)	15 (267)	16 (296)	17 (300)	18 (321)	19 (332)	20 (353)	21 (341)
—	10,3	2	4	65	7,3	—	—	8,0	6,8	58	—
130	219,6	80	211	310	78,7	149	148,0	111,0	227	—	—
—	1,5	0,1	—	—	—	—	1,5	6,1	He обн.	27,4	71
—	12,7	5,0	120	—	32	420	26,0	376	16	—	400
92	33,6	4,3	62,1	64	62,8	132	180,8	45	160	29	—
13	4,7	—	9,5	—	—	—	—	—	—	—	—
153,6	155,8	103,7	619,6	629	147,9	609	111	1030	288	45	1120
—	177,4	44,5	8,3	—	—	10,8	16,8	128	37	22	175
—	—	23,4	—	—	21,2	—	6,0	—	—	32	75
71,5	117,3	—	—	95	44,2	—	48,1	63,3	124,3	36,5	—
>440	744	263	700	1068	432	1604	526,3	1760	841	225	—
—	7,6	9,4	9,15	—	—	—	—	—	8,5	—	—
58	71	70	71,5	42—73	32	44	52—55	62	81—95	30—49	39,5

6—10.

Li — 0,01, Al — 1,99, SiO₂ — 71,68 [84]; 2 — Восточное Прибайкалье, источник Гаргинский (в мг/кг): (в мг/кг): Fe²⁺ — 0,2, B₂O₃ — 0,32, Li — 0,16, Sr — 0,1, H₂SiO₃ — 2 (данные Г. И. Климова и С. П. Су-
в. В. О. — 51,6 [134]; 5 — там же, источники Большие Банные (в мг/кг): Вг — 0,3, I — следы [143];
— 0,0023, HAsO₄³⁻ — 0,0015, B₂O₃ — 6,7, Fe₂O₃ — 0,4; Li — 0,25 (данные авторов, 1968 г.); 7 —
10. CO₂ св. — 119, H₂S — 34, Li — 0,013, Zn — 0,075 (данные Н. В. Альбинского и С. Н. Сурикова,
точники Фу-Чоу [233]; 11 — п-ов Индокитай, источники Хуонг-Хоа (в мг/кг): Al — 0,5, Fe²⁺ —
Фиджи, о. Вану-Леву, источники Батинакама (в мг/кг): B₂O₃ — 1,9, H₂CO₃ — 1,6 [213]; 14 — Бо-
Пуэрто-Рико, источники Банос-де-Коамо [233]; 17 — о. Ямайка, источник Купальня Св. Томаса
ки Эмеди (в мг/кг): NH₄⁺ — 0,5, Fe²⁺ — 0,01, Al — 0,23, Ba — 0,05, Sr — 0,06, H₂S — 0,2, B₂O₃ —
[233].

Таблица 15

Химический состав свободно выделяющихся газов щелочных
(и слабокислых) сульфатных азотных терм (в объемн. %)

Местоположение, номер на рис. 6—10, источник сведений	CO ₂	O ₂	CH ₄	N ₂	Ar	He
Северо-Восток СССР, Наяхан- ский источник, 8, [84] . . .	0,58	He обн.	He обн.	99,42	He обн.	—
Камчатка, Двухъярочные исто- чники, 38, [75]	1,20	—	0,87	97,93	0,709	0,046
Там же, источники Большие Банные, 61, [75]	4,20	—	—	95,80	1,91	0,018
Там же, источники Нижняя Паратунка, 60, [75]	0,20	He обн.	He обн.	99,80	1,338	0,009
О. Кунашир, Алехинские исто- чники, 103*	12,2	0,0	3,3	84,5	1,290	0,002
Канада, источники Банф, 341, [233]	—	—	—	97	—	—

* Данные Н. В. Альбинского, 1966 г.

Химический состав щелочных (и слабокислых)

Компоненты	1 (33)*	2 (54)	3 (65)	4 (65)	5 (95)	6 (100)	7 (149)
K ⁺	1059	73,5	67,6	16,0	19,4	23	—
Na ⁺		593,4			102	73	157,0
NH ₄ ⁺	He обн.	0,4	1,2	12,0	0,2	0,2	—
Mg ²⁺	13	70,6	129,6	Следы	41	13	26,0
Ca ²⁺	67	167,0	94,8		80	48	198,5
Fe ²⁺	0,2	2,6	0,5	15,0	He обн.	He обн.	
Cl ⁻	98	502,7	59,3	He обн.	14	43	66,7
F ⁻	4,0	0,7	—	—	<0,25	<0,25	—
SO ₄ ²⁻	825	446,8	113,4	12,0	252	115	83,8
HCO ₃ ⁻	1861	1122,0	915,0	103,6	403	189	1000,4
H ₂ SiO ₃	90	217,2	113,7	He обн.	162	167	—
B ₂ O ₃	2,0	—	—	—	0,79	1	—
Σ _{мин}	4020	3249,3	1793,0	229,6	1111,85	654,9	1477,4
pH	6,7	6,65	6,4	5,5	7,55	7,6	6
T, °C	47,5	48	26	100	58	52	14

* Первые цифры — порядковые номера, цифры в скобках — номера водопунктов на рис.

1 — Камчатка, источник Тымлэтский. Также установлены (в мг/кг): HAsO_4^{2-} — 0,04, Fe^{2+} — Тимоновский (в мг/кг): Br — 5,6, I — 0,2, CO_2 св. — 480 [75]; 3 — там же, Паужетка, источник конденсат пара (в мг/кг): CO_2 св. — 56,0, H_2S — 15,0 [1]; 5 — о. Кунашир, источник Первый Нес С. Н. Сурикова, 1966 г.); 6 — там же, источник Алехинский, углекислый (в мг/кг): Fe_2O_3 — источник Есино (в мг/кг): CO_2 св. — 84,5 [220]; 8 — п-ов Индокитай, источник Винг-Хао (в Li — 1,2 [189]; 10 — там же, источники Те-Ароха (в мг/кг): CO_3^{2-} св. — 192 [233]; 11 — там же, 0,01 [180]; 13 — там же, источники Салфер-Бэнк (в мг/кг): Br — 1,6, I — 3,2; Li — 4, Al — 0,6; (в мг/кг): Al — 0,2, PO_4^{3-} — 1,9 [226]; 15 — там же, Аляска, источники Хутлинама, присутствует [229]; 17 — Забайкалье, источник Плотинный (в мг/кг): Br — 1,6, As — 1,0, Li — 2,4, Be — 0,005, источник Травертиновый (в мг/кг): Br — 1,1, As — 1,0, S — 1,6, Li — 2,9, Mo — 0,001, CO_2 св. —

несомненно, будет уточняться по мере накопления фактического материала.

В соответствии с принятой в настоящей работе классификацией термальных вод и с учетом принципов районирования термальных вод, разработанных для территории СССР Н. И. Толстихиным, В. В. Ивановым, А. М. Овчинниковым и др., нами в пределах суши рассматриваемой территории выделяется десять типов провинций термальных вод и для подводных гидрогеологических структур — четыре типа провинций (см. рис. 6—10). Начнем их краткое рассмотрение с областей суши.

Провинция преимущественного распространения кислых сульфатных и хлоридных и щелочных хлоридных, реже гидрокарбонатных соленых сероводородно-углекислых и углекислых гидротерм приурочены к областям современного активного вулканизма. К ним относятся вулканические районы Восточной Камчатки, Курильских островов; вулканические дуги о-вов Хоккайдо, Северной части Хонсю, Кюсю в Японии, вулканические дуги о-вов Суматра, Ява и др. в Индонезии, вулканический район Таупо — в Новой Зелан-

гидрокарбонатных углекислых терм (в мг/кг)

8 (184)	9 (246)	10 (239)	11 (232)	12 (330)	13 (329)	14 (336)	15 (352)	16 (340)	17 (17)	18 (17)
38,5	17	39	—	33	23	20	28	290,1	73	72
955,2	230	3162	206	912	1190	444	—	—	1408	1284
—	0,24	—	—	—	464	Не обн.	—	—	Не обн.	Не обн.
11,6	1,7	—	119	5,4	55	—	—	13,8	128	170
37,1	12	—	216	14	20	1,6	Следы	150	230	352
0,6	—	—	—	—	—	Не обн.	—	—	1,8	5,3
19,8	2,7	581	224	58	644	298	38	62,5	479	365
10,0	3,7	—	—	—	1	18	—	—	2,0	1,0
—	11	388	—	6,5	598	55	67	37,6	5,0	5,0
2584	670	6660	118,1	2480	3290	598	494	1144	4383	4840
79,5	246,8	148	136,5	96,2	54,6	256	57,2	87	118	148
—	2,7	—	729	296,1	1995	9,6	—	—	9,5	9,5
3743	1141	11170	2050	3675	6969	1636,7	>670	1766,2	6843	7258
6,7	6,7	8,3	—	7,2	6,8	8,2	—	—	7,0	6,5
36	>100	30—85	25,5	54	69,5	81	45,5	38,6	23	14—18

6—10.

0,2, CO₂ св. — 220 (данные Л. И. Тихомирова и С. Д. Веревкина, 1960 г.); 2 — там же, источник Медвежий (в мг/кг): CO₂ св. — 5,6 [1]; 4 — там же, Паужетка, скв. P-1 (глубина 120—196 м), Кученский (в мг/кг): Fe₂O₃ — 33,4, NO₃ — 3,0, Sr — 0,05, Li — 0,05 (данные Н. В. Альбинского и 0,5, NO₂ — 0,02, NO₃ — 2,7 (данные Н. В. Альбинского и С. Н. Сурикова, 1966 г.); 7 — Япония, мг/кг): CO₂ св. — 792, Al — 2,2, PO₄³⁻ — 6,8 [208]; 9 — Новая Зеландия, Вайракей, скв. 5 (в мг/кг): источники Камо, много CO₂ [233]; 12 — США, источники Скаггс (в мг/кг): Hg — <0,02, Sb — Sr — 2,2, Mn — 0,1, H₂S — 12 [180]; 14 — там же, Йеллоустонский парк, источники Вест-Тамб CO₂ св. [233]; 16 — Канада, источники Айнсворт (в мг/кг): Fe₂O₃ — 2,9 присутствует CO₂ св. Ge — 0,008, CO₂ св. — 501 (данные Г. И. Климова и С. Н. Сурикова, 1965 г.); 18 — Забайкалье, 666 (данные Г. И. Климова и С. Н. Сурикова, 1965 г.).

дии, вулканические районы в Андах, Кордильерах Америки и др. В этих провинциях термальные воды характеризуются большим своеобразием — широким распространением термальных кислых вод в районах действующих вулканов. В других провинциях эти термы отсутствуют.

Провинции преимущественного развития щелочных, в основном хлоридных и гидрокарбонатных соленых углекислых гидротерм отчетливо тяготеют к проявлениям четвертичного вулканизма. Они достаточно четко выделяются на Камчатке, в Японии, Индонезии, Новой Зеландии, Андах и Кордильерах Америки.

Провинции распространения в основном щелочных разного анионного состава соленых азотных, реже азотно-углекислых гидротерм также обычно связаны с районами четвертичного вулканизма, но испытывавшими интенсивные тектонические движения. Это обусловило различную раскрытость развитых здесь гидрогеологических структур и, как следствие этого, большое разнообразие термальных вод по солевому и газовому составу. К этой провинции

**Химический состав свободно выделяющихся газов щелочных
(и слабокислых) гидрокарбонатных углекислых терм (в объемн. %)**

Местоположение, номер на рис. 6-10, источник сведений	H ₂ S	CO	CO ₂	O ₂	CH ₄	N ₂	Ar	He
Камчатка, источник Тымлатский, 33 [174]	—	0,10	90,12	0,07	0,00	9,64	—	—
Там же, источник Тимоновский, 54, [75] . . .	—	—	73,4	1,6	—	25,7	—	—
О. Кунашир, источник Первый Нескученский, 95*	He обн.	—	75,0	0,0	1,9	23,1	0,412	0,004
Северное Забайкалье, источник Травертино-вый, 17*	0,0	То же	99,4	0,0	0,0	0,6	0,019	0,000
Новая Зеландия, Вайракей, скв. 246, [6]** . . .	0,63	—	98,06	—	0,17	0,89	—	—
Там же, источники Тетроуха, 239, [6]	—	—	98,8	—	—	—	—	—

* Данные Н. В. Альбинского, Г. И. Климова и С. Н. Сурикова, 1965—1966 гг.

** Кроме того, установлены (в объемн. %): NH₃ — 0,06; H₂ — 0,18; H₃BO₃ — 0,007.

принадлежит большая часть Срединного хребта Камчатки, юго-западное побережье о. Хонсю и др. (см. рис. 7, 9).

Провинции преимущественного распространения щелочных хлоридных соленых азотных гидротерм достаточно четко выделяются в прибрежных зонах Азиатского и Северо-Американского материков. При удалении в глубь материков они сменяются провинциями щелочных (и слабокислых) сульфатных и гидрокарбонатных пресных, реже слабосоленых азотных гидротерм. Эти закономерности распространения термальных вод, выявленные первоначально в пределах восточных районов СССР [62, 52, 86], подтверждаются в других регионах (Юго-Восточная Азия, Северная Америка и др.).

Провинции преимущественного распространения щелочных гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных слабосоленых метановых терм, щелочных хлоридных соленых метановых терм и щелочных (реже кислых) хлоридных рассольных метановых (реже сероводородных) терм (см. рис. 6) расположены в артезианских и адартезианских структурах в пределах как вулканических, так и невулканических областей. Они существенно различаются по химическому составу вод и главным образом по степени минерализации. Провинции, где наряду с щелочными хлоридными метановыми рассолами часто встречаются кислые хлоридные рассолы, а в составе газов иногда преобладает сероводород, приурочены к артезианским бассейнам, содержащим мощные соленосные толщи. Артезианские и адартезианские структуры, подверженные

Химический состав щелочных (и слабокислых) гидрокарбонатных азотных терм (в мг/кг)

Компоненты	1 (11)*	2 (20)	3 (21)	4 (28)	5 (47)	6 (35)	7 (156)	8 (293)	9 (333)	10 (342)
K ⁺	124,75	1	Не обн.	0,4	164	9	1,6	—	1,9	Следы
Na ⁺		67	90,2	22		330	34,5	117,9	74	
NH ₄ ⁺	0,05	0,4	1,0	2,1	3	—	—	—	—	—
Mg ²⁺	1,74	2	2,0	Следы	6,7	1	0,6	—	—	22
Ca ²⁺	2,50	2	2,4	3	4,6	6	4,9	—	2,2	86
Fe ²⁺	—	—	Не обн.	Не обн.	1,0	Не обн.	1,2	—	0,4	—
Al ³⁺	8,46	—	"	"	—	—	1,0	—	0,1	—
Cl ⁻	75,28	11	35,1	Следы	107	118,8	23,1	17,5	14	45
F ⁻	—	10	12,0	3	—	5	—	—	11	—
SO ₄ ²⁻	82,28	10	17,7	Не обн.	25	133,2	13,7	58,1	12	115
HCO ₃ ⁻	122,0	49	48,8	79	134	518	57	—	79	281
CO ₃ ²⁻	24,0	36	45,0	Не обн.	36	Не обн.	—	71,9	27	—
H ₂ SiO ₃	102	66	103	54	57,2	76	50,2	105,3	105,3	11,7
Σ _{мин}	543	276,8	357,9	164,2	525,3	1200	187,2	541	326	608
pH	9	9,1	9,3	7,3	8,78	7,3	8,6	—	9,2	—
T, °C	88	43	72	30	70	45,6	49,5	37	98	21—49

* Первые цифры — порядковые номера, цифры в скобках — номера водопунктов на рис. 6—10.

1 — Северо-Восток СССР, источники Тальские, скв. 69 [84]; 2 — Забайкалье, источник Былыринский. Также установлены (в мг/кг): V₂O₅ — 1,1, Li — 0,31, Sr — 0,14, HSiO₃ — 201, Rn — 106 эман [15]; 3 — Хабаровский край, источники Кульдур [11]; 4 — Приморье, источники Ван-Гоу (в мг/кг): Li — 0,02, Sr — 0,01, Fe₂O₃ — 0,7 (данные С. Н. Сурикова, 1969 г.); 5 — Камчатка, источники Верхне-Чажминские (в мг/кг): NO₂ — 0,02 [75]; 6 — там же, источники Коркваяские (в мг/кг): V₂O₅ — 2,4 (данные Н. Е. Калининской и С. Д. Веревкина, 1959 г.); 7 — Япония, источники Дого [220]; 8 — Венесуэла, источники Сан-Жуан-де-Лос-Моррос (в мг/кг): V₂O₅ — 36,3, H₂S — 18,3 [233]; 9 — США, источники Бойлинг (в мг/кг): V₂O₅ — 0,08, H₂S — <1 [180]; 10 — Канада, источники Джаспер (Митт) [229].

воздействию современных вулканических процессов, выделяются в самостоятельную провинцию термальных вод, для которой помимо метановых свойственно наличие углекислых гидротерм. Примером этой провинции может служить Южно-Калифорнийский бассейн, где, как отмечено выше, в районе оз. Салтон-Си вскрыты кислые высококонцентрированные хлоридные рассолы, содержащие углекислый газ.

Провинции термальных вод для подводных гидрогеологических структур выделяются, как отмечено выше, только в порядке прогноза (см. рис. 6). Вместе с тем в пределах подводной части материков (шельфа и материкового склона), там, где намечаются по комплексу признаков нефтегазовые структуры [85 и др.], очевидно, можно предполагать наличие подземных бассейнов щелочных (а местами и кислых) хлоридных метановых соленых и рассольных вод, что показано на рис. 6. В районах интенсивного подводного вулканизма, вероятно, также имеются щелочные хлоридные углекислые термы. Об этом косвенно свидетельствует обнару-

Химический состав свободновыделяющихся газов щелочных гидрокарбонатных азотных терм (в объемн. %)

Местоположение, номер на рис. 6—10, источник сведений	H ₂ S	CO ₂	O ₂	CH ₄	N ₂	Ar	He
Северо-Восток СССР, Тальские источники, скв. 62, 11, [75]	0,06	0,9	—	4,4	94,7	—	—
Приморье, источники Вангоу, 28*	0,0	0,9	8,2	0,0	90,9	1,234	0,025
Камчатка, Верхне-Чажминские источники, 47, [75] . .	—	—	—	0,20	99,80	—	—
Камчатка, Корквямские источники, 35, [173]	—	0,8	1,9	0,2	97,1	1,078	0,034
Венесуэла, источники Сан-Жуан-де-Лос-Моррос, 293 [233]	—	—	—	—	82	—	—

* Данные С. Н. Сурикова, 1969 г.

Некоторые данные о составе щелочных гидрокарбонатных метановых терм

Местоположение	T, °C pH	Минерализация, г/кг	Формула ионного состава	Газовый состав, объемн. %
Сахалин, Блокпостовая площадь, скв. 1 (749—758 м)	19	3,1	HCO ₃ 86 Cl 14 Na 98 Ca 1	CH ₄ —97,0 CO ₂ —1,4 N ₂ —1,2
	7,6			
Там же, месторождение Тунгор, скв. 24 (2090—2130 м)	67	32,7	(HCO ₃ + CO ₃) 63,4 Cl 34 (Na + K) 99,6	CH ₄ —96,0 N ₂ —3,0 CO ₂ —1,0
	7,8			
Восточное Прибайкалье, скв. в пос. Сухая Загза (100—150 м)	27	0,7	HCO ₃ 68 Cl 25 (Na + K) 96 Ca 2	CH ₄ —98,7 N ₂ —7,3
	7,4			

жение на дне океана в рифтовых зонах хребтов зеленокаменных пород, весьма сходных с обычными пропилитами [142]. Весьма вероятно также наличие термальных вод в крупных океанических поднятиях, сложенных мощными вулканогенными толщами. Вероятнее всего, в них могут быть встречены щелочные соленые воды хлоридного состава. Газовый состав их, возможно, азотный. Остается открытым вопрос о наличии термальных вод в осадочно-вулканогенных слабо метаморфизованных образованиях океанических платформ. В тех районах, где мощность этого чехла менее 1000 м, термальные воды, видимо, отсутствуют.

ГЛАВА IV

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

В настоящее время накоплен довольно большой материал по металлоносности гидротерм областей современного вулканизма и других регионов Тихоокеанского подвижного пояса. Сведения о металлоносности термальных вод были получены в результате различных исследований — выявления возможностей использования их в лечебных и промышленных целях (как источника сырья), проведения гидрогеохимических методов поисков, изучения условий формирования месторождений полезных ископаемых и т. п., в связи с чем качество этих материалов весьма неравноценное. Содержания многих металлов известны только по данным спектральных анализов, выполненных к тому же в разные годы и в различных лабораториях. Вместе с тем чувствительность спектральных анализов различных лабораторий довольно сходная (табл. 21), что по-

Таблица 21

Сведения о чувствительности спектральных анализов при изучении сухих остатков термальных вод

Элемент	Чувствительность анализа, %		Элемент	Чувствительность анализа, %	
	СССР, лаборатория ВСЕГЕИ	Япония [231]		СССР, лаборатория ВСЕГЕИ	Япония [231]
Ag	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	Mn	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
As	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	Mo	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Ba	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Ni	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Be	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Pb	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Bi	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	Sb	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Co	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Sn	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Cr	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	Ti	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Fe	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	W	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Ga	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Zn	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$
Ge	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Zr	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$

зволяет сопоставлять эти данные и судить по ним о распространенности металлов в гидротермах.

Специальные исследования металлоносности термальных вод в связи с разработкой проблемы формирования рудных месторождений впервые были выполнены В. Линдгреном [105] и затем успешно продолжены Д. Е. Уайтом [178, 180, 237 и др.].

Ниже по данным многочисленных и разнообразных исследований (в том числе личных — по Забайкалью и Курильским островам) охарактеризовано распространение различных металлов в гидротермах главным образом Тихоокеанского подвижного пояса с частичной иллюстрацией материалов по другим регионам (Кавказ, Средняя Азия и др.).

В соответствии с основными геохимическими свойствами рассматриваемые элементы объединяются в группы в основном согласно классификации А. Н. Заварицкого [66].

1. ГРУППА МЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ *

Подгруппа меди

Золото. Сведения о распространении золота в термальных водах Тихоокеанского подвижного пояса (как и вообще в природных водах) еще весьма немногочисленны (табл. 22). Вместе с тем они свидетельствуют о наличии золота как в кислых, так и в щелочных термах Камчатки, Курильских островов, Новой Зеландии и западных штатов США в количествах до 0,001—0,002 мг/кг. Наиболее полно распределение золота в термальных водах изучено в Японии в районе Беппу. Среднее содержание золота здесь в гидротермах составляет 0,00053 мг/кг, максимальное — 0,0022 мг/кг [231]. О наличии золота в термальных водах ряда источников в США и Новой Зеландии свидетельствует обнаружение его в современных минеральных отложениях этих источников [178, 234]. Особый интерес представляют исследования Б. Г. Вейсберга [234], установившие по существу региональное распространение в районах современного вулканизма Новой Зеландии (термальные районы Ваймангу, Вайотапу, Ротокоа, Бродленс-Охаки и др.) вблизи источников гейзеритов с весьма высокими (до 55—85 г/т) содержаниями золота, а также других металлов. При этом следует отметить, что концентрации золота в термальных водах этих районов довольно низкие — около 0,00004 мг/кг, т. е. всего лишь в 10 раз превышающие средние концентрации золота в океанических водах.

О широком распространении золота в термальных водах вулканических областей свидетельствует его частое обнаружение в пропилитизированных четвертичных вулканитах, местами в промышленных концентрациях [30].

Формы миграции золота в термальных водах изучены еще недостаточно. В сильнокислых хлоридных термах (как, например, на вулкане Эбеко, $pH < 1, Eh > +0,8В$) золото может мигрировать в виде хлоридных комплексов $AuCl_2^-$ и $AuCl_4^-$ [55]. В кислых сульфатных термах золото (в отличие от серебра, меди, цинка и других металлов) слабо мигрирует — не образует сульфатных растворимых комплексов. В щелочных и слабокислых термах, по мнению

* В эту группу кроме основных халькофильных металлов — Au, Ag, Cu, Sn, Pb и др. А. Н. Заварицким включены также металлы подгруппы галлия.

Содержание в термальных водах золота, серебра и меди

Номер на рис. 6—10	Местоположение, источник сведений	рН М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
				Au	Ag	Cu
<i>Камчатка</i>						
51	Источники Верхне-Семячинские, [38]	$\frac{3,3}{1,7}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	—	—	0,249*
57	Источники Кехкуйские**	$\frac{6,7}{3,9}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	—	—	0,034*
61	Источники Большие Банные**	$\frac{6,6}{1,5}$	$\frac{SO_4}{N_2}$	—	—	0,1*
<i>О. Парамушир, вулкан Эбеко</i>						
69	Конденсат фумарольного газа, [55]	$\frac{0,65}{21}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	0,0016	—	—
	Источники на западном фумарольном поле***	$\frac{2,5}{0,8}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	—	—	0,350
<i>О. Кунашир</i>						
98	Верхне-Менделеевские***	$\frac{2,45}{1}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	—	—	0,12
101	Вулкан Головнина, источники на Черепаховом фумарольном поле***	$\frac{4,0}{1,2}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	—	0,006*	0,016
99	Источники Столбовские***	$\frac{7,4}{2,5}$	$\frac{Cl}{CO_2-N_2}$	—	—	0,014*
<i>Япония</i>						
157	Источники Беппу, [231]	—	$\frac{Cl}{CO_2}$	До 0,0022	До 0,057	—
128	Источники Насу, [231]	$\frac{1,5}{3}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	<0,00001*	0,001*	0,028*
<i>Новая Зеландия</i>						
245	Скв. Бродленс-2, [234]	$\frac{8,3}{4,2}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	0,00004	0,0006	—
<i>США</i>						
321	Источники Оурай, [180]	$\frac{6,8}{1,8}$	$\frac{SO_4}{—}$	—	0,002	0,02*

Номер на рис. 6—10	Местоположение, источник сведений	pH М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
				Au	Ag	Cu
329	Источники Салфер-Бэнк, [180]	$\frac{6,8}{7,0}$	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{CO}_3}$	—	0,006	0,03*
335	Йеллоустонский парк, [212]	—	—	До 0,001	—	—
	Морская вода****	—	—	0,000004	0,0003	0,003

* — Результаты спектральных анализов.

** Данные О. Н. Толстихина, 1960 г.

*** Данные авторов и Н. В. Альбинского, 1965—1969 гг.

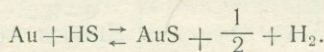
**** Здесь и далее содержания элементов в морской воде приводятся по Д. Гольдбергу, 1963 г.

Примечания. 1. Здесь и далее при характеристике химического состава в числителе даны преобладающие компоненты ионно-солевого состава вод, в знаменателе — газового состава.

2. Здесь и далее М — общая минерализация.

Г. А. Голевой и др. [55], золото, вероятно, переносится в основном в виде элементарных незаряженных частиц и псевдоколлоидов, а при наличии тиосульфатов также в виде комплексных соединений $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$. В. В. Щербина [196] считает более вероятными формами миграции золота в этих средах комплексы AuS_3^{3-} , а в присутствии избытка H_2S также $\text{Au}(\text{HS})_4^-$ или $\text{Au}(\text{HS})_6^{3-}$.

По данным Г. Л. Барнса и Г. К. Чаманского [12], растворимость золота в щелочных растворах, содержащих сульфидные и бисульфидные ионы, обусловлена возникновением в этих средах весьма устойчивых сульфидных комплексов, согласно реакции



По-видимому, в этих формах золото мигрирует в сильнощелочных термах вулканических областей, для которых характерно почти постоянное наличие сульфидных и бисульфидных ионов.

Серебро довольно часто устанавливается в термальных водах вулканических областей, при этом концентрации его обычно не превышают 0,005—0,01 мг/кг, достигая в единичных случаях как в кислых, так и щелочных термах 0,2—0,3 мг/кг (см. табл. 22). Аномально высокие содержания серебра (до 2,7 мг/кг) установлены лишь в высококонцентрированных углекислых хлоридных рассолах, вскрытых скважинами в Салтон-Си [182]. Обращают на себя внимание весьма высокие содержания (до 100—200 г/т) серебра в гейзеритах в ряде термальных районов Новой Зеландии (Бродленс-Охаки, Уакареварева и др.) при довольно низких концентрациях (0,006 мг/кг) серебра в водах источников [234].

В щелочных сульфатных и гидрокарбонатных азотных термах Забайкалья, Дальнего Востока и Памира содержание серебра не превышает 0,001—0,009 мг/кг, повышенные (0,01—0,09 мг/л) концентрации его отмечаются для некоторых терм Болгарии [15]. В гидрокарбонатных углекислых водах Забайкалья и Кавказа концентрации серебра находятся обычно в пределах 0,001—0,01 мг/кг.

Представляют интерес сведения о наличии серебра в водных включениях кварцевых жил гидротермальных полиметаллических месторождений Северного Кавказа [167]. Содержание серебра в них довольно высокое — 2—3 мг/кг, а в одной пробе составляет 188 мг/кг.

Имеющиеся данные показывают, что миграция серебра осуществляется как в кислых, так и в щелочных термах. В кислых термах перенос серебра происходит обычно в виде галогидных комплексов и соединений и солей серной кислоты. В щелочных растворах серебро мигрирует часто совместно с серой в форме тиосульфидного комплекса AgS^- , реже в виде кислородных соединений типа AgO^- [137].

Медь широко распространена в термальных водах. Некоторые характерные данные о содержании меди в гидротермах приведены в табл. 22 и 23. В кислых хлоридных и сульфатных термах содер-

Таблица 23

Распространение меди в горячих источниках
о. Хоккайдо (Япония) [231]

рН	Число источников	Содержание, мкг/л	
		предельное	среднее
<4	7	13—306	98,3
4—8	52	0—150	33,5
>8	14	10—48	21,6

жание меди часто достигает 0,1—0,3 мг/кг. Имеются сведения Г. А. Голевой об обнаружении аномально высоких (51 мг/кг) концентраций меди в кислых фумарольных термах на вулкане Эбеко (Курилы), значительно превышающих даже концентрации ее (20 мг/кг) в рассолах, вскрытых скважинами в Салтон-Си [182]. В щелочных гидротермах областей современного вулканизма концентрации меди большей частью находятся в пределах 0,01—0,1 мг/кг, при этом не обнаружено четких зависимостей концентраций от состава и степени минерализации гидротерм. Медь является в целом весьма характерным металлом для гидротерм областей современного вулканизма. Об этом свидетельствует также ее частое нахождение в возгонах, образованных эксгаляциями дейст-

вующих вулканов [121], и в осадках вблизи действующих подводных вулканов [71].

В гидротермах других регионов содержание меди большей частью находится в пределах 0,001—0,03 мг/кг. Так, в щелочных хлоридных углекислых термах Казбекского вулканического района (Кавказ) медь находится в количествах 0,003—0,03 мг/кг [95], в щелочных сульфатных и гидрокарбонатных азотных гидротермах Забайкалья — 0,001—0,01 г/кг [15] и т. п. Высокие концентрации меди (до 176 мг/кг) установлены в водных жидких включениях кварцевых жил гидротермальных полиметаллических месторождений Северного Кавказа [167].

В кислых и щелочных сероводородсодержащих термах медь образует разнообразные гидросульфидные комплексы — $\text{CuS} \cdot \text{HS}^-$, $\text{Cu}(\text{HS})_2^-$ и др. [189]. В щелочных водах и слабокислых, не содержащих сероводорода или с незначительными его концентрациями, медь мигрирует в основном в виде Cu^{2+} , CuOH^+ , CuCO_3 , CuCl_4^{2-} . При этом в водах гидрокарбонатного состава преобладают формы Cu^{2+} и CuCO_3 , в водах хлоридного состава — CuCl_4^{2-} [95]. Кроме того, на формы миграции меди в водах большое влияние оказывает величина окислительно-восстановительного потенциала (при его низких положительных значениях условия благоприятны для миграции Cu^{2+} и т. п.).

Подгруппа цинка

Ртуть является довольно распространенным компонентом термальных вод областей современного вулканизма. Наиболее полно она изучена в водах Камчатки и Курильских островов [153], а также западных штатов США [180]. По другим регионам имеются в основном отрывочные сведения. О наличии ртути в гидротермах часто свидетельствует ее обнаружение в минеральных отложениях источников [178, 237].

В кислых термах ртуть установлена на Камчатке и Курильских островах (табл. 24). В конденсатах фумарольных газов вулканов Безымянного, Шевелуч, Авачинского, Мутновского на Камчатке содержания ртути колеблются обычно в пределах 0,001—0,006 мг/кг [153]. Наиболее высокое содержание (0,072 мг/кг) установлено в конденсатах высокотемпературных (500°С) фумарол вулкана Мутновского. Большой интерес представляют данные о наличии ртути в газовой фазе вулканических эксгаляций вулканов Камчатки в количествах $3 \cdot 10^{-7}$ — $4 \cdot 10^{-6}$ г/м³ и частях ее включениях в эксгаляционной сере (до 7·10⁻⁴%) [153].

В щелочных гидротермах областей современного вулканизма высокие концентрации ртути обнаружены на Камчатке в кальдере Узон — до 0,05 мг/кг [124], в Калифорнии в источниках Гейзеры — до 0,13 мг/кг [180]. Большей же частью ее концентрации в водах этих регионов не превышают 0,002—0,005 мг/кг. Представляет интерес обнаружение в свободно выделяющихся углекислых газах Налычевских источников на Камчатке ртути в количестве

Содержания в термальных водах ртути и цинка

Номер по рис. 6—10	Местоположение, источник сведений	pH М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг	
				Hg	Zn
<i>Камчатка</i>					
62	Вулкан Мутновский, конденсат фумарольного газа, [153]	$\frac{0,26}{30}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	0,072	—
40	Источники Апапельские, [153]	$\frac{8,1}{1,6}$	$\frac{SO_4}{N_2 (?)}$	0,004	—
49	Вулкан Узон, источники на Центральном фумарольном поле, [125]	$\frac{6-7}{2-3}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	До 0,012	До 0,4
<i>О. Парамушир, вулкан Эбеко</i>					
69	Северо-Восточное фумарольное поле, конденсат фумарольного газа**	$\frac{0,64}{18,8}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	—	90
	Источники на берегу оз. Горячего**	$\frac{1,5}{5,0}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	—	0,72
<i>О. Кунашир</i>					
98	Источники Нижне-Докторские**	$\frac{2,3}{3,5}$	$\frac{Cl}{N_2}$	—	10
101	Вулкан Головинина, Черепаховое фумарольное поле, [153]	$\frac{4,0}{1,2}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,002	0,5
95	Источники Нескученские**	$\frac{7,65}{1,0}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	—	0,3*
99	Источники Столбовские**	$\frac{7,75}{2,6}$	$\frac{Cl}{CO_2-N_2}$	—	0,1
100	Источники Алехинские**	$\frac{6,85}{1,4}$	$\frac{SO_4}{N_2}$	—	0,075
<i>Япония</i>					
109	Источники Тамагава, [231]	$\frac{1,15}{4,8}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	0,01	—
128	Источники Насу	$\frac{1,5}{2,9}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	—	0,138
148	Источники Арима, [216]	$\frac{5,8}{76,7}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	—	0,192*
	Источники Беппу, [231]	—	$\frac{Cl}{CO_2}$	—	До 1—2

Номер на рис. 6—10	Местоположение, источник сведений	рН М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг	
				Hg	Zn
<i>Новая Зеландия</i>					
231	Источники Нгава (Охаиван)	$\frac{6,1}{5,4}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	0,0032	—
<i>США</i>					
323	Источники Салфер-Бэнк, [180]	$\frac{6,8}{6,9}$	$\frac{HCO_3}{CO_2}$	0,02	—
317	Нефтяное месторождение Цимрик, [180]	$\frac{7,5}{17,0}$	$\frac{Cl}{CH_4}$	0,1—0,5	—
	Морская вода	—	—	0,00003	0,001

* Результаты спектральных анализов.

** Данные Н. В. Альбинского и С. Н. Сурикова, 1965—1966 гг.

$1,8 \cdot 10^{-5}$ г/м³, т. е. больше, чем в газах действующих вулканов на этой территории [153]. Вместе с тем в водах этих источников содержание ртути не превышает 0,002 мг/кг.

В термальных водах ртутных месторождений Калифорнии (Салфер-Бэнк, Скаггс и др.) содержание ртути обычно не превышает 0,02 мг/кг (см. табл. 24). Обращают на себя внимание весьма высокие концентрации (0,1—0,5 мг/кг) ртути в соленых хлоридных метановых водах нефтяного месторождения Цимрик, расположенного в юго-западной части Калифорнии (см. табл. 24). Для сравнения отметим, что в водах Богачевского нефтяного месторождения на Камчатке содержание ртути менее 0,0002 мг/кг, примерно такие же концентрации (0,0001—0,0004 мг/кг) ртути в водах Челекенского нефтяного месторождения в Туркмении [153].

В областях молодого (четвертичного) вулканизма и интенсивных новейших тектонических движений (Кавказ, Средняя Азия) содержание ртути в щелочных гидротермах разного состава обычно не превышает 0,02—0,003 мг/кг [153].

В сероводородсодержащих термах ртуть, по-видимому, мигрирует в основном в виде гидросульфидных комплексов [12, 189]. При этом, по данным И. Л. Ходаковского [189], в кислых термах наиболее устойчивы комплексы $Hg(HS)_2$, в щелочных — $[Hg(HS)_3]$. Эта точка зрения общепризнана. В работе [153] приводятся данные о том, что в кислых водах в присутствии сероводорода щелочной сульфидный комплекс существовать не может, при этом обращается большое внимание на возможность переноса ртути в газовой фазе.

Кадмий. Распространение кадмия в термальных подземных водах изучено весьма слабо. Максимальные содержания его на Камчатке и Курильских островах в кислых хлоридных термах достигают 0,05 мг/кг, в кислых сульфатных термах — 0,1 мг/кг, в щелочных хлоридных термах — 0,1 мг/кг. В наших коллекциях термальных вод Курильских островов кадмий обнаружен лишь в семи пробах (из 98) в «следах» (при чувствительности спектрального анализа 0,003%).

В других регионах кадмий в термальных водах изучен также весьма слабо. Максимальное его количество (2,3 мг/кг) обнаружено в рассольных водах п-ова Челекен [102].

В сероводородсодержащих термах кадмий мигрирует, по-видимому, в основном в виде гидросульфидных комплексов [189].

Цинк, вероятно, весьма широко распространен в термальных водах вулканических областей, однако сведения о нем в литературе еще весьма ограничены. Некоторые основные данные приведены в табл. 24. Как видно из этих данных, в кислых термах содержание цинка в целом весьма значительное — часто превышает 0,2—0,3 мг/кг, достигая в отдельных случаях 10 и даже 90 мг/кг. В щелочных и слабокислых термах концентрации цинка заметно более низкие и обычно не превышают 0,1—0,2 мг/кг. Хорошо изучено распределение цинка в источниках группы Беппу (Япония). Содержания его колеблются от 0,01 до 1—2 мг/кг [231]. Аномально высокие (300—500 мг/кг) концентрации установлены в рассолах, вскрытых скважинами в районе Салтон-Си [182]. В рассолах Челекенского района концентрации цинка достигают 4,1—5,3 мг/кг [102].

В областях молодого (четвертичного) вулканизма (Кавказ и др.) содержание цинка в термальных водах большей частью колеблется в пределах 0,01—0,3 мг/кг, возрастая до 0,4—0,5 мг/кг и более в районах рудных месторождений [95]. В щелочных слабо минерализованных сульфатных и гидрокарбонатных термах Забайкалья, Памира и других регионов цинк содержится в количествах обычно не более 0,1 мг/кг [13].

В сильнокислых сульфатных водах цинк, так же как и медь, мигрирует главным образом в виде простых (Zn^{2+}) и комплексных ($ZnHSO_4^+$) катионов. В щелочных и слабокислых термах цинк переносится в основном в виде хлоридных сульфатных и гидрокарбонатных комплексов ($ZnCl^+$, $ZnSO_4$, $ZnHCO_3^+$ и др.) [54]. В сероводородсодержащих термах цинк, как и другие тяжелые металлы, находится в растворе в основном в виде гидросульфидных комплексов [12, 189].

Подгруппа германия

Германий довольно хорошо изучен в термальных водах Камчатки [119], Курильских островов, Японии [231]. В кислых термах Курильских островов содержание германия обычно не превышает

Содержания в термальных водах германия, олова и свинца
(по данным спектральных анализов)

Номер на рис. 6-10	Местоположение, источник сведений	рН М, г/кг	Основные компо- ненты хи- мического состава	Содержание, мг/кг		
				Ge	Sn	Pb
<i>Камчатка</i>						
35	Источники Коккваямские, [119]	$\frac{7,3}{0,9}$	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{N}_2}$	0,03	—	—
50	Источники Гейзерные (гей- зер Большой)*	$\frac{7,8}{2,3}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2-\text{N}_2}$	—	0,015	0,015
52	Источники Академии Наук, [119]	$\frac{7,95}{1,0}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{N}_2}$	0,025	—	—
49	Вулкан Узон, источники на Центральном фумароль- ном поле, [125]	$\frac{6-7}{2-3}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	—	—	До 0,05
<i>О. Парамушир</i>						
69	Вулкан Эбеко, Северо-Во- сточное фумарольное по- ле**	$\frac{0,82}{17,3}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	—	—	0,075
<i>О. Итуруп</i>						
88	Источник Глухой**	$\frac{3,60}{0,3}$	$\frac{\text{SO}_4}{-}$	0,0068	—	0,003
89	Источник Многосозерный**	$\frac{7,0}{0,8}$	$\frac{\text{Cl}}{-}$	0,013	—	—
<i>О. Кунашир</i>						
95	Источники Нескученские**	$\frac{7,25}{0,5}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	—	—	0,015
98	Источники Нижне-Менделе- евские**	$\frac{1,75}{3,1}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{N}_2}$	0,015	0,036	0,31
101	Вулкан Головинна, Главное фумарольное поле**	$\frac{2,3}{1,9}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	—	0,019	0,019
100	Источники Алехинские**	$\frac{6,85}{1,4}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{N}_2}$	—	0,056	—

* Данные О. Н. Толстихина, 1958 г.

** Данные авторов и Н. В. Альбинского, 1965-1969 гг.

Номер на рис. 6—10	Местоположение, источник сведений	рН М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
				Ge	Sn	Pb
<i>Япония</i>						
109	Источники Тамагава, [230]	$\frac{1,15}{4,8}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	—	—	До 1,6
128	Источники Насу, [231]	$\frac{1,5}{2,9}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	—	0,0002	0,072
138	Источники Хаконе, [231]	$\frac{2,6}{0,8}$	$\frac{SO_4}{—}$	0,001	—	0,029*
103	Источники Ноборибетцу, [231]	—	—	—	—	2,603
157	Источники Беппу, [231]	—	—	До 0,15	—	—
121	Источники Сенами, [231]	—	—	0,03	—	—
148	Источники Арима, [216]	$\frac{5,8}{76,7}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	—	0,0005	0,392
<i>США</i>						
329	Источники Салфер-Бэнк, [180]	$\frac{6,6-7,5}{7,6}$	$\frac{HCO_3}{CO_2}$	0,2	—	—
	Морская вода	—	—	0,0004	0,0001	0,0001

0,015 мг/кг (табл. 25), в кислых термах Японии достигает 0,033 мг/кг (табл. 26).

В щелочных термах содержания германия в целом более высокие и достигают весьма больших концентраций — 0,2 мг/кг (Салфер-Бэнк, Калифорния) и 0,15 мг/кг (Беппу, Япония).

На Камчатке наиболее высокие содержания германия обнаружены в хлоридно-гидрокарбонатных азотных термах (Коркваямские — 0,03 мг/кг и Академии Наук — 0,025 мг/кг).

В незначительных количествах (0,0002—0,002%) германий обнаружен в минеральных отложениях многих термальных источников о. Кунашир.

Довольно высокие концентрации германия характерны для хлоридных и гидрокарбонатных азотно-метановых и углекислых терм Центрального Кавказа (до 0,03—0,14 мг/кг) и Памира (до

Распространение германия в термальных водах Японии [231]

рН	Число источников	Содержание, мг/кг	
		предельное	среднее
<4	16	0,0024—0,033	0,012
4—8	100	0,0004—0,043	0,009
>8	13	0,0016—0,037	0,011

0,05—0,06 мг/кг) [95]. В сульфатных и гидрокарбонатных азотных термах Забайкалья и других регионов содержание германия обычно не превышает 0,01—0,02 мг/кг [15].

В кислых и щелочных термах германий находится часто в анионной и молекулярной формах германиевых кислот (H_2GeO_3 и др.), а также германийорганических соединений [94]. В кислых сульфатных термах германий мигрирует в основном в виде четырехвалентного катиона.

Олово изучено в термальных водах областей современного вулканизма еще весьма слабо. Однако имеющиеся данные указывают на его весьма слабую распространенность в термах этих регионов. Так, на Курильских островах олово обнаружено только в девяти (из 98) пробах вод и при этом в большинстве случаев в количествах ниже предела чувствительности анализов (0,001% в сухих остатках вод). Лишь в кислых водах Нижне-Менделеевских источников и источника на Главном фумарольном поле вулкана Головнина оно определено соответственно в количествах 0,036 и 0,019 мг/кг. Несколько выше его содержание в слабокислых водах Алехинского (северного) источника — 0,056 мг/кг (см. табл. 25). В Японии олово обнаружено в водах источников Арима (0,0005 мг/кг) и Насу (0,0002 мг/кг). Максимальное содержание (0,65 мг/кг) олова в термальных водах установлено в рассолах скважин Салтон-Си [182].

Формы миграции олова в природных водах плохо изучены. В кислых водах оно, вероятно, может находиться в виде двухвалентного иона или комплексов $(SnCl_6)^{2-}$. В щелочных водах олово образует устойчивые комплексные соединения с серой и кислородом [186].

Свинец в отличие от олова является довольно распространенным металлом термальных вод областей современного вулканизма. На Курильских островах встречаемость его в термальных водах составляет 48% (при чувствительности спектрального анализа 0,001%). В кислых гидротермах Курильских островов, по нашим данным (см. табл. 25), свинец содержится в количествах до 0,1—0,4 мг/кг, преобладают концентрации 0,01—0,1 мг/кг.

Аномально высокое содержание свинца (32 мг/кг) обнаружено в конденсатах фумаролы «Ревущая» на вулкане Эбеко. В Японии в кислых термах концентрации свинца достигают 1,6 мг/кг (источники Тамагава). Наиболее высокое содержание свинца (80—102 мг/кг) установлено в рассолах скважин Салтон-Си. В щелочных термах областей вулканизма концентрации свинца в целом более низкие — до 0,01—0,02 мг/кг.

В областях молодого (четвертичного) вулканизма содержание свинца в термах обычно редко превышает 0,01 мг/кг и лишь в районах колчеданных месторождений повышается до 0,03—0,06 мг/кг. В водных включениях кварцевых жил Эльбрусского полиметаллического месторождения содержание свинца достигает 22—41 мг/кг [167]. Довольно высокие содержания свинца (сопоставимые с концентрациями его в жидких включениях) установлены в Челекенских термах — до 10,7 мг/л [102], по новым данным >50 мг/л.

В слабо минерализованных сульфатных и гидрокарбонатных азотных термах Забайкалья и других регионов концентрации свинца обычно не превышают 0,01—0,03 мг/кг [11, 15].

В гидротермах, содержащих в значительных количествах сероводород, свинец, как и другие тяжелые металлы, мигрирует, по-видимому, в основном в виде гидросульфидных комплексов $Pb(HS)_2$, $[Pb(HS)_3]^-$, а также тиосульфатных комплексов $[Pb(S_2O_3)_3]^{4-}$ [189]. При отсутствии (или незначительных концентрациях) сероводорода в термах свинец находится в различных формах (Pb^{2+} , $PbOH^-$, $PbCl$, $Pb(SO_4)_2^{2-}$ и др.) в зависимости от состава терм, величины рН и Eh, температуры. Так, в сильноокислых сульфатных термах свинец мигрирует часто в виде $Pb(SO_4)_2^{2-}$, в щелочных — в виде $PbOH^+$, $PbCO_3$ и др. [53].

Подгруппа галлия

Галлий, по-видимому, довольно широко распространен в термальных водах, но сведения о нем еще малочисленны (табл. 27). Наиболее полно изучено распространение галлия в термальных водах Японии (табл. 28). Как видно из данных этих таблиц, существенных отличий здесь в распространении галлия в кислых и щелочных термах не наблюдается. Наиболее высокие концентрации галлия (0,072 мг/кг) установлены в Японии в водах источников Кавайю [231].

На Курильских островах встречаемость галлия в гидротермах составляет 30% (при чувствительности спектрального анализа 0,001%). При этом наиболее часто встречается здесь галлий в кислых термах сульфатного состава, где его содержания достигают 0,048 мг/кг. Повышенные количества галлия обнаружены в плюмбоборозите, отлагаемом из воды Нижне-Менделеевских источников (0,008%), в алуниитах района Верхне-Докторских источников и с горы Ильинской (0,005%), а также в гидротермальных глинах (0,002—0,008%) на о. Кунашир.

Содержания в термальных водах галлия и таллия

Номер на рис. 6-10	Местоположение, источник сведений	pH М, г/кг	Основные компоненты солевого и газового состава	Содержание, мг/кг	
				Ga	Tl
	<i>Камчатка</i>				
37	Источники Русаковские*	$\frac{7,2}{1,5}$	$\frac{SO_4}{N_2}$	0,03	—
	<i>О. Кунашир</i>				
98	Источники Верхне-Менделеевские**	$\frac{1,85}{3,1}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,03	—
101	Вулкан Головинна, Черепаховое фумарольное поле**	$\frac{4,0}{1,2}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,012	—
	Там же, Главное фумарольное поле	$\frac{2,3}{1,9}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,048	—
	<i>Япония</i>				
	Источники Кавайю, [231]	$\frac{1,5}{—}$	—	0,072	—
	Источники Сугайю, [231]	$\frac{1,5}{—}$	—	0,0142	—
	<i>Новая Зеландия</i>				
245	Источники Охаки-Пул [234]	$\frac{7,0}{3,1}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	—	0,003
245	Скв. Бродленс-2, [234]	$\frac{8,0}{4,2}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	—	0,007
	Морская вода	—	—	0,00003	0,00001

* Данные А. В. Аксеновича, 1959 г.

** Данные Н. В. Альбинского, С. Н. Сурикова, 1965 г.

Индий изучался на Курильских островах, но ни в одной пробе гидротерм (из 98) не был обнаружен (при чувствительности спектрального анализа 0,001%).

Таллий в термальных водах Курил был обнаружен только в одной пробе (из 98) в пределах ниже чувствительности спектрального анализа (0,001%). Вместе с тем в гидротермах Новой Зеландии таллий, по-видимому, широко распространен. Об этом

Распространение галлия в термальных водах
Японии [231]

рН	Число источников	Содержание, мкг/кг	
		предельное	среднее
<4	12	0,52—7,2	14,1
4—8	75	0,11—5,0	0,88
>8	11	0,19—5,4	1,2

свидетельствуют данные Вейсберга [234] об обнаружении его в водах термального района Бродленс-Охаки в количестве до 0,007 мг/кг (см. табл. 27), а также установление его в осадках термальных источников в районах Ваймангу, Вайотапу и Ротокоа.

2. ГРУППА МЕТАЛЛОИДНЫХ И МЕТАЛЛОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Мышьяк широко распространен как в кислых, так и в щелочных гидротермах областей современного вулканизма. Имеются многочисленные сведения о наличии его в гидротермах Камчатки, Курил, Японии, Новой Зеландии, Калифорнии и других регионов, частично приведенные в табл. 29. В кислых термах этих регионов мышьяк содержится обычно в количествах 0,2—1,2 мг/кг (в хлоридных) и 0,005—0,6 мг/кг (в сульфатных). Повышенные содержания мышьяка установлены в кислых хлоридных термах кальдеры Мачеха (о. Итуруп) — до 10,6 мг/кг и источников Мандза (Япония) — до 17,4 мг/кг. В щелочных и слабокислых хлоридных углекислых термах областей современного вулканизма концентрации мышьяка обычно превышают 0,5—1 мг/кг и достигают в Новой Зеландии часто 5—8 мг/кг (см. табл. 29). Вместе с тем следует отметить большие колебания в содержаниях мышьяка в этих термах, находящихся даже в сходных гидрогеологических условиях. Так, на о. Кунашир у вулкана Менделеева в источниках Горячего пляжа мышьяк обнаружен в количестве 1,5 мг/кг, тогда как в Столбовских источниках аналогичного состава и расположенных также у подножия этого вулкана содержание мышьяка не превышает 0,0005 мг/кг.

В щелочных и слабокислых азотных и метановых термальных водах областей современного вулканизма содержание мышьяка в целом более низкое (0,002—0,05 мг/кг), хотя в ряде случаев и достигает 2—2,5 мг/кг.

В областях молодого (четвертичного) вулканизма высокие концентрации мышьяка (до 1—3 мг/кг) наблюдаются, как правило, лишь в щелочных хлоридных и гидрокарбонатных углекислых тер-

Содержания в термальных водах мышьяка и сурьмы
(по данным химических анализов)

Номер на рис. 6—10	Местоположение, источник сведений	рН М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг	
				As	Sb
<i>Камчатка</i>					
49	Вулкан Узон, источники Центрального фумарольного поля, [125]	$\frac{6-7}{2-3}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	До 40	0,6
56	Источники Налычевские*	$\frac{6,3-7,7}{5}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	6,3	—
40	Источники Апапельские, [153]	$\frac{7,5-8,1}{2}$	$\frac{SO_4}{N_2 (?)}$	2,5—3,0	0,15—0,45
<i>О. Парамушир</i>					
69	Источники Верхне-Юрьевские, [159]	$\frac{0,86}{17,6}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,36	—
<i>О. Итуруп</i>					
87	Кальдера Мачеха, источник Грязный, [158]	$\frac{1,6}{16,3}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	10,57	—
<i>О. Кунашир</i>					
98	Источники Нижне-Менделеевские**	$\frac{1,8}{3,7}$	$\frac{Cl}{CO_2-N_2}$	1,25	—
97	Горячий пляж, скв. 3**	$\frac{7,3}{8,7}$	$\frac{Cl}{CO_2-N_2}$	2,0	—
100	Источники Алехинские**	$\frac{6,5}{—}$	$\frac{SO_4}{N_2}$	0,03	—
95	Источники Нескученские**	$\frac{7,75}{1,2}$	$\frac{HCO_3}{CO_2}$	0,01	—
<i>О. Сахалин</i>					
32	Источники Синегорские, [87]	$\frac{—}{25}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	60,6	—
<i>Япония</i>					
109	Источники Тамагава (Камиторо-Ко), [231]	$\frac{<4}{—}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	5,1	—

* Данные О. Н. Толстихина, 1960 г.

** Данные Н. В. Альбинского, С. Н. Сурикова, 1966 г.

Номер на рис. 6—10	Местоположение, источник сведений	рН М, г/кг	Основные компо- ненты хи- мического состава	Содержание, мг/кг	
				As	Sb
131	Источники Мандза (Карабуки), [132]	$\frac{\text{кисл.}}{-}$	$\frac{\text{SO}_4}{-}$	17,4	—
157	Источники Беппу	—	—	До 0,6	—
128	Источники Насу, [231]	$\frac{1,5}{29}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	1,85	0,0001
<i>Новая Зеландия</i>					
240	О. Уайт, фумарола Биг-Дональд, [222]	$\frac{<1}{99,4}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	0,88—8,5	—
245	Скв. Бродленс-2, [234]	$\frac{8,0}{4,2}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	8,0	0,2
245	Источники Охаки, [234]	$\frac{7,0}{3,1}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	3,0	0,9
<i>США</i>					
325	Источники Стимбот, [180]	$\frac{8,5}{2,6}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	3,5	0,8
333	Источники Бойлинг, [180]	$\frac{9,2}{0,3}$	$\frac{\text{HCO}_3}{-}$	0,1	< 0,1
	Морская вода	—	—	0,003	0,0035

мах [2]. Особый интерес представляют Синегорские источники на Сахалине и Джульфинские источники в Закавказье, в которых концентрации мышьяка соответственно достигают 60 и 20 мг/кг. Следует отметить также весьма высокие концентрации (до 40—100 мг/кг) мышьяка в кислых водах рудничного типа Закавказья, Урала и др. [2].

Мышьяк мигрирует в термальных водах в форме мышьяковой и мышьяковистой кислот и их анионов [2].

Приведенные данные показывают, что высокие концентрации мышьяка наблюдаются, как правило, в термальных углекислых водах областей современного и молодого (четвертичного) вулканизма.

Сурьма в термальных водах областей современного вулканизма изучена еще весьма слабо. Основные фактические данные

приведены в табл. 29. Намечается приуроченность сурьмы к термам с углекислым и сероводородно-углекислым газовым составом. Наиболее высокие концентрации сурьмы (4,1 мг/кг) установлены в кислых термах хлоридного состава на вулкане Эбеко.

В щелочных термах сурьма сравнительно полно изучена в Новой Зеландии. Концентрация ее в водах достигает 0,7—0,9 мг/кг. Следует отметить, что сурьма в этом районе довольно часто обнаруживается в минеральных отложениях источников в значительных (до 10—30%) концентрациях [234]. В щелочных термах Камчатки, Курил, Северной Америки сурьма присутствует в водах иногда в количествах до 0,5—0,8 мг/кг, в отлагаемых здесь термами минеральных образованиях также отмечается довольно часто наличие сурьмы [134, 178].

Висмут в термальных водах вулканических областей не изучен. На Курильских островах он обнаружен лишь в одной из 98 проб термальных вод (при чувствительности спектрального анализа 0,001%).

3. ГРУППА ЖЕЛЕЗА

Титан широко распространен как в кислых, так и в щелочных гидротермах областей современного вулканизма. В кислых термах хлоридного состава содержания его находятся в пределах 0,084—37,6 мг/кг, сульфатного состава — 0,008—2,940 мг/кг, в щелочных (и слабокислых) водах хлоридного состава — от 0,018 до 2,6 мг/кг, сульфатного состава — 0,005—0,500 мг/кг и гидрокарбонатного — 0,580 мг/кг. Максимальное содержание титана (37,6 мг/кг) обнаружено на Курилах в природном конденсате фумарольного газа на Северо-Восточном фумарольном поле вулкана Эбеко (табл. 30). В Японии максимальное количество титана (12 мг/кг) установлено в водах источника Исобе [231]. Титан часто обнаруживается в отложениях термальных источников (обычно до 0,001, реже до 0,1%) и в гидротермальных глинах вблизи источников (до 1, реже до 10%).

Ванадий — один из широко распространенных элементов гидротерм вулканических областей (см. табл. 30). Он встречается во всех типах термальных вод региона. Содержания его находятся в широких пределах: в кислых термах хлоридного состава — 0,042—7,5 мг/кг, сульфатного — 0,003—0,510 мг/кг; щелочных (и слабокислых) термах хлоридного состава — 0,009—7,0 мг/кг, сульфатного — 0,016—0,030 мг/кг и гидрокарбонатного — 0,12—0,530 мг/кг. В кислых термах ванадий, вероятно, мигрирует в виде V^{3+} или VO^{2+} , а в нейтральных — в виде $VO_4H_2^-$ [231].

Хром. Распространение хрома в термальных водах изучено слабо. Наиболее полные сведения имеются по термам Японии [231] и Курильских островов (см. табл. 30).

В Японии в районе Беппу было обследовано 38 источников. Содержание хрома в них изменялось от 0,0043 до 0,0138 мг/кг.

Содержания в термальных водах титана, ванадия, хрома, марганца, кобальта и никеля

Номер на рис. 6-10	Местоположение, источник сведений	pH М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг					
				Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
<i>Камчатка</i>									
51	Источники Верхне-Семячинские, [38]	$\frac{3,3}{1,7}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	2,49	0,025	0,249	—	0,025	0,025
37	Источники Русаковские*	$\frac{7,2}{1,5}$	$\frac{SO_4}{N_2}$	0,1	0,03	—	0,1	0,3	—
56	Источники Налычевские, [89]	$\frac{6,4-7,8}{4,5}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	0,004	—	Менее 0,005	0,1-0,3	—	0,004
<i>О. Парамушир</i>									
69	Вулкан Эбеко, Северо-Восточное фумарольное поле**	$\frac{0,82}{17,3}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	37,6	7,5	0,225	7,0	0,138	—
<i>О. Кунашир</i>									
98	Источники Нижне-Менделеевские**	$\frac{1,75}{3,1}$	$\frac{Cl}{N_2}$	0,31	0,093	—	11,0	—	—
98	Источники Верхне-Менделеевские**	$\frac{1,85}{3,1}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	2,1	0,18	0,03	—	0,024	—
101	Вулкан Головинна, источники на Главном фумарольном поле**	$\frac{2,3}{2,0}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,58	0,076	—	1,2	0,019	—
<i>Япония</i>									
138	Источники Хаконе, [231]	$\frac{2,6}{0,8}$	$\frac{SO_4}{—}$	0,04	0,098	0,0005	—	0,0011	0,0044
128	Источники Насу, [231]	$\frac{1,5}{2,9}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,17	0,51	0,004	0,32	0,000n	0,000n
157	Источники Беппу (Каннава), [231]	—	—	0,135	0,054	0,008	3,24	0,0	—
134	Источники Масутоми, [231]	—	—	—	0,05	—	—	—	—
148	Источники Арима, [216]	$\frac{5,8}{76,7}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	2,6	6,1	0,09	44,3	0,001	0,001
	Источники Яманучи, [231]	$\frac{—}{3,2}$	—	—	7,0	2,5	—	—	—
<i>США</i>									
332	Источники Эмеди, [180]	$\frac{8,5}{0,8}$	$\frac{SO_4}{—}$	0,02	—	—	0,003	—	0,02
7*	Морская вода	—	—	0,001	0,002	0,0005	0,002	0,0005	0,002

* Данные А. В. Аксеновича, 1959 г.

** Данные авторов и Н. В. Альбинского, 1966-1969 гг.

В большинстве источников (34) содержание хрома было менее 0,01 мг/кг. Наиболее вероятная форма миграции хрома в этих водах Cr^{3+} [231]. Максимальная концентрация хрома (2,5 мг/кг) в Японии установлена в источниках Яманучи.

На Курильских островах хром обнаружен в 20 пробах (из 98) в основном кислых термальных вод в количествах от 0,006 до 0,225 мг/кг.

Марганец является широко распространенным компонентом термальных вод. Например, на Курильских островах он обнаружен в 97 (из 98) пробах вод.

В областях современного вулканизма в кислых фумарольных термах хлоридного состава содержание марганца обычно колеблется от 0,1 до 1—2 мг/кг и достигает 10—15 мг/кг. В кислых фумарольных термах сульфатного состава концентрации марганца несколько ниже и не превышают 4,5 мг/кг. В щелочных термах этих регионов содержание марганца обычно находится в пределах 0,01—3 мг/кг и лишь в водах источников Арима достигает 44,3 мг/кг (см. табл. 30). Аномально высокие (около 1400 мг/кг) концентрации марганца обнаружены в кислых высококонцентрированных хлоридных рассолах, вскрытых скважинами в Салтон-Си [182]. Весьма высокие (до 500—700 мг/кг) содержания марганца установлены в кислых высококонцентрированных рассолах артезианских бассейнов, сложенных соленосными отложениями [14, 141].

Различные соединения марганца весьма подвижны в основном в кислых средах; выпадение марганца в осадок начинается со значений pH 7,6—8,5 [71]. Выпадению марганца в осадок в термальных водах препятствуют высокие содержания кремнезема.

Железо имеет повсеместное распространение в термальных водах. Содержания его колеблются от единиц до нескольких тысяч мг/кг (см. табл. 3 и др.). Высокие концентрации (до 1000—3000 мг/кг и более) наблюдаются в кислых фумарольных термах. Максимальное количество железа в этих термах (11342 мг/кг) установлено в конденсатах фумаролы Биг-Дональд (Новая Зеландия). Следует отметить также весьма высокие содержания железа (от 100—300 до 4000—5000 мг/кг) в высококонцентрированных хлоридных рассолах артезианских бассейнов [14].

В слабокислых углекислых термах концентрации железа достигают часто 10—20 мг/кг, а в щелочных термах обычно не превышают 1—2 мг/кг.

В кислых термах железо находится как в форме Fe^{3+} , так и в формах Fe^{2+} и коллоидной. В щелочных термах железо мигрирует в основном в виде Fe^{2+} .

Кобальт еще весьма слабо изучен в термальных водах. На Курильских островах он был обнаружен в 28 (из 98) пробах термальных вод. В кислых фумарольных термах сульфатного состава его содержания достигают 0,072 мг/кг (источники на вулкане Головина, о. Кунашир), в кислых хлоридных термах — 0,138 мг/кг (источники на вулкане Эбеко, о. Парамушир).

На Камчатке в кальдере Узон содержание кобальта в кислых хлоридных термах составляет 0,002—0,0044 мг/кг [142].

Более полно изучено распространение кобальта в термальных водах Японии [231]. Однако и здесь в большинстве проб кобальт не был обнаружен. Так, в источниках Беппу он был установлен только в водах одного источника (из 48 опробованных) в количестве 0,0025 мг/кг. Наибольшее количество (2,19 мг/кг) кобальта установлено в Японии в сульфатных кислых водах источника Тентоки [231]. Формы миграции кобальта в водах мало изучены. Наиболее часто он мигрирует в двухвалентной форме как в кислых, так и в щелочных средах. Трехвалентные ионы кобальта образуют водорастворимые комплексные соединения с органическим веществом [191].

Никель, как и кобальт, не имеет широкого распространения в гидротермах областей современного вулканизма. На Курильских островах встречаемость никеля в гидротермах составляет 26%. Однако в большинстве проб он присутствует в концентрациях ниже предела чувствительности спектрального анализа (0,001%). Вместе с тем никель установлен здесь как в кислых, так и в щелочных гидротермах. Содержания его в кислых водах не превышают обычно 0,01—0,02 мг/кг, в щелочных 0,06—0,08 мг/кг. На Камчатке в кальдере Узон содержание никеля в кислых хлоридных термах составляет 0,003—0,006 мг/кг. Близкие содержания (0,0025 мг/кг) никеля установлены здесь в щелочных хлоридных термах [142].

В Японии распространение никеля в кислых водах изучено довольно хорошо. Так, в горячих сульфатных кислых (рН 2—3) источниках о. Хонсю установлены содержания никеля от 0,004 до 2,08 мг/кг [231]. Наиболее высокие концентрации (9,38 мг/кг) никеля (так же как и кобальта) определены в кислых сульфатных водах источника Тентоку на о. Кюсю [231].

В сильно концентрированных кислых рассолах скважины Салтон-Си никель обнаружен в количестве около 2 мг/кг [182].

Наилучшие условия для миграции никеля наблюдаются в кислых сульфатных термах, где никель находится в виде двухвалентного иона [191].

4. ГРУППА МОЛИБДЕНА

Молибден. Сведения о распространении молибдена в подземных водах областей современного вулканизма весьма неполны и разнородны. На Курильских островах молибден изучался нами в 98 пробах и обнаружен был в 35 пробах (при чувствительности спектрального анализа 0,0001%). Как видно из табл. 31, молибден встречается во всех типах вод, характерных для вулканических районов. Содержания его в кислых термах колеблются от 0,0007 до 0,1—0,3 мг/кг. В щелочных и слабокислых термах концентрации молибдена часто находятся в пределах 0,02—0,06 мг/кг.

Содержания в термальных водах молибдена

Номер на рис. 6-10	Местоположение, источник сведений	pH M, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание Mo, мг/кг
<i>Камчатка</i>				
39	Источники Бол. Киреунские*	$\frac{7,5}{1,7}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	0,01
34	Источники Дранкинские*	$\frac{6,7}{1,4}$	$\frac{SO_4}{N_2}$	0,03
40	Источники Апапельские, [153]	$\frac{8,1}{1,5}$	$\frac{SO_4}{N_2(?)}$	0,03
33	Источники Тымлатские**	$\frac{6,7}{6}$	$\frac{HCO_3}{CO_2}$	0,031
<i>О. Парамушир</i>				
69	Вулкан Эбеко, гидросольфатара на 2-ом сольфатарном поле**	$\frac{0,37}{23,9}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	0,119
<i>О. Итуруп</i>				
88	Источник Глухой***	$\frac{3,6}{0,3}$	$\frac{SO_4}{--}$	0,306
<i>О. Кунашир</i>				
98	Вулкан Менделеева, Восточное фумарольное поле***	$\frac{4,1}{0,2}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,05
101	Вулкан Головнина, Черепаховое фумарольное поле***	$\frac{4,0}{1,2}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,001
96	Источник Добрый ключ***	$\frac{6,15}{1,4}$	$\frac{Cl}{N_2}$	0,005
<i>Япония</i>				
128	Источники Насу, [231]	$\frac{1,5}{2,9}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,00082
138	Источники Хаконе, [231]	$\frac{2,6}{0,8}$	$\frac{SO_4}{--}$	0,00072
148	Источники Арима, [216]	$\frac{5,8}{76,7}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	0,061

* Данные О. Н. Толстихина. 1960 г.

** Данные Л. И. Тихомирова, С. Д. Вережкина. 1960 г.

*** Данные авторов и Н. В. Альбинского, 1966-1968 гг.

Номер на рис. 6—10	Местоположение, источник сведений	рН М. г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание Мо, мг/кг
<i>Новая Зеландия</i>				
246	Вайракей, [198]	— 4	Cl CO ₂	0,07
244	Вайотапу, [198]	6,6 3,0	Cl CO ₂	0,001
<i>США</i>				
336	Йеллоустонский парк, Верхний бассейн, [198]	9,6 1,3	Cl CO ₂	0,06
321	Источники Оурай, [237]	6,8 1,8	SO ₄ —	0,02
332	Источники Эмеди, [237]	8,5 0,8	SO ₄ —	0,06
	Морская вода	—	—	0,01

В Японии в районе Беппу было изучено 36 источников. Концентрации молибдена в них изменялись от 0,001 до 0,041 мг/кг (среднее содержание 0,006 мг/кг) [231]. Эти данные свидетельствуют о весьма неравномерном распространении молибдена в термальных водах.

Вольфрам в термальных водах областей современного вулканизма почти не изучен. На Курильских островах он не был обнаружен в гидротермах (изучено более 100 проб) спектральным анализом (при чувствительности 0,01%). Вместе с тем вольфрам довольно часто устанавливается в слабо минерализованных сульфатных и гидрокарбонатных азотных термах Забайкалья, Дальнего Востока, Памира и других регионов в количествах до 0,1—0,5 мг/кг [11, 15, 88]. О наличии вольфрама в термальных водах свидетельствует и его нахождение в некоторых минеральных образованиях источников. Так, в травертинах, образованных источником Унсия (Боливия), содержание WO₃ достигает 2,2%; он находится здесь в ассоциации с марганцем [178]. Кроме того, наличие вольфрама установлено в травертинах источников Салин-Вэлли (Калифорния) и Голконда (Невада) в США [178], в кремнистых отложениях источников Ваймангу и Ротокоа в Новой Зеландии [234].

5. ГРУППА ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ

Литий — один из наиболее изученных металлов гидротерм в областях современного вулканизма. Он встречается как в кислых, так и в щелочных гидротермах этих регионов.

В кислых гидротермах Камчатки, Курил и Японии содержание лития обычно не превышает 0,2—0,4 мг/кг (табл. 32). В единичных случаях в кислых хлоридных термах обнаружены концентрации лития около 2 мг/кг (кальдера Узон) [142]. В кислых термах Новой Гвинеи концентрации лития достигают 2,2 мг/кг, а Новой Зеландии — 3,6 мг/кг (см. табл. 32).

В щелочных гидротермах этих регионов концентрации лития заметно более высокие: на Камчатке — до 3—5 мг/кг, Курилах — до 0,5—1,2 мг/кг, в Новой Зеландии — до 5—12 мг/кг (реже до 20—24 мг/кг), Новой Гвинее — до 25 мг/кг, Южной Америке до 25—35 мг/кг (реже до 59 мг/кг).

В областях молодого (четвертичного) вулканизма, в частности на Кавказе, концентрации лития в щелочных и слабокислых хлоридных и гидрокарбонатных углекислых термах обычно не превышают 10—20 мг/кг [95].

В слабо минерализованных сульфатных и гидрокарбонатных азотных термах Забайкалья, Приморья, Памира и других областей интенсивных новейших тектонических движений литий присутствует обычно в количествах до 0,2—0,3 мг/кг (в единичных случаях до 2—3 мг/кг) [11, 15, 88].

Широко распространен литий в термальных хлоридных солевых и особенно рассольных метановых водах артезианских структур. В высококонцентрированных межсолевых рассолах содержание его часто достигает 100—300 мг/кг, в подсолевых 50—100 мг/кг. Близкие концентрации (321 мг/кг) лития установлены в высокотемпературных хлоридных рассолах, вскрытых скважинами в Салтон-Си [182].

Литий мигрирует в термальных водах, по-видимому, в основном в виде одновалентного катиона, а в высококонцентрированных рассолах также как нейтральный комплекс LiCl [95].

Натрий является одним из основных компонентов термальных вод разного типа. Данные о его содержании в термальных водах приведены в табл. 3, 5, 6, 8 и др. В кислых гидротермах вулканических областей натрия, являясь одним из главных компонентов, часто уступает ведущую роль среди катионов водороду, алюминию, железу и др. Содержания его в хлоридных термах в зависимости от минерализации доходят обычно до нескольких граммов на килограмм, а в сульфатных составляют десятки и сотни миллиграммов на килограмм, редко до 1 г/кг, что имеет место лишь при высоких значениях минерализации (кратерное озеро вулкана Иджен). Содержания натрия повышаются до десятков граммов на килограмм в кислых рассольных углекислых и метановых водах, где он приобретает главное значение, иногда уступая лишь кальцию.

Некоторые сведения о содержаниях в термальных водах лития, рубидия и цезия

Номер на рис. 6—10	Местоположение источник сведений	рН М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
				Li	Rb	Cs
<i>Камчатка*</i>						
60	Верхняя Паратунка, скв. ГК-5	$\frac{7,5}{2}$	$\frac{SO_4}{N_2}$	0,85	0,03	0,08
	Там же, скв. 88	$\frac{8,3}{1,5}$	$\frac{SO_4}{N_2}$	0,8	0,05	0,02
49	Вулкан Узон, источник	$\frac{5,4-7,1}{1,3-3,6}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	5,8	2,5	0,4
65	Паужетка, скв. 14	$\frac{8,5}{1,9}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	3,8	1,9	0,6
40	Источники Апальские	$\frac{-}{1,4-1,5}$	$\frac{SO_4}{N_2}$	0,85	0,06	0,13
39	Источники Бол. Киреунские	—	—	2,3	0,21	0,4
<i>О. Кунашир</i>						
98	Источники Верхне-Докторские	$\frac{1,62}{4,2}$	$\frac{Cl}{N_2(?)}$	0,37	0,17	0,03
98	Источники Нижне-Менделеевские	$\frac{1,3}{2,6}$	$\frac{Cl}{N_2}$	—	0,25	0,07
101	Вулкан Головнина, Северо-Восточное фумарольное поле	—	$\frac{SO_4}{CO_2}$	—	0,018	—
97	Горячий пляж, скв. 1	$\frac{7,8}{5,8}$	$\frac{Cl}{CO_2-N_2}$	—	0,17	0,08
99	Источники Третьяковские	$\frac{7,1}{2,1}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	—	0,27	0,11
<i>Япония</i>						
128	Источники Насу, [231]	$\frac{1,5}{2,9}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,01	0,01	0,01
148	Источники Арима, [216]	$\frac{5,8}{76,7}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	55,8	3,5	2,5

* Данные Ю. И. Звонцова, И. А. Клименко, 1970 г.

Номер на рис. 6-10	Местоположение, источник сведений	pH М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
				Li	Rb	Cs
<i>Новая Гвинея</i>						
222	Источники Ламелеле, [214]	$\frac{1,7}{4,1}$	$\frac{SO_4}{-}$	2,2	—	—
223	Источники Дей-Дей, [214]	$\frac{8,0}{9,2}$	$\frac{Cl}{-}$	5,7	—	—
<i>Новая Зеландия</i>						
240	О. Уайт, Биг-Дональд, [211]	$\frac{1}{99,4}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	0,05	7,7	2
247	Источники Ротокоа, [211]	$\frac{2,3}{2,8}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	3,6	0,5	1,2
249	Источники Токаану, [211]	$\frac{6,5}{5,6}$	$\frac{Cl}{-}$	24,0	1,1	4,7
248	Источники Таупо (гейзер Эу-ниц), [211]	$\frac{7,8}{2,5}$	$\frac{Cl}{-}$	8,0	1,4	1
244	Источники Вайотапу, [211]	$\frac{6,5}{3,5}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	9,2	2,2	1,6
<i>Перу</i>						
280	Источники Хервидеро, [233]	$\frac{-}{24}$	$\frac{Cl}{-}$	24,5	—	—
<i>Колумбия</i>						
	Панпа, [233]	$\frac{-}{40,0}$	$\frac{SO_4}{-}$	59,5	—	—
<i>США</i>						
325	Источники Стимбот, [180]	$\frac{8,5}{2,6}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	7,1	—	—
336	Йеллоустонский парк, Верхний бассейн, источник Щит черепахи, [226]	$\frac{9,2}{1,4}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	4,8	—	—
329	Источники Салфер-Бэнк, [237]	$\frac{6,8}{7,0}$	$\frac{HCO_3}{CO_2}$	4,4	—	—
<i>Канада</i>						
344	Источники Лейккс, [229]	$\frac{-}{1,1}$	$\frac{SO_4}{-}$	10,2	—	—
	Морская вода	—	—	0,2	0,12	0,0005

В щелочных (и слабокислых) термальных водах различных типов натрий, как правило, является преобладающим компонентом среди катионов. Максимальные его содержания отмечаются в хлоридных углекислых, метановых и азотных термах, реже в гидрокарбонатных углекислых.

В сульфатных и гидрокарбонатных азотных термах концентрации натрия редко превышают 1 г/кг. Минимальные содержания его (обычно десятки миллиграммов на килограмм) отмечаются в сульфатных углекислых термах, где он уступает по значению кальцию и магнию.

Калий, так же как и натрий, принадлежит к основным компонентам термальных вод, хотя и содержится в них обычно в значительно меньших концентрациях (см. табл. 3, 5, 6, 8 и др.). В кислых хлоридных термах содержания калия находятся в широких пределах (от нескольких миллиграммов до 1 г/кг), увеличиваясь с минерализацией, а в сульфатных содержания его несколько ниже и лишь в соленых водах кратерного озера вулкана Иджен достигают 1 г/кг.

В щелочных (и слабокислых) хлоридных термах калий содержится в количестве обычно нескольких десятков, реже сотен миллиграммов на килограмм. Такие же содержания характерны и для гидрокарбонатных углекислых вод. Меньшие количества калия содержатся в сульфатных углекислых и азотных водах и минимальные — в гидрокарбонатных азотных. Для всех типов термальных вод вулканических областей характерна относительная обогащенность калием по сравнению с океанической водой.

Рубидий довольно широко распространен в термальных водах разного типа. В кислых гидротермах областей современного вулканизма на Камчатке, Курилах, Японии, Новой Зеландии содержание рубидия обычно не превышает 0,2—0,5 мг/кг и лишь в сильно концентрированных кислых хлоридных рассолах fumaroles Биг-Дональд (Новая Зеландия) достигает 7,7 мг/кг (см. табл. 32). В щелочных (и слабокислых) термах содержание рубидия достигает (в мг/кг): на Камчатке 1—2,5, Курилах 0,3, в Японии 3,5—10, Новой Зеландии 1—2,2 (см. табл. 32).

В Японии специальные исследования по распространению рубидия в термальных водах проводились на о. Хоккайдо и в северной части о. Хонсю [231]. Некоторые обобщенные данные этих исследований приведены в табл. 33. В водах большинства источников содержание рубидия находится в пределах 0,1—1 мг/кг. Максимальное количество (10 мг/кг) установлено в водах источника Футамата на о. Хоккайдо [231].

В областях молодого (четвертичного) вулканизма (на Кавказе и др.) рубидий в хлоридных углекислых термах обнаружен в количествах до 2,5—3 мг/кг [95]. В хлоридных рассольных метановых термах артезианских структур содержание рубидия достигает 10—20 мг/кг.

**Распространение рубидия и цезия
в горячих источниках Японии
(о Хоккайдо и северная часть о. Хонсю) [231]**

Элемент	Число источников	Содержание, мг/л
Rb	19	<0,10
	47	0,10—1,0
	9	>1,0
Cs	12	<0,01
	30	0,01—0,10
	30	0,10—1,0
	5	>1,0

Основной формой миграции рубидия в термальных водах является одновалентный катион Rb^+ , в рассольных водах появляется нейтральный комплекс $RbCl$ [95].

Цезий довольно широко распространен как в кислых, так и в щелочных термальных водах областей современного вулканизма, но сведения о нем в литературе малочисленны.

В кислых термах Камчатки и Курильских островов содержание цезия обычно не превышает 0,02—0,07 мг/кг (см. табл. 32) и лишь в единичных случаях достигает 0,2 мг/кг (хлоридные кислые термы в кальдере Узон) [142]. В кислых термах Новой Зеландии концентрации цезия достигают 1—2 мг/кг. Такое же соотношение в распределении цезия наблюдается и для щелочных (и слабокислых) терм этих регионов: на Камчатке и Курилах цезий установлен в этих термах в количестве до 0,4—0,6 мг/кг, в Новой Зеландии — до 4,7 мг/кг.

Наиболее полно изучено распределение цезия в термальных водах Японии (см. табл. 33). В большинстве опробованных источников цезий обнаружен в количествах от 0,01 до 1,0 мг/кг. Максимальные содержания (6,2 мг/кг) цезия в Японии установлены в кислых сульфатных водах источников Футамата на о. Хоккайдо [231].

Имеются сведения о весьма высоких (до 10 мг/кг) содержаниях цезия в термах Южной Америки (источники Эль-Татио, Чили). В углекислых хлоридных и гидрокарбонатных термах Северного Кавказа концентрации цезия достигают 2,6—2,8 мг/кг [95].

Цезий находится в термальных водах в виде гидратированного иона Cs^+ [96].

6. ГРУППА БЕРИЛЛИЯ

Бериллий изучен в термальных водах еще весьма слабо. По-видимому, он имеет в них широкое распространение в незначительных концентрациях, в том числе и в областях современного вулканизма (табл. 34). На Курильских островах он обнаружен

Содержания в термальных водах бериллия, стронция и бария

Номер на рис. 6-10	Местоположение, источник сведений	pH M, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание, мг/кг		
				Be	Sr	Ba
<i>Камчатка</i>						
33	Источники Тымлатские*	$\frac{6,7}{4,0}$	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{CO}_2}$	0,031	3,8	—
37	Источники Русаковские**	$\frac{7,2}{1,5}$	$\frac{\text{SO}_4}{—}$	—	0,3	0,03
<i>О. Парамушир</i>						
69	Вулкан Эбеко, Северо-Восточное фумарольное поле***	$\frac{0,82}{17,3}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	—	2,2	2,2
<i>О. Итуруп</i>						
92	Вулкан Буревестник, фумарольное поле***	$\frac{3,75}{2,7}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	—	0,6	—
84	Источники Рейдовские***	$\frac{7,45}{4,0}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{N}_2}$	—	1,35	—
<i>О. Кунашир</i>						
95	Вулкан Руруй, 2-е фумарольное поле***	$\frac{2,55}{0,9}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	0,0008	0,08	—
97	Горячий пляж, скв. 3***	$\frac{7,3}{8,7}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	—	24,0	—
99	Источники Третьяковские***	$\frac{7,6}{3,0}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	0,009	—	—
<i>Япония</i>						
128	Источники Насу, [231]	$\frac{1,5}{2,9}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	0,0000n	0,00n	—
148	Источники Арима, [216]	$\frac{5,8}{76,7}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	0,01	2,1	62,4
<i>США</i>						
321	Источники Оурай, [237]	$\frac{6,8}{1,8}$	$\frac{\text{SO}_4}{—}$	—	1,7	0,05
329	Источники Салфер-Бэнк, [237]	$\frac{6,8}{7,0}$	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{CO}_2}$	—	0,63	0,3
	Морская вода	—	—	$1 \cdot 10^{-7}$	8,0	0,03

* Данные Л. И. Тихомирова, С. Д. Веревкина, 1960 г.

** Данные А. В. Аксеновича, 1959 г.

*** Данные авторов и Н. В. Альбинского, 1966—1968 гг.

в 43 пробах (из 98) термальных вод, отобранных авторами (при чувствительности спектрального анализа 0,0001%). При этом бериллий более часто встречается в кислых термах, но концентрации его обычно невелики и находятся в пределах чувствительности анализа (0,0001%); максимальное его содержание определено в 0,0008 мг/кг. В щелочных водах он обнаруживается реже, но содержания его здесь выше и достигают 0,031 мг/кг (источник Тымлатский, Камчатка).

Распределение бериллия изучалось также в ряде термальных источников Японии [231]. В водах источника Мацунояма бериллий обнаружен в количествах до 0,04—0,08 мг/кг, в источниках Юноханадзава до 0,001—0,005 мг/кг. Наибольшее количество бериллия (до 0,1 мг/кг) установлено в водах источника Кимбу на о. Хонсю [231].

Стронций принадлежит к числу широко распространенных и довольно хорошо изученных элементов термальных вод ряда регионов и особенно вод артезианских бассейнов [14, 141 и др.]. Некоторые данные о распространении стронция в термах областей современного вулканизма приведены в табл. 34. Содержание стронция как в кислых, так и в щелочных термах этих регионов обычно колеблется в пределах 1—5 мг/кг.

В термальных соленых водах артезианских структур стронций присутствует обычно в количествах до 100—150 мг/кг, весьма высокие (до 5000—7000 мг/кг) концентрации его установлены в сильно концентрированных хлоридных рассолах [14]. Близкие концентрации (около 2000 мг/кг) стронция встречены в высокотермальных хлоридных рассолах, вскрытых скважинами в Салтон-Си [182].

Наличие стронция отмечается часто в минеральных отложениях источников (травертине, гипсе, арагоните и др.). Постоянно, но в незначительных количествах стронций присутствует и в вулканических возгонах и выцветах [121].

Барий, так же как и стронций, вероятно, широко распространен в термальных водах разного типа, но сведения о нем немногочисленны. На Курильских островах барий был обнаружен в 48 (из 98) пробах воды (при чувствительности спектрального анализа 0,01%). В кислых термах этого региона барий обнаружен в количествах до 0,6—0,9 мг/кг (в одном случае 2,2 мг/кг), в щелочных — до 0,01—0,04 мг/кг (табл. 34). В щелочных (и слабокислых) термах Северной Америки (Салфер-Бэнк, Стимбот, Абрахам, Эмеди и др.) он содержится в количествах от 0,05 до 0,2—0,3 мг/кг [237].

В термальных соленых водах артезианских бассейнов концентрации бария часто достигают 100—200 мг/кг и более. Приближается к этим содержаниям концентрация бария в термальных хлоридных углекислых рассолах Аримы (Япония) — 62,4 мг/кг и Салтон-Си (США) — 200 мг/кг.

7. ГРУППА РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Скандий почти не изучен в термальных водах. Из областей современного вулканизма имеются лишь данные по Курильским островам. Встречаемость скандия в термальных водах этого региона довольно высокая (41% при чувствительности спектрально-го анализа 0,001%).

Как видно из табл. 35, скандий на Курильских островах развит в основном в кислых водах и не обнаружен в щелочных (или находится в них в количествах ниже предела чувствительности анализа). В кислых водах содержания его колеблются в широ-

Таблица 35

**Содержания в термальных водах Курильских островов
скандия, циркония и иттрия
(по данным авторов и Н. В. Альбинского, 1966—1968 гг.)**

Номер на рис. 8	Местоположение	рН М, г/кг	Основные компо- ненты хи- мического состава	Содержание, мг/кг		
				Sc	Zr	Y
	<i>О. Парамушир</i>					
69	Вулкан Эбеко, Северо-Восточное фумарольное поле	$\frac{0,82}{17,6}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	0,15—0,37	0,75	0,15
	<i>О. Итуруп, вулкан Баранского</i>					
86	Источники в верховье р. Серной	$\frac{2,2}{1,7}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,025	—	0,085
	Источники Старозаводские	$\frac{7,05}{0,9}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	—	0,009	0,009
	<i>О. Кунашир</i>					
98	Источники Нижне-Менделеевские	$\frac{1,75}{3,1}$	$\frac{Cl}{N_2}$	0,186	—	0,186
98	Источники Верхне-Докторские	$\frac{1,62}{4,2}$	$\frac{Cl}{N_2(?)}$	0,126	—	0,084
101	Вулкан Головинна, Главное фумарольное поле	$\frac{2,3}{1,9}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,038	0,038	—
95	Вулкан Руруй, 2-е фумарольное поле	$\frac{2,55}{0,9}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	0,008	—	0,032
95	Источники Нескученские	$\frac{7,25}{0,5}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	—	—	0,015
	Морская вода	—	—	0,00004	—	—

ких пределах — от 0,008 до 0,375 мг/кг. Максимальные концентрации его, достигающие десятых долей миллиграмма на килограмм, отмечаются в термах хлоридного состава. В сульфатных термах содержание скандия на порядок ниже, чем в хлоридных.

Цирконий в гидротермах областей современного вулканизма изучен в общем недостаточно. Более полными сведениями о его распространении в термальных водах авторы располагают лишь по территории Курильских островов, где он обнаружен как в кислых, так и в щелочных водах. В целом содержание циркония в кислых гидротермах Курил выше, чем в щелочных (см. табл. 35). Аномально высокое содержание циркония в этом районе обнаружено на Северо-Восточном фумарольном поле вулкана Эбеко (0,75 мг/кг). В кислых водах сульфатного состава содержание циркония находится обычно в пределах 0,02—0,03 мг/кг, а в щелочных (и слабокислых) сульфатных и гидрокарбонатных термах Забайкалья цирконий присутствует в количествах 0,02—0,05 мг/кг, а в хлоридных и гидрокарбонатных углекислых термах Кавказа — 0,01—0,1 мг/л [192]. Примерно в таких же количествах находится цирконий и в холодных (в том числе углекислых) водах этих регионов.

Цирконий мигрирует в подземных водах в виде различных комплексов, например $[Zr(OH)_3CO_3]$, и, возможно, в коллоидном состоянии.

Иттрий. Сведения об иттрии в термальных водах областей современного вулканизма почти отсутствуют. Вместе с тем он, вероятно, имеет широкое в них распространение. В термальных водах Курильских островов встречаемость иттрия составляет 40% (при чувствительности спектрального анализа 0,001%).

Результаты определения иттрия в различных водах Курильских островов показывают, что наибольшее распространение он имеет в кислых термах, где содержания его находятся в пределах 0,020—0,186 мг/кг (см. табл. 35). Несколько меньшие содержания иттрия отмечаются в щелочных термах Курил и Камчатки, где он определен в сульфатных водах и в одном случае в хлоридных в количестве 0,009—0,030 мг/кг. В термальных водах гидрокарбонатного состава иттрий не обнаружен.

8. АЛЮМИНИЙ

Алюминий весьма широко распространен в термальных водах областей современного вулканизма и довольно хорошо изучен. Основные сведения о распространении его в термальных водах разного типа приведены выше в табл. 3, 5, 6, 8 и др. Наибольшее распространение алюминий имеет в кислых термальных водах, где содержание его зависит главным образом от величин рН и минерализации, достигая иногда нескольких граммов на килограмм, и он приобретает первостепенное значение в катионном составе. Максимальные концентрации его обнаружены в водах вулкана Мут-

новского (Камчатка), кратерного озера вулкана Иджен (Индонезия), о. Уайт (Новая Зеландия), вулкана Руиз (Колумбия) и др. Некоторые кислые источники выносят значительные количества алюминия, который при нейтрализации воды выпадает в виде гидроокиси алюминия. Так, по подсчетам С. С. Сидорова [158], гидротермами вулкана Эбеко (о. Парамушир) ежесуточно выносятся до 160,3 кг алюминия и еще большие количества его выносятся из кратерного озера вулкана Иджен, где содержание алюминия достигает до 5 г/кг [71].

В щелочных и слабокислых термах разного состава алюминий присутствует в незначительных количествах, редко достигая первых десятков миллиграммов на килограмм [15, 88 и др.].

9. ФОСФОР

Несмотря на значительное распространение в термальных водах областей современного вулканизма фосфор изучен в них еще весьма слабо. Присутствует фосфор как в кислых термальных водах преимущественно в формах H_3PO_4 и $H_2PO_4^-$, так и в щелочных — в формах HPO_4^{2-} и PO_4^{3-} . В кислых термах содержание фосфора обычно не превышает первых миллиграммов на килограмм, но в отлагающихся из них осадках концентрации его могут достигать значительных величин. Так, в составе железо-фосфатных отложений на термальной площади источников Чиатер в Индонезии содержится 29,02% P_2O_5 [71]. В кремнистых отложениях на берегах оз. Фрэйнинг-Пэн в Новой Зеландии, имеющего кислый хлоридный натриевый состав воды, в ассоциации с Fe_2O_3 и W содержится фосфор в количестве 3% [234]. Максимальное содержание фосфора для кислых вод (9 мг/л) определено в сильно минерализованных водах кратерного озера вулкана Иджен в Индонезии [71].

В щелочных (и слабокислых) водах фосфор в значительных количествах (до 13,5 мг/кг PO_4^{3-}) присутствует преимущественно в азотных и углекислых термах различного состава. Более низкими содержаниями фосфора (0,1—0,65 мг/кг) характеризуются азотные термы Камчатки и Северо-Востока СССР [11, 75].

10. БОР

Бор относится к числу хорошо изученных элементов термальных вод как в областях современного вулканизма, так и в других регионах. Сведения о распространении бора в водах разного типа приведены в гл. III.

В кислых гидротермах Курил, Камчатки, Японии и других регионов содержания бора находятся в широких пределах (0,1—153 мг/кг), причем в хлоридных термах его количество увеличивается с увеличением минерализации, в то время как для сульфатных терм этой закономерности не отмечается.

Среди щелочных (и слабокислых) терм наиболее постоянными содержаниями (обычно десятки миллиграммов на килограмм, иногда более) бора характеризуются хлоридные сероводородно-углекислые и углекислые, хлоридные метановые и гидрокарбонатные углекислые термальные воды. Максимальные содержания бора определены в источниках Нгава (Новая Зеландия) — 685 мг/кг и Салфер-Бэнк (США) — 620 мг/кг. Меньшими содержаниями бора характеризуются сульфатные и хлоридные азотные термы, где его концентрации обычно редко превышают 10 мг/кг [11, 75].

11. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Приведенные выше фактические данные о наличии различных металлов в гидротермах Тихоокеанского подвижного пояса позволяют наметить некоторые региональные закономерности их распространения в термальных водах рассматриваемой территории. В общем виде это отражено на рис. 11, где показано размещение некоторых гидрогеохимических зон, характеризующихся в целом сходными условиями распространения в термальных водах различных металлов. Ниже такие гидрогеохимические зоны будут называться гидроминерагеническими зонами.

На основе изученности металлоносности термальных вод с разной степенью обоснованности в пределах рассматриваемой территории может быть выделено несколько типов гидроминерагенических зон (см. рис. 11).

Для гидроминерагенических зон первого типа, приуроченных к адбассейнам, адмассивам и другим структурам в районах активной современной вулканической деятельности (Восточная Камчатка, Курилы, вулканические зоны Японии, Филиппин, Индонезии, Новой Зеландии, Анд, Кордильер и др.), характерно почти повсеместное распространение в термах (как кислых, так и щелочных) меди, свинца, цинка, мышьяка, ртути, сурьмы, а также золота и серебра. Кроме того, в кислых термах здесь постоянно присутствуют (иногда в значительных концентрациях) железо, алюминий, марганец и титан, а в щелочных (и слабокислых) — бор, литий, реже рубидий и цезий. Такое большое разнообразие металлов в термальных водах является определяющим показателем для гидроминерагенических зон первого типа.

В гидроминерагенических зонах второго типа термальные воды обогащены повсеместно мышьяком, бором, литием, а в отдельных районах (Новая Зеландия, Япония и др.) также рубидием и цезием. Зоны второго типа расположены в адбассейнах, адмассивах и других структурах областей четвертичного вулканизма. Они устанавлены на Камчатке, в Японии, Новой Зеландии, Андах.

Термальные воды в гидроминерагенических зонах третьего типа почти повсеместно содержат мышьяк, сурьму, свинец, цинк, медь, молибден, германий (реже ртуть, золото, серебро). Эти воды приурочены к разломам среди вулканогенных толщ четвертичного

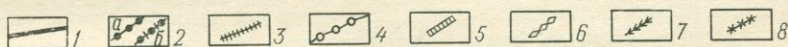
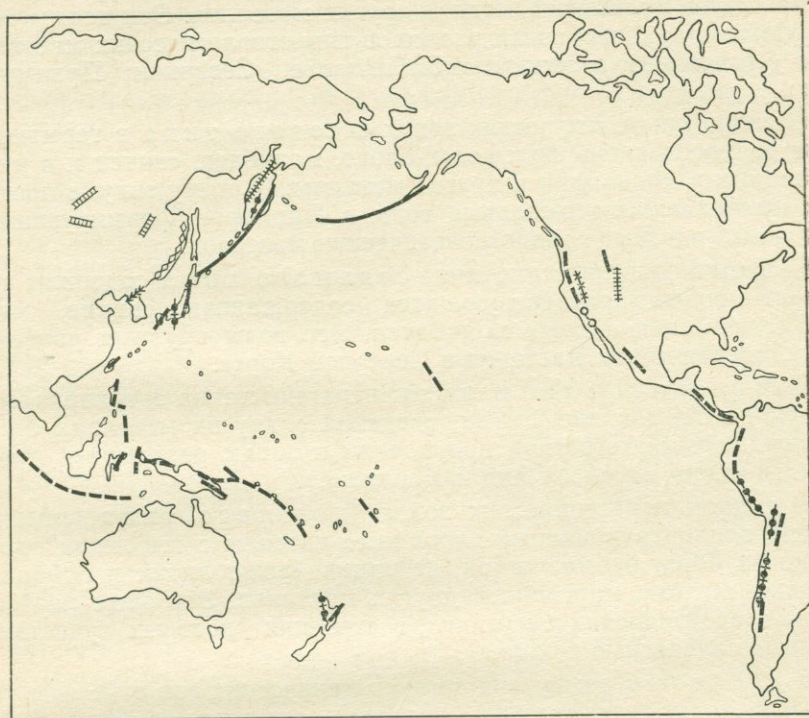


Рис. 11. Схема региональной металлоносности термальных вод Тихоокеанского подвижного пояса

1 — зоны с широким распространением в термах As, Hg, Sb, Cu, Pb, Zn (реже Au, Ag), кроме того, в щелочных термах — В, Li, Rb, Cs, а в кислых — Fe, Al, Mn, Ti; 2 — а — зоны с широким распространением в щелочных хлоридных термах As, В, Li, а также часто Rb, Cs, б — то же, но с повышенными содержаниями Rb, Cs; 3 — зоны с широким распространением в щелочных термах различного состава As, Sb, Pb, Cu, Zn, Mo, Ge (реже Hg, Au, Ag); 4 — зоны с наличием в кислых и щелочных хлоридных сильно концентрированных термальных рассолах высоких концентраций Ag, В, Ва, Cu, Fe, К, Мп, Pb, Sr, Zn; 5 — зоны с широким распространением в щелочных сульфатных и гидрокарбонатных термах W, Ge (реже Mo, Cu и др.); 6 — зоны с широким распространением в щелочных гидрокарбонатных термах W, Sn, Mo, Pb; 7 — зоны с широким распространением в щелочных гидрокарбонатных термах Pb, Cu, Zn, Ge (реже Mo); 8 — зоны с наличием в щелочных термах W

и более древнего возраста. Данная зона хорошо прослеживается в пределах Срединного хребта на Камчатке.

Гидроминерагенические зоны четвертого типа содержат сильно концентрированные термальные рассолы с высокими содержаниями серебра, меди, свинца, цинка, железа, марганца и других

металлов, установленные, в частности, в Калифорнии в районе оз. Салтон-Си.

Гидроминерагенические зоны пятого типа характеризуются широким распространением в термальных водах вольфрама, германия, реже молибдена, меди и других металлов. Эти термы формируются в крупных зонах разломов гидрогеологических массивов. Они установлены в Западном Забайкалье, Северном Приамурье и др.

В гидроминерагенических зонах шестого типа в термах широко распространены вольфрам, олово, молибден, свинец и в меньшей степени медь, цинк и другие металлы. К этому типу, в частности, принадлежат термальные воды в Приморье, формирующиеся в крупных разломах гидрогеологических массивов.

Гидроминерагенические зоны седьмого типа содержат термальные воды, характеризующиеся содержанием свинца, меди, цинка, германия и реже молибдена. Это воды крупных разломов гидрогеологических массивов в Северной Корее.

Для восьмого типа гидроминерагенических зон характерно наличие в термах вольфрама; сведения о других металлах отсутствуют. Термы этого типа приурочены к зонам разломов в гидрогеологических массивах Анд и Кордильер.

В гидроминерагенических зонах девятого типа развиты сильно концентрированные хлоридные рассолы с высокими содержаниями бора, брома, калия, стронция (реже лития и рубидия), а также железа, марганца и других металлов. Эти зоны расположены в артезианских бассейнах, в строении которых участвуют мощные соленосные толщи.

К десятому типу гидроминерагенических зон отнесены рассольные воды артезианских бассейнов, содержащие бром и иод в промышленных концентрациях, а к одиннадцатому типу — соленые иодные воды артезианских бассейнов. В рассольных и соленых водах этих артезианских структур часто присутствуют, как известно, различные металлы, иногда в значительных концентрациях.

Приведенная краткая характеристика региональных закономерностей металлоносности термальных вод является первым опытом подобного анализа. Несомненно, что по мере накопления фактических данных намеченные гидроминерагенические зоны могут быть существенно уточнены, будут выделены новые зоны и т. п. Вместе с тем основные типы гидроминерагенических зон, по-видимому, выделены достаточно объективно. В пользу этого свидетельствует некоторая общность между металлоносными и гидроминерагеническими зонами в пределах Тихоокеанского подвижного пояса, что видно из сравнения рис. 2 и 11. Так, гидроминерагенические зоны первого типа, характеризующиеся широким распространением в термах меди, свинца, цинка, мышьяка, ртути, сурьмы, а также золота, серебра и других металлов при практическом

отсутствии вольфрама и олова, совпадают с металлогенической провинцией тихоокеанского типа, в пределах которой известны многочисленные месторождения меди, серебра, ртути, золота, цинка, железа и других металлов при незначительном развитии оловянно-вольфрамовых месторождений. Вместе с тем в металлогенических провинциях континентального типа с оловянно-вольфрамовыми месторождениями развиты гидроминерагенические зоны, для которых характерно наличие в термах вольфрама и олова.

ГЛАВА V

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Вопросы формирования гидротерм, особенно в областях современного вулканизма, несмотря на большой объем разнообразных исследований, еще во многом остаются дискуссионными. При этом данные общего химического состава вод и газов оказываются часто недостаточными для определенного суждения о их генезисе. Большие надежды в решении этой проблемы возлагаются в настоящее время на результаты изучения стабильных изотопов. Проведенные исследования как в СССР [33, 187 и др.], так и за рубежом [90, 209 и др.] определенно свидетельствуют о большой перспективности данного направления.

В настоящее время для ряда регионов Тихоокеанского подвижного пояса (п-ов Камчатка, о-ва Курильские, Японские, Новая Зеландия, западные районы Северной Америки и др.) уже накоплен довольно большой материал по стабильным изотопам некоторых элементов (H, O, C, S и др.) термальных вод (и газов). Важно отметить, что эти данные по стабильным изотопам хорошо сопоставимы, так как определения их выполнены по сходным методикам (масс-спектрометрическим), результаты приведены обычно к единым стандартам (SMOW и др.). Они могут быть использованы для региональной оценки условий формирования основных типов вулканических терм.

1. ИЗОТОПЫ ВОДОРОДА

Воды термальных источников Тихоокеанского пояса обычно значительно обеднены дейтерием по сравнению с океаническим стандартом (SMOW). Так, на Курильских и Японских островах величина δD гидротерм обычно находится в пределах от -50 до -80‰ (табл. 36). Еще большее облегчение дейтерием (относительно SMOW) наблюдается в термальных водах Камчатки (до -113‰) и особенно Северной Америки (до $-143,5\text{‰}$, Йеллоустонский парк). Таким образом, в разных регионах воды термальных источников характеризуются разными концентрациями дейтерия. Вместе с тем, как это отмечалось и ранее [204, 210], концентрации дейтерия в термальных водах отдельных регионов весьма близки к их концентрациям в поверхностных водах тех же регионов. Это может указывать на преимущественно атмосферное питание вод многих термальных источников.

Изотопный состав водорода и кислорода термальных вод

Номер на рис. 6-10	Местоположение, источник сведений	T, °C	pH M, г/кг	Основные компоненты химического состава	δD, ‰	δO ¹⁸ , ‰
<i>Камчатка</i>						
58	Вулкан Авача, кратер, конденсат фумарольного газа, [33]	400	—	$\frac{SO_4}{CO_2}$	-108	+3,4
60	Нижняя Паратунка, скв. 3*	66	$\frac{6,45}{1,9}$	$\frac{SO_4}{N_2}$	-113	-15,4
	Река Гейзерная, [33]	—	Нет свед.	Нет свед.	-104	-13,9
<i>О. Парамушир</i>						
69	Вулкан Эбеко:					
	Источники на 2-ом фумарольном поле*	100	$\frac{0,37}{23,9}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	-58	-0,8
	Источники на Западном фумарольном поле*	87	$\frac{2,5}{0,9}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	-52	-7,0
	Источники на восточном берегу оз. Горячего*	72	$\frac{1,5}{6,2}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	—	-7,1
	Источник Железистый*	97	$\frac{2,55}{2,0}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	-86	-11,7
	Источники в 1 км севернее г. Северо-Курильска*	2	$\frac{6,5}{0,09}$	$\frac{HCO_3}{N_2-O_2}$	-85	-11,1
<i>О. Итуруп</i>						
88	Источник Глухой*	23	$\frac{0,6}{0,3}$	$\frac{SO_4}{—}$	-67	-8,9
89	Источник Многоозерный*	37	$\frac{7}{0,9}$	$\frac{Cl}{—}$	-51	-5,9
90	Источники Горячие ключи*	55	$\frac{7,5}{2,3}$	$\frac{Cl}{CH_4-N_2}$	-68	-9,2
86	Источники Старозаводские*	97	$\frac{7,05}{0,9}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	-91	-12,9

* Пробы вод из коллекций авторов (1967—1968 гг.).

Продолжение табл. 36

Номер на рис. 6-10	Местоположение, источник сведений	T, °C	рН		Основные компоненты химического состава	δD, ‰	δO ¹⁸ , ‰
			М, г/кг	М, г/кг			
<i>О. Кунашир</i>							
98	Источники Верхне-Менделеевские*	94	$\frac{2,1}{3,0}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	-65	-5,0	
98	Источники Нижне-Менделеевские*	90	$\frac{1,62}{4,3}$	$\frac{Cl}{N_2}$	-68	-9,5	
100	Источники Алехинские (Южные)*	54	$\frac{2,85}{1,0}$	$\frac{SO_4}{-}$	-68	-8,7	
97	Горячий пляж, скв. 4*	90	$\frac{7,15}{6,4}$	$\frac{Cl}{CO_2-N_2}$	-72	-8,7	
99	Источники Столбовские*	75	$\frac{8,0}{2,8}$	$\frac{Cl}{CO_2-N_2}$	-88	-11,9	
99	Источники Третьяковские*	80	$\frac{7,6}{3,8}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	-83	-11,9	
	Атмосферные осадки (дождь), г. Южно-Курильск	—	$\frac{5,35}{0,02}$	$\frac{HCO_3}{N_2-O_2}$	-65	-9,1	
	Колодец на юго-восточной окраине г. Южно-Курильска*	13	$\frac{6,3}{0,19}$	$\frac{HCO_3}{N_2-O_2}$	-78	-10,4	
<i>Северная Америка, [204]</i>							
316	Салтон-Си, скв. 1	340	$\frac{5,2}{\sim 259}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	-75	+2,33	
	Там же, грязевой вулкан Спортсмен	34	$\frac{6,3}{17,4}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	-80	-5,54	
331	Источник Моргана	94,5	$\frac{\sim 7,8}{5,0}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	-93,5	-8,7	
336	Йеллоустонский парк, Верхний бассейн	95	$\frac{8,69}{1,7}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	-143,5	-15,9	
325	Источник Стимбот	89,2	$\frac{7,9}{2,3}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	-113	-11,5	

* Пробы вод из коллекций авторов (1967—1968 гг.).

Продолжение табл. 36

Номер на рис. 6-10	Местоположение, источник сведений	T, °C	рН		Основные компоненты химического состава	δD, ‰	δO ¹⁸ , ‰
			М, г/кг	М, г/кг			
<i>Японские острова, [90]</i>							
128	Источник Насу	70	$\frac{1,5}{1,2}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	-68	—	
131	Источники Мандза	95	$\frac{1,7}{-}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	-70	—	
102	Источники Масутоми	42	$\frac{6-7}{12}$	$\frac{Cl}{-}$	-17	—	
138	Источники Хаконе (Юмото)	72	$\frac{8,4}{1,05}$	$\frac{Cl}{-}$	-44	—	
151	Источники Сирахама	73	$\frac{7,6}{17}$	$\frac{Cl}{-}$	-32	—	
120	Источники Акаю	95	$\frac{8,4}{2,6}$	$\frac{HCO_3}{-}$	-66	—	
157	Источники Беппу	49	—	$\frac{Cl}{CO_2}$	-55	—	
	Там же	98	—	$\frac{Cl}{CO_2}$	-48	—	
109	Источники Тамагава	98	$\frac{1,1}{4,8}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	-51	—	
	Там же, конденсат пара	101	—	—	-56	—	
	Там же, болотная вода	—	—	—	-66	—	
148	Источники Арима	96	$\frac{6,5}{56,8}$	$\frac{Cl}{H_2, CO_2}$	-28	—	
	Там же, углекислая вода	12-16	$\frac{4-5}{-}$	—	-45	—	
	Район источников Арима, колодезная вода	—	—	—	-67	—	

Термальные соленые и рассольные хлоридные воды артезианских (и близких к ним) структур характеризуются обычно более высокими содержаниями дейтерия, иногда близкими к концентрациям его в океане [204], что указывает на их седиментогенное (морское) происхождение. Близкий изотопный состав имеют термальные источники, питающиеся водами этих бассейнов, например источник Тостомии на о. Хоккайдо ($\delta D = -17\%$), источник Нагамуна на о. Хонсю ($\delta D = -21\%$) и др. Вместе с тем на Курильских островах вследствие большого разбавления седиментационных (морских) вод атмосферными разницы в концентрациях дейтерия в кислых сульфатных и щелочных хлоридных термах не наблюдаются (см. табл. 36).

Тритий в термальных (кислых и щелочных) водах Курильских островов обнаружен в количестве менее 20 Т.Е., т. е. присутствует в фоновых концентрациях.

2. ИЗОТОПЫ КИСЛОРОДА

Величины δO^{18} (относительно SMOW) в изученных термах Тихоокеанского подвижного пояса колеблются от $+3,4$ до $-15,9\%$ (см. табл. 36). Относительное обогащение O^{18} (по сравнению с атмосферными водами соответствующих регионов) намечается для высокотемпературных сильнокислых конденсатов fumarольных газов (Камчатка, Курилы и др.), а также для высокотемпературных слабокислых рассолов в Калифорнии (Салтон-Си). Это явление в fumarольных термах, по-видимому, частично обусловлено миграцией к поверхности земли глубинных (магматических, метаморфических и др.) вод, а в хлоридных рассолах Салтон-Си, возможно, отражает их седиментационное происхождение.

Относительно хорошо изучено распределение O^{18} в термальных водах Курильских островов [131]. В атмосферных осадках и холодных источниках величина δO^{18} колеблется здесь от $-9,1$ до $-11,1\%$. В кислых fumarольных термах величина δO^{18} изменяется от $-0,8$ до $-11,7\%$, отражая, по-видимому, разные условия смешения эндогенных вод и вод атмосферного питания. Так, на вулкане Эбеко (о. Парамушир) естественные конденсаты хлоридного водородного состава (см. табл. 36) характеризуются величиной δO^{18} , близкой к стандарту ($-0,8\%$). Между тем кислые fumarольные термы сульфатного состава, в питании которых основную роль играют атмосферные осадки, в том числе воды снежников (наблюдения на fumarольных полях), значительно обеднены O^{18} (δO^{18} для них колеблется от -7 до $-11,7\%$).

Вместе с тем на о. Кунашир относительно обогащены O^{18} кислые термы сульфатного состава (источники Верхне-Менделеевские), δO^{18} их равно -5% . Особенно обогащены O^{18} высокотемпературные водные конденсаты сульфатного состава вулкана Авача на Камчатке, δO^{18} их равно $+3,4\%$.

Таким образом, судя по изотопному составу кислорода, наиболее «глубинными» на вулканах Авача и Менделеева, находящихся в сольфатарной стадии, являются фумаролы сульфатного состава, тогда как для вулкана Эбеко, характеризующегося галоидной стадией постмагматической деятельности, к наиболее «глубинным» относятся фумаролы хлоридного водородного состава.

В щелочных и слабокислых хлоридных натриевых углекислых термах Курильских островов величина δO^{18} изменяется от $-5,9$ до $-12,9\%$. Эти воды по генезису рассматриваются нами как захороненные морские воды, разбавленные в разной степени водами атмосферного питания [16]. Однако следует отметить, что по имеющимся материалам по Курильским островам не наблюдается четкой зависимости между возможной степенью разбавления седиментационных вод (с исходной минерализацией около 35 г/кг) и изотопным составом этих вод. Так, воды источников Столбовских характеризуются величиной минерализации $2,6$ г/кг и величиной δO^{18} , равной $-11,9\%$, тогда как воды источника Многоозерного на о. Итуруп с минерализацией $0,9$ г/кг имеют значение δO^{18} , равное $-5,9\%$.

3. ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА

Значения δC^{13} (относительно РОВ) в углероде CO_2 термальных вод Тихоокеанского подвижного пояса изменяются от $+0,07$ до $-1,17\%$ (табл. 37). При этом на Камчатке и Курильских островах для сульфатных гидротерм характерны более высокие значения δC^{13} (до $-0,35\%$) по сравнению с термами хлоридного состава. Но для гидротерм Новой Зеландии такой закономерности не наблюдается. Тяжелый углерод эндогенной углекислоты в вулканических районах имеет, вероятно, мантийное происхождение [34, 45].

Изотопный состав метана газов термальных вод региона характеризуется изменением величины δC^{13} от $-1,55$ до $-3,9\%$. В настоящее время наиболее распространенной является точка зрения о том, что обогащенность метана вулканических районов изотопом C^{12} не унаследована от исходного углерода, а приобретена в результате изотопного обмена с углеродом углекислоты [45]. Вместе с тем, учитывая региональную нефтегазоносность областей современного вулканизма, можно полагать, что обогащенность метана в вулканических районах изотопом C^{12} унаследована от углерода осадочных пород.

4. ИЗОТОПЫ АЗОТА

В настоящее время данные по изотопному составу азота термальных вод весьма ограничены (табл. 38). В некоторых пробах газа наблюдается обогащение N_2 тяжелым изотопом, в других, наоборот, облегчение (по сравнению с азотом воздуха). Причины такого колебания изотопного состава азота газов термальных источ-

Изотопный состав углерода газов CO_2 и CH_4
термальных вод вулканических областей

Номер на рис. 6-10	Местоположение, источник сведений	рН М, г/кг	Основные компоненты химического состава	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	
				CO_2	CH_4
<i>Камчатка</i>					
	Вулкан Карымский (фумаролы, [93])	—	—	-0,68	—
65	Источники Паужетские, [93]	$\frac{7-8}{1,5-3}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2 (\text{N}_2)}$	-0,80	—
66	Источники Нижне-Кошелевские, [40]	$\frac{4,3-5,5}{1-3}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2 (\text{CH}_4)}$	-0,25	-3,65
67	Источники Южно-Камбальные, [40]	$\frac{6-6,6}{1-2}$	$\frac{\text{SO}_4 (\text{Cl})}{\text{CO}_2 (\text{CH}_4)}$	-0,35	-2,53
50	Источники Гейзерные, [93]	$\frac{8,8}{2,1}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2 (\text{N}_2)}$	-0,90	—
56	Источники Налычевские, [93]	$\frac{6,4-7,6}{4,5}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	-0,89	—
<i>О. Парамушир</i>					
69	Вулкан Эбеко (фумарола), [93]	—	—	-0,71	—
<i>О. Кунашир</i>					
98	Вулкан Менделеева				
	Источники на Восточном фумарольном поле	$\frac{3,1}{0,6}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	—	-1,72—1,55
	Источники Верхне-Менделеевские	$\frac{2,5}{0,9}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	-0,18	—
	Источники Нижне-Менделеевские	$\frac{1,8}{4}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2 (\text{N}_2?)}$	-1,17	—
97	Горячий пляж, скв. 2а	$\frac{7}{4,5}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2 (\text{N}_2)}$	-0,65	—
99	Источники Третьяковские	$\frac{6,9}{3,2}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	—	-3,26
101	Вулкан Головинна, оз. Горячее	$\frac{1,4}{4,9}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	+0,07	-3,14

Номер на рис. 6-10	Местоположение, источник сведений	$\frac{\text{pH}}{\text{M, г/кг}}$	Основные компоненты химического состава	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	
				CO_2	CH_4
<i>Новая Зеландия</i>					
О. Северный					
246	Вайракей, скв. 11	$\frac{7,6}{-}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	-0,34	-2,6
		$\frac{7,7}{-}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$		
250	Источники Кететахи	$\frac{2,8}{2,7}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	-0,66	—
		$\frac{5,7}{3,5}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$		
244	Источники Вайотапу, Шампейн-Пул	$\frac{8,6}{-}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	-0,67	-2,79
		$\frac{8,6}{-}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$		
240	О. Уайт, фумарола Биг-Дональд	$\frac{0,5}{99}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	-0,1	—
		$\frac{0,5}{99}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$		
<i>Северная Америка</i>					
336	Йеллоустонский парк	$\frac{3}{2,4}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	-0,17	-2,74
		$\frac{9,2}{1,2}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$		
	Источники Файерхау	$\frac{9,2}{1,2}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	-0,44	-2,61

ников недостаточно ясны. Предполагается [40], что это обусловлено различиями в изотопном обмене с аммиаком (азот обогащается тяжелым изотопом N^{15}) и аммонием (тяжелым изотопом обогащается ион аммония, а N_2 облегчается). Это подтверждается особенностями состава термальных вод: в Верхне-Кошелевских источниках на Камчатке содержание NH_4^+ достигает 100 мг/кг, а в Южно-Камбальных 356 мг/кг. Возможно, что часть азота, содержащегося в газах термальных источников вулканических областей, имеет глубинное происхождение [40].

5. ИЗОТОПЫ АРГОНА

Сведения об изотопном составе аргона термальных вод рассматриваемого региона довольно многочисленны [147, 187 и др.]. Некоторые данные приведены в табл. 39. В большинстве проб газов как

Изотопный состав азота термальных вод [40]

Номер на рис. 6-10	Местоположение	pH М, г/кг	Основные компоненты химического состава	δN^{15} , ‰*
<i>Камчатка</i>				
66	Источники Нижне-Кошелевские	$\frac{5,5}{3}$	$\frac{SO_4}{CO_2 (CH_4)}$	+1,55
66	Источники Верхне-Кошелевские	$\frac{4,3}{1,1}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	-0,44
67	Источники Южно-Камбальные	$\frac{6-6,6}{1-2}$	$\frac{SO_4 (Cl)}{CO_2 (CH_4)}$	-0,77
<i>Япония</i>				
157	Источники Беппу	—	—	+2,67

* По отношению к воздушному азоту состава: $N^{14}=99,635\%$, $N^{15}=0,365\%$.

кислых фумарольных, так и щелочных терм величина отношения $\frac{Ag^{40}}{Ag^{36}}$ соответствует его значению для воздуха ($\delta Ag^{40}=0$). Газы со значительным избытком Ag^{40} в вулканических областях могут, вероятно, служить критерием миграции вещества из осадочного слоя земной коры. Примером этого являются углекислые газы в Лардерелло (Италия), в которых величины отношения $\frac{Ag^{40}}{Ag^{36}}$ достигают значений 363—388 [147], а величины δAg^{40} —23—31%. В газах термальных источников Камчатки величина δAg^{40} достигает 14%. Вместе с тем В. В. Чердынцевым и Ю. В. Шитовым обращено внимание на наличие в ряде вулканических газов Камчатки и Курильских островов избыточного содержания Ag^{36} . По их мнению, это свидетельствует о миграции части газов с больших глубин—из верхней мантии. Наличие газов с избытком Ag^{36} на Курильских островах было подтверждено последующими исследованиями (см. табл. 39). Газы с избытком Ag^{36} были обнаружены в том же пункте (вулкан Головнина, оз. Горячее), где они были установлены ранее В. В. Чердынцевым и Ю. В. Шитовым. Некоторое обогащение Ag^{36} вулканических газов Камчатки отмечается В. Ф. Волинцом.

Необходимо отметить, что небольшое обогащение газов Ag^{36} в случае достоверности аналитических данных может быть объяснено также фракционированием его изотопов. Поэтому, несмотря

Изотопный состав аргона газов термальных вод Курильских островов

Номер на рис. 8	Местоположение, источник сведений	pH М, г/кг	Основные компоненты химического состава	Содержание Ar, объемн. %	$\frac{Ar^{40}}{Ar^{38}}$	δAr^{40}
69	<i>О. Парамушир</i> Западное фумарольное поле вулкана Эбеко	2,0	SO ₄	0,028	302,2	2,0
		0,8	CO ₂			
92	<i>О. Итуруп</i> Фумарольное поле вулкана Буревестник	3,75	SO ₄	0,042	295,6	0,0
		2,7	CO ₂			
97	<i>О. Кунашир</i> Горячий пляж, Источник 7	7,95	Cl	1,553	295,6	0,0
		4,7	N ₂ , CH ₄			
99	Источники Столбовские	7,2	Cl	0,586	295,6	0,0
		2,5	CO ₂ , N ₂			
99	Источники Восточно-Третьяковские	6,95	Cl	0,526	295,6	0,0
		3,2	CO ₂ , N ₂			
96	Источник Добрый ключ	6,15	Cl	1,486	295,6	0,0
		1,4	N ₂			
98	Нижне-Менделеевские источники	1,65	Cl	1,373	295,6	0,0
		3,7	N ₂ , CO ₂			
98	Северо-Восточное фумарольное поле вулкана Менделеева (Верхне-Менделеевские источники)	2,5	SO ₄ —Al—H	0,084	295,6	0,0
		1,0	CO ₂ , H ₂ S			
98	Источник в устье руч. Кислого	7,7	Cl	1,193	310,8	5,1
		1,1	N ₂			
100	Алехинский источник	6,5	SO ₄	1,290	301,6	2,0
		1,3	N ₂ , CO ₂			
101	Оз. Горячее вулкана Головнина, газ с глубины 35 м	2	SO ₄	0,535	281	—5
		—	N ₂ , CH ₄			
101	Оз. Кипящее, Северо-Восточное фумарольное поле вулкана Головнина	7,85	SO ₄	0,075	295,6	0,0
		1,2	CO ₂			
101	Северо-Восточное фумарольное поле вулкана Головнина	2,0	SO ₄	0,163	298,5	0,9
		0,3	N ₂ , CO ₂			

на хорошую сходимость указанных выше результатов, выводы о мантийном происхождении Ar^{36} в газах источников вулканических районов нельзя считать доказанными.

6. ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ

Большой интерес представляют результаты изучения изотопного состава гелия в газах термальных источников Камчатки и Курильских островов (табл. 40). Уже первые единичные определения изотопов гелия в этих газах установили аномально высокие отношения $\frac{\text{He}^3}{\text{He}^4}$, равные $n \cdot 10^{-5}$, в то время как для других природных газов характерны величины этого отношения, равные $n \cdot (10^{-7} - 10^{-8})$ [8]. Последующие исследования подтвердили эти данные. Как видно из табл. 40, величина δHe^3 в газах опробованных источников изменяется в интервале 65—760%, преобладающее значение 300—500%.

Для объяснения высоких содержаний He^3 было предложено несколько гипотез [8]. В частности, допускалось, что обогащение He^3 произошло в результате присутствия в водах термальных источников техногенного трития ($\text{T} \xrightarrow[12,3\text{г}]{\beta^-} \text{He}^3$). Для проверки этого предположения было изучено распределение трития в водах этих источников, показавшее, что техногенный тритий в них отсутствует (концентрации трития не превышали 20 Т.Е.).

Наиболее вероятным является предположение о мантийном происхождении He^3 в вулканических газах [8]. В пользу этого свидетельствует большое однообразие изотопного состава гелия вулканических газов Камчатки и Курильских островов, отобранных в пунктах, отстоящих один от другого на расстоянии до 1000—1500 км. Вместе с тем все эти пункты расположены в районах действующих вулканов с интенсивной сейсмичностью и аномально повышенным тепловым режимом. Все это указывает на региональный характер причин, обуславливающих аномально высокое накопление He^3 в газах термальных источников и на их тесную взаимосвязь с процессами современного вулканизма. Важно отметить, что имеющиеся материалы по вулканизму Тихоокеанского подвижного пояса свидетельствуют в пользу мантийного происхождения базальтовых магм этого региона и весьма малой роли при вулканизме процессов ассимиляции пород земной коры [56].

Повышенные содержания He^3 обнаружены также в составе растворенных газов океанических вод в пределах Кермадекского краевого океанического желоба [203]. Величина He^3 достигает здесь 10—22%. Этот район расположен также в пределах проявления современного вулканизма и не исключена возможность, что накопление He^3 обусловлено здесь теми же факторами, что и в Курильско-Камчатской вулканической области. В результате дальнейших исследований избыток He^3 был обнаружен в водах север-

Изотопный состав гелия газов термальных вод

Номер на рис. 6-10	Местоположение	T, °C	$\frac{pH}{M, \text{ г/кг}}$	Основные компоненты химического состава	$\delta\text{He}^3, \%$
<i>Камчатка</i>					
49	Кальдера Узон				
	Источники на Среднем сольфатарном поле	23	$\frac{2}{2,0}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	230
	Источники на участке серных бугров	28	$\frac{51}{0,2}$	$\frac{\text{HCO}_3 (\text{Cl})}{\text{CO}_2}$	470
	Источники на северном участке оз. Центрального	68	$\frac{7,1}{1,3}$	$\frac{\text{HCO}_3 (\text{Cl})}{\text{CO}_2}$	65
	Там же	37	$\frac{5,9}{1,1}$	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{CO}_2}$	280
<i>О. Парамушир</i>					
69	Вулкан Эбеко				
	Источники на Западном сольфатарном поле	87	$\frac{2,5}{0,9}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	500
	Источники на Восточном сольфатарном поле	97	$\frac{2,55}{2,0}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2 (\text{H}_2\text{S})}$	630
<i>О. Итуруп</i>					
86	Вулкан Баранского, источники в верховье р. Серной	40	$\frac{2,2}{2,0}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2 (\text{N}_2)}$	480
90	Источники Горячие ключи	55	$\frac{7,5}{2,3}$	$\frac{\text{Cl} (\text{HCO}_3)}{\text{CH}_4 (\text{N}_2)}$	760
<i>О. Кунашир</i>					
98	Вулкан Менделеева				
	Источники на Восточном сольфатарном поле	95	$\frac{31}{0,7}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2}$	340
	Источники на Северо-Восточном сольфатарном поле	До 99	$\frac{1,85}{3,5}$	$\frac{\text{SO}_4}{\text{CO}_2 (\text{H}_2\text{S})}$	530
99	Источники Третьяковские	80	$\frac{7,6}{3,8}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{CO}_2, \text{N}_2}$	380
99	Источники Столбовские	78	$\frac{7,75}{2,7}$	$\frac{\text{Cl} (\text{SO}_4)}{\text{CH}_4, \text{CO}_2}$	430

Примечание. Избыток легкого изотопа гелия определялся относительно эталона — гелия атмосферы, для которого было установлено отношение $\frac{\text{He}^3}{\text{He}^4}$, равное $(1,399 \pm 0,013) \cdot 10^{-6}$ [8].

ной части Тихого океана. Интерпретация полученных данных затрудняется тем обстоятельством, что наиболее высокое отношение $\frac{\text{He}^3}{\text{He}^4}$ приурочено в обоих изученных пунктах к глубинам около 2000 м (максимальные глубины здесь 5000—8000 м), что не согласуется с представлением о глубинной природе избыточного He^3 .

7. ИЗОТОПЫ СЕРЫ

В настоящее время имеется большое количество данных о изотопном составе серы термальных вод региона [36, 58, 82].

В щелочных и слабокислых термах хлоридного состава изотопный состав серы сульфатов характеризуется обычно значениями δS^{34} относительно стандарта от +16 до +28‰ [36], т. е. он довольно близок к составу серы океанического сульфата ($\delta\text{S}^{34} = +20‰$). Изотопный состав серы сероводорода этих терм значительно облегчен по сравнению с серой сульфатов. Величина δS^{34} в H_2S колеблется на Камчатке от -8,9 до +9,9‰, в Новой Зеландии (Вайракей) от +0,3 до +8,2‰.

В щелочных и слабокислых термах сульфатного состава величина δS^{34} серы сульфатов изменяется примерно в таких же пределах, что и в щелочных и слабокислых термах хлоридного состава — от +11 до +28‰.

В кислых fumarольных термах хлоридного и сульфатного состава величина δS^{34} сульфатной серы колеблется от -1,6 до +14‰.

По мнению большинства исследователей [34, 43, 58, 82], сульфатная сера гидротерм в областях современного вулканизма имеет магматическое происхождение. Источником сульфатной серы на fumarольных полях могут быть различные серосодержащие соединения (двуокись серы, сероводород и др.). При этом тяжелые (в смысле изотопного состава серы) сульфаты образуются при окислении двуокиси серы, легкие при окислении сероводорода [58, 82].

По представлениям В. И. Виноградова [36], тяжелый изотопный состав сульфатной серы гидротерм обусловлен седиментационным происхождением сульфатов — участие древних седиментационных или современных морских вод в питании гидротерм. По-видимому, такие взгляды приемлемы лишь для щелочных хлоридных гидротерм. Распространять эти выводы на генезис серы сульфатов кислых гидротерм; видимо, неоправданно. Так, по мнению В. И. Виноградова, вся сера, выносимая гидротермами и fumarолами на вулкане Менделеева (Курильские острова), имеет океаническое происхождение. Однако с этим положением нельзя согласиться хотя бы потому, что сера выносится здесь в весьма большом количестве [158], а это свидетельствует больше в пользу ее глубинного происхождения.

Таким образом, имеющиеся данные по изотопному составу ряда элементов термальных вод региона свидетельствует о наличии различных источников их питания. Судя по изотопному составу Н, О, Аг, основная масса термальных вод региона имеет атмосферное и седиментационное (морское) происхождение. Вместе с тем часть газов (Не, CO_2), возможно, имеет глубинное подкоровое происхождение. При этом наиболее надежным критерием глубинного происхождения вещества является изотопный состав гелия. Аномально высокие концентрации He^3 в вулканических газах не удается пока объяснить процессами, происходящими в земной коре или в приповерхностных условиях.

БАКТЕРИАЛЬНЫЙ СОСТАВ
ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Закономерности распространения и геохимическая роль микрофлоры в термальных водах артезианских бассейнов в настоящее время довольно хорошо изучены. Эти сведения имеются и для областей современного вулканизма, где температуры подземных вод часто превышают 100°C . При столь высоких температурах вод, естественно, исключена возможность существования и развития в них микрофлоры. Вместе с тем в приповерхностных и поверхностных условиях в этих районах, когда температуры природных вод падают ниже 100°C , в них устанавливаются различные группы бактерий.

Одни из первых исследований в этом направлении были выполнены в Японии И. Эмото в 1929 г., а в СССР на Камчатке С. И. Кузнецовым в 1955 г. В кислых термах данными исследователями были обнаружены тионовые бактерии *Thiobacillus termitanus*, *Th. lobatus*, *Th. thiooxidans* и др.

В 1962 г. М. В. Ивановым [78], а также Г. А. Соколовой и Г. А. Каравайко изучалась микрофлора вод кислых термальных источников и озер в кальдере вулкана Головинина и на вулкане Менделеева (о. Кунашир, Курилы). На сольфатарных полях этих вулканов в кислых водах с температурой до $50\text{--}60^{\circ}\text{C}$ ими были обнаружены в довольно больших количествах (до 100 тыс. клеток в 1 г породы) сероокисляющие бактерии *Th. thiooxidans* [78]. Образование значительной части серной кислоты в озерах и гидротермах данные исследователи объясняли процессами окисления серы и сульфидов бактериями. Тионовые бактерии (*Th. thiooxidans*) были в изобилии обнаружены Г. Эрлихом и Р. Шоэном [207] на участках выходов многих горячих источников Йеллоустонского парка. Эти авторы также указывают, что наличие серной кислоты, наблюдаемой в наиболее кислых термальных источниках, можно объяснить жизнедеятельностью обнаруженной микрофлоры.

До последнего времени оставалось слабо изученным распространение микрофлоры в щелочных (и слабокислых) термах областей современного вулканизма.

Некоторые новые данные о бактериальном составе кислых и щелочных терм Курильских островов приведены в табл. 41. Они показывают, что почти во всех сильнокислых термах хлоридного и сульфатного состава, формирующихся на fumarольных полях действующих вулканов Курильских островов, присутствуют различные виды тионовых бактерий, способные окислять серу, сероводород и сульфиды до серной кислоты.

Повсеместно устанавливается наличие микрофлоры и в щелочных термах хлоридного состава, вытекающих из вулканогенно-осадочных толщ неогенового возраста обычно у подножий действующих вулканов. Из тионовых бактерий в них распространены виды *Th. thiooxidans*, *Th. ferrooxidans* и *Th. denitrificans*. В указанных термах в активном состоянии обнаружены также сульфатредуцирующие бактерии, что свидетельствует о развитии в этих термах наряду с окислительными и восстановительными биохимических процессов, связанных с преобразованием серы и ее производных. Особенно активны эти бактерии в водах Столбовских источников на о. Кунашир и в источниках Горячие Ключи на о. Итуруп. Высокая активность сульфатовосстанавливающих бактерий была установлена в кислых хлоридных водах Верхне-Докторских источников на о. Кунашир. При этом какой-либо другой микрофлоры в них не было обнаружено. Следует отметить наличие в водах источников Горячие ключи активных водородобразующих бактерий. В составе свободно выделяющихся газов этого источника присутствует водород (0,3 объемн. %).

Как известно, одним из наиболее важных внешних факторов, оказывающих большое влияние на жизнедеятельность микрофлоры, является температура среды. В целях изучения влияния температуры на активность микрофлоры в Курильских термах Л. Е. Крамаренко были проведены специальные опыты, результаты которых приведены в табл. 42. Как видно из этих данных, бактерии исследованных терм довольно четко разделяются на две группы. К первой группе (мезофильной) относятся бактерии, развивающиеся при температуре 30°С и не развивающиеся при 65°С. Ко второй группе (термофильной) относятся бактерии, развивающиеся при 65°С. При этом важно отметить, что мезофильные бактерии характерны в основном для кислых терм, формирующихся на фумарольных полях, тогда как термофильные бактерии обнаружены лишь в щелочных термах хлоридного состава, связанных с осадочно-вулканогенными толщами неогена. Отмеченные особенности распределения микрофлоры в изученных термальных водах хорошо отражают условия их формирования.

Кислые сульфатные и хлоридные фумарольные термы представляют собой, как известно [76], смесь естественных конденсатов высокотемпературных (200—300°С) вулканических газов и грунтовых вод. Температуры грунтовых вод обычно не превышают 5—10°С, что и предопределяет мезофильный облик микрофлоры фумарольных терм.

Источники щелочных (и слабокислых) хлоридных терм приурочены к зонам разломов среди осадочно-вулканогенных образований неогенового возраста. Важно отметить, что уже сам факт наличия жизнедеятельной термофильной (реже мезофильной) микрофлоры в щелочных хлоридных термах указывает на то, что в питании их участвуют инфильтрационные атмосферные воды. Следовательно, низкая (1—3 г/л) минерализация этих терм (источники

Бактериальный состав термальных вод Курильских островов

Номер пробы	Местоположение, номер на рис. 8	T, °C	pH M, г/кг	Основные компоненты химического состава	Бактерии							
					<i>Th. thiooxidans</i>	<i>Th. ferrooxidans</i>	<i>Th. thioparus</i>	<i>Th. trautweinii</i>	<i>Th. denitrificans</i>	сульфатвосстанавливающие	растущие на среде Эмото	водородобразующие
<i>О. Парамушир</i>												
1	Северо-Восточное фумарольное поле, вулкан Эбеко (естественный конденсат), 69	75	$\frac{0,64}{18,8}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	20	Не обн.	43	Не обн.	Следы	Не обн.	11	Не обн.
2	Источник Железистый, восточный склон вулкана Эбеко, 69	97	$\frac{2,55}{2,0}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	Не обн.	"	13	57	Не обн.	"	Не обн.	"
3	Источник, южная часть Западного фумарольного поля, вулкан Эбеко, 69	32	$\frac{2,47}{1,4}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	23	"	24	5	Следы	"	"	"
<i>О. Итуруп</i>												
4	Источник, фумарольное поле, вулкан Буревестник, 92	27,5	$\frac{3,08}{2,7}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	49	2,2	Не обн.	—	Не обн.	"	—	"
5	Источник, верховье р. Северной, вулкан Баранского, 86	40	$\frac{2,20}{2,0}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	35	12,5	"	100	"	"	Не обн.	"
6	Источник Глухой, 88	23	$\frac{3,60}{0,3}$	$\frac{SO_4}{—}$	73	Не обн.	4	13	Следы	"	"	"
7	Источники Горячие ключи, 90	55,5	$\frac{7,50}{1,8}$	$\frac{HCO_3}{CH_4}$	50	5,0	50	55	Не обн.	++	—	++

8	Источники Дачные, 91	29	$\frac{7,35}{4,3}$	$\frac{HCO_3}{CO_2}$	100	0,7	—	—	"	Не обн.	—	Не обн.
9	Месторождение Новое, скв. 22, 92	19	$\frac{7,25}{1,2}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	100	5,4	—	—	45	"	—	—
<i>О. Кунашир</i>												
10	Источники Верхне-Докторские, 98	80	$\frac{1,85}{4,2}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	+++	Не обн.	—
11	Источники Верхне-Менделеевские, железистые, 98	86	$\frac{2,65}{0,7}$	$\frac{SO_4}{CO_2}$	61	"	—	—	288,0	Не обн.	—	Не обн.
12	Источники Третьяковские, южный, 99	72	$\frac{7,4}{2,1}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	100	"	Не обн.	Не обн.	1,2	+	100	—
13	Источники Столбовские, 99	78	$\frac{7,8}{2,5}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	Не обн.	"	"	"	62,5	+++	Не обн.	—
15	Горячий пляж, скв. 5, глубина 400—620 м, 97	69	$\frac{6,0}{25,8}$	$\frac{Cl}{CO_2}$	49	11,1	—	—	10,0	Не обн.	"	Не обн.
16	Источники, устье руч. Кисло-го, 98	34	$\frac{7,2}{1,2}$	$\frac{Cl}{N_2}$	Не обн.	9,0	Не обн.	Не обн.	Не обн.	+	"	—
17	Источник Добрый ключ, 96	69	$\frac{6,15}{1,4}$	$\frac{Cl}{N_2}$	"	Не обн.	"	"	0,8	Не обн.	"	—
18	Источники Алехинские, 100	55	$\frac{6,5}{1,3}$	$\frac{SO_4}{N_2}$	"	2,6	"	"	Не обн.	"	"	—

Примечание. Активность *Th. thiooxidans*, *Th. thioparus*, *Th. trautweinii* и бактерий, растущих на среде Эмото, выражена в процентах окисленного гипосульфита в среде; активность *Th. ferrooxidans* — количеством Fe^{3+} (в мг/л), образовавшегося из Fe^{2+} ; активность *Th. denitrificans* — количеством NO_2 (в мг/л), образовавшегося из NO_3^- . Для сульфатвосстанавливающих и водородобразующих бактерий: + — слабая активность; ++ — средняя активность; +++ — сильная активность.

Результаты опытов по изучению жизнедеятельности бактерий
в водных средах при различных температурах. По Л. Е. Крамаренко

Номер пробы	Температура °С	Бактерии						
		<i>Th. thiooxidans</i>	<i>Th. thioparus</i>	<i>Th. trautwlinii</i>	Растущие на среде Эмото	<i>Th. denitrificans</i>	сульфат-восстанавливающие	водород-образующие
<i>Кислые термы</i>								
6	30	35	Не обн.	100	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	65	Не обн.	"	Не обн.	"	"	"	"
1	30	"	"	"	"	"	+++	"
	65	"	"	"	"	"	Не обн.	"
<i>Щелочные термы</i>								
15	30	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	+	—
	65	"	"	"	"	"	+	—
9	30	50	50	55	—	"	++	++
	65	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	"	+++	+++
16	30	"	"	"	Не обн.	0,3	Не обн.	Не обн.
	65	"	"	"	"	4,5	"	"
11	30	100	"	"	100	1,2	+	—
	65	100	100	20	100	2,5	+	—
12	30	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	62,5	+	—
	65	"	"	"	"	62,5	+	—
13	30	"	"	"	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	65	"	"	"	"	15,0	"	"

Столбовские, Третьяковские и др.) может быть объяснена значительной примесью слабо минерализованных вод атмосферного питания в разгружающихся по зонам разломов седиментационных соленых хлоридных водах. Минерализация седиментационных вод в неогеновых вулканогенно-осадочных толщах Курильских островов, судя по фактическим данным и палеогеогеологическим предпосылкам [16], в условиях затрудненного водообмена составляет около 35 г/м. Наличие термофильных бактерий в щелочных хлоридных водах свидетельствует о длительной циркуляции в недрах инфильтрационных атмосферных вод при высоких температурах (до 70—90°С). Именно это предопределило возможность адаптации к высоким температурам микрофлоры.

Таким образом, полученные данные показывают, что процессы биогенного окисления серосодержащих соединений в вулканических районах протекает не только на поверхности земли (на фумарольных полях), но и в подземных условиях, где температуры вод не превышают 70—90°С. В пользу этого свидетельствует активная жизнедеятельность тионовых бактерий в изученных щелочных хлоридных термах, а также выявленная термофильность этих бактерий — их адаптация к высоким температурам.

ГЛАВА VII

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ КОМПОНЕНТОВ СОСТАВА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Формы накопления и условия миграции различных компонентов химического состава в термальных водах характеризуются большой сложностью и разнообразием и вместе с тем изучены они еще довольно слабо. Определенный интерес для выяснения этих вопросов могут представить данные о корреляционных связях между отдельными компонентами химического состава гидротерм. Например, наличие полных или частичных прямых связей между компонентами состава может служить во многих случаях основанием для выводов об общих условиях их водной миграции и т. п.

Для статистического анализа использованы материалы по гидрохимии термальных вод Курильских островов. Вычисление коэффициентов корреляции выполнено на электронно-вычислительной машине БЭСМ-4 по программам, разработанным в отделе математических методов ВСЕГЕИ Л. Н. Дуденко, Э. В. Агукиной и др.

Корреляционный анализ устанавливает наличие значительных (в основном, видимо, прямолинейных) связей между многими компонентами состава, выраженных в миллиграммах на килограмм воды, как кислых, так и щелочных (и слабокислых) терм (табл. 43, 44).

Высокие положительные корреляционные связи компонентов термальных вод могут служить указанием на общность процессов миграции компонентов в термальных водах. В кислых термах выявляется большое количество сильных корреляционных связей между концентрациями отдельных компонентов в водах. Так, H^+ обладает сильными прямыми связями с Cl^- ($r=+0,98$), F^- ($r=+0,92$), Al^{3+} ($r=+0,83$), Cu^{2+} ($r=+0,83$), H_3BO_3 ($r=+0,74$), HSO_4^- ($r=+0,72$) и общей минерализацией ($r=+0,95$), значительная отрицательная связь наблюдается у H^+ лишь с величиной рН ($r=-0,63$). Этот характер связей, видимо, отражает поступление в термы кислых фумарольных газов (HCl , HF и др.) с сопутствующим накоплением в термах меди, бора, алюминия. В свою очередь, для алюминия характерны сильные положительные связи с Fe^{3+} ($r=+0,74$), Mg^{2+} ($r=+0,70$), Sr^{2+} ($r=+0,65$), а также с HSO_4^- ($r=+0,94$), Cl^- ($r=+0,77$) и другими компонентами. Сильные положительные связи Fe^{3+} имеет также с HSO_4^- ($r=+0,84$), SO_4^{2-} ($r=+0,79$), Sr^{2+} ($r=+0,82$). Для Cu^{2+} сильные положительные связи помимо водорода наблюдаются с Cl^- ($r=+0,85$) и

Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции компонентов химического состава щелочных (и слабокислых) терм Курильских островов

	pH	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	Li ⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	Mg ²⁺	Fe ₂ O ₃	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	H ₂ SiO ₃	H ₃ BO ₃	Br ⁻	Σ _{мин}
Σ _{мин}	+0,20	+0,81	+0,98	-0,03	+0,89	+0,55	+0,65	+0,47	+0,13	+0,20	+0,96	-0,09	+0,15	+0,24	+0,82	+0,96	1,00
Br ⁻	+0,13	+0,85	+0,98	-0,01	+0,83	+0,46	+0,66	+0,37	+0,11	+0,10	+0,99	-0,22	-0,01	+0,14	+0,77	+1,00	
H ₃ BO ₃	+0,11	+0,74	+0,82	-0,05	+0,84	+0,35	+0,40	+0,29	+0,03	+0,03	+0,81	-0,18	+0,10	+0,24	+1,00		
H ₂ SiO ₃	+0,35	+0,14	+0,16	-0,17	+0,25	+0,11	+0,25	+0,38	+0,16	-0,01	+0,13	-0,02	+0,28	+1,00			
HCO ₃ ⁻	+0,38	-0,18	+0,06	-0,13	+0,25	-0,02	-0,13	+0,61	+0,18	-0,01	-0,06	-0,08	+1,00				
SO ₄ ²⁻	-0,10	-0,34	-0,19	+0,14	-0,15	+0,61	+0,00	+0,07	+0,23	+0,57	-0,23	+1,00					
Cl ⁻	+0,13	+0,88	+0,99	-0,02	+0,83	+0,45	+0,67	+0,31	+0,07	+0,11	+1,00						
F ⁻	+0,32	+0,16	+0,19	-0,13	-0,20	+0,42	-0,04	-0,16	+0,17	+1,00							
Fe ₂ O ₃	+0,08	-0,05	+0,08	-0,02	+0,13	+0,28	+0,19	+0,37	+1,00								
Mg ²⁺	+0,19	+0,04	+0,35	+0,01	+0,48	+0,41	+0,51	+1,00									
Sr ²⁺	+0,07	+0,44	+0,63	+0,09	+0,50	+0,50	+1,00										
Ca ²⁺	+0,10	+0,20	+0,45	-0,17	+0,37	+1,00											
Li ⁺	+0,18	+0,75	+0,87	-0,08	+1,00												
NH ₄ ⁺	-0,32	-0,04	-0,01	+1,00													
Na ⁺	+0,18	+0,86	+1,00														
K ⁺	+0,18	+1,00															
pH	+1,00																

с F^- ($r = +0,84$). Такие же закономерности характерны и для бора (H_3BO_3).

Приведенные данные (см. табл. 43) показывают, что H^+ , Cl^- , F^- , HSO_4^- , SO_4^{2-} , H_3BO_3 , Cu^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , а также Sr^{2+} и Mg^{2+} в кислых термах представляют собой достаточно обособленную ассоциацию компонентов, обладающую сильными положительными связями. При этом для меди и бора выявляются сильные связи с хлором и фтором, а для алюминия, железа и стронция — с соединениями серы. По-видимому, эти связи отражают и процессы формирования терм: бор и медь в основном мигрируют вместе с хлоридами и фторидами, а накопление в термах алюминия, железа и стронция связано с процессами возникновения и миграции серных и сернистых соединений в приповерхностных условиях.

Данные, приведенные в табл. 43, указывают на наличие и других взаимосвязанных компонентов в кислых термах. Так, обнаруживаются довольно сильные положительные связи K^+ с Na^+ ($r = +0,86$), Li^+ ($r = +0,77$), Fe^{2+} ($r = +0,76$) и Zn^{2+} ($r = +0,64$). Кроме того, Na^+ имеет сильные связи с Li^+ ($r = +0,86$) и Zn^{2+} ($r = +0,68$), а Li^+ с Zn^{2+} ($r = +0,73$). Таким образом, ассоциация компонентов K^+ , Na^+ , Li^+ и Zn^{2+} довольно четко выявляется взаимными сильными положительными связями.

По данным корреляции сухих остатков кислых терм достаточно четко намечаются две ассоциации элементов. К первой относятся V , Sr , Ti и Zn , ко второй — Mo и Ge .

В водах щелочных (и слабокислых) терм четко обособляется большая группа компонентов (Cl^- , Br^- , K^+ , Na^+ , Li^+ и H_3BO_3), характеризующихся сильными положительными корреляционными связями ($r = +0,9—0,7$) как между собой, так и с величиной общей минерализации (см. табл. 44). К этой группе компонентов, возможно, также примыкает стронций, обладающий довольно сильными связями с хлором ($r = 0,67$), бромом ($r = 0,66$) и натрием ($r = 0,63$). Весьма сильная ($r = +0,97—0,99$) прямая связь установлена между цинком, медью и свинцом в сухих остатках щелочных (и слабокислых) терм. Довольно хорошо также коррелируют между собой в сухих остатках этих терм железо и алюминий ($r = +0,85$). Вместе с тем обращает на себя внимание отсутствие прямолинейных корреляционных связей в щелочных (и слабокислых) термах между хлором и фтором, резко выраженных в кислых термах (см. табл. 43).

Все выявленные корреляционные связи между компонентами и их ассоциации, как правило, легко объясняются геохимическим средством тех или иных компонентов [186, 196] и отражают общность условий их миграции в рассматриваемых термальных водах. Вероятно, выявленные корреляционные связи различных компонентов состава для гидротерм Курильских островов в основном будут справедливы и для терм других районов современного вулканизма.

ВОПРОСЫ ВЗАИМОСВЯЗИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ И ПРОЦЕССОВ ВТОРИЧНОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В ОЧАГАХ РАЗГРУЗКИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

В настоящее время, несмотря на довольно большой объем разнообразных исследований, проведенных в областях современного вулканизма, фактические достоверные сведения о составе термальных вод в очагах их разгрузки и связанных с ними гидротермальных преобразованиях горных пород обычно ограничиваются глубинами в первые десятки метров (для сильнокислых вод) и первые сотни метров (для щелочных и слабокислых вод). Представления о составе термальных вод на больших глубинах в очагах их разгрузки во многом гипотетичны и дискуссионны. Ниже очень кратко охарактеризованы выявленные взаимосвязи между составом термальных вод в очагах разгрузки и вызванными ими гидротермальными изменениями горных пород.

Прежде всего отмечаются существенные различия в гидротермальном изменении пород в очагах разгрузки кислых и щелочных (и слабокислых) терм.

На fumarольных полях действующих вулканов, где наблюдаются выходы сильнокислых (рН обычно менее 2—3) сульфатных и хлоридных терм, образуются опаловые, опало-серные, опало-алунитовые, опало-алунито-мельниковитовые, кварцито-опаловые, кварцито-алунитовые породы [206, 140, 37, 121, 128 и др.]. Вскрытая мощность этих образований на Курильских островах достигает 100—160 м [5, 43], в Японии до 200—500 м [79, 128]. Опаловые, алунитовые и другие сильно измененные породы подстилаются часто пропилитизированными толщами. Однако представления об условиях взаимоотношений этих образований во многом остаются дискуссионными.

Довольно хорошо изучены гидротермально измененные породы на вулкане Вернадского (о. Парамушир, Курилы) [3]. Здесь на месторождении Серное кольцо толща измененных пород вскрыта тремя скважинами до глубины 245 м. В верхних частях разреза до 50—70 м развиты в основном мономинеральные и кварц-содержащие опалиты, они сменяются кварц-алунитовыми опалитами, которые на глубинах 80—100 м интенсивно замещаются кварц-каолинитовыми, а затем кварц-гидрослюдистыми опалитами. С глубины 120—140 м наблюдается резкий переход кварц-гидрослюдистых опалитов в низкотемпературные пропилиты, которые обычно рассматриваются как тесно взаимосвязанные с вышележащими опалитами фации гидротермально измененных пород.

Большой интерес представляют данные Ш. Ивао [79] по геологическому строению кремнистых и алунитовых месторождений в районе группы вулканов Амаги в Центральной Японии. Хорошо изученное поле гидротермально измененных пород имеет здесь площадь около 10 км², общая мощность измененных пород достигает 500 м (рис. 12). Алунитовые породы сложены в основном мелкими зернами кварца и алуниита, иногда с небольшим количеством каолинита, кремнистые — в основном мелкими кристаллами кварца. Основная часть нижней половины разреза измененных пород (мощностью до 200—300 м) представлена глинистыми разностями.

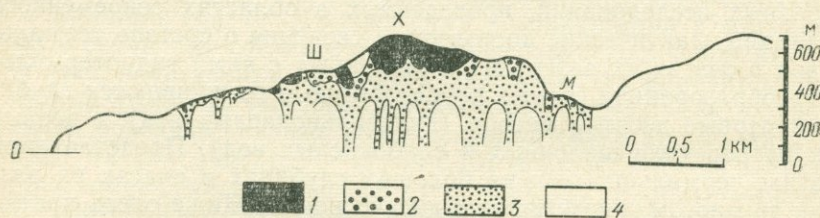


Рис. 12. Профиль поля измененных пород в районе группы вулканов Амаги [79]

1 — кремнистые породы; 2 — алунитовые породы; 3 — глинистые породы; 4 — первичные породы. Ш — Шибаяма, Х — Хакко, М — Миокен и Хотокешши

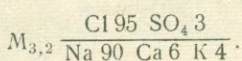
Среди глинистых минералов преобладают серицит, монтмориллонит, каолинит, галлуазит. Постоянно присутствуют кварц, пирит, окислы железа.

Важно отметить, что к нижней части разреза измененных пород подходит ряд вертикальных тел или жил, сложенных глинистыми породами. Они как бы пронизывают сравнительно мало измененные (регионально пропилитизированные) вулканогенные породы, представленные андезитами, дацитами и диоритовыми порфиритами. Ш. Ивао рассматривает эти пропилитизированные вулканогенные породы в качестве первичных образований по отношению к кремнистым и алунитовым породам (вероятно, это положение справедливо и для охарактеризованного выше месторождения Серное кольцо).

Эти данные показывают, что скорее всего сильноокислые хлоридные и сульфатные термы, развитые на действующих вулканах, сменяются на глубине также кислыми термами, гидротермальное воздействие которых, в частности на вулканах Амаги, проявляется в образовании вертикальных жил, сложенных глинистыми породами.

Вертикальная зональность гидротермально измененных пород в очагах разгрузки щелочных хлоридных натриевых терм изучена на Камчатке, Курильских островах, в Новой Зеландии, Северной Америке и других регионах. Во многих случаях она обладает довольно сходным обликом [178, 138, 122, 198 и др.].

Так, на Камчатке в районе выходов Паужетских источников хлоридного натриевого состава с минерализацией 2—3 г/кг С. И. Набоко и Б. И. Пийпом [122] по материалам изучения керна скв. Р-1 до глубины 800 м были выделены три зоны гидротермально измененных пород: каолинизации (0,5 м), цеолитизации и фельдшпатизации (30—240 м), пропилитизации (240—800 м). Термальные воды в зоне каолинизации кислые (рН 3,3), сульфатного натриевого состава, с минерализацией до 2,7 г/кг. Они образуются в результате конденсации пара, отделяющегося от термальных вод при миграции их к поверхности земли, и окисления содержащегося в них сероводорода [138]. Воды Паужетских источников имеют в основном следующий состав:



Содержание сульфатов в них довольно низкое — от 0,07 до 0,086 мг/кг, рН равно 8,0—8,2. Термальные воды, вскрываемые скважиной Р-1 в интервале 300—800 м, отличаются от вод источников несколько меньшей минерализацией и вместе с тем более высоким содержанием сульфатов. Действительные значения рН воды в пластовых условиях неизвестны. По расчетным данным они, вероятно, равны 6,2—6,5 [138].

Наблюдаемая вертикальная метасоматическая зональность на Паужетском месторождении термальных вод обусловлена изменением кислотности — щелочности растворов с глубиной вследствие процессов глубинного парообразования и конденсации пара вблизи поверхности земли [1, 122]. Парообразование на Паужетском месторождении начинается, вероятно, с глубин 120—250 м. При этом парообразование в крупных открытых трещинах начинается на больших глубинах по сравнению с монолитными пористыми породами, в связи с чем на одном гипсометрическом уровне минеральные ассоциации должны существенно отличаться от новообразований, возникающих в порах пород [1].

Основными минералами в зоне пропилитизации являются кальцит, хлорит, пирит, серицит, альбит, сфен, реже кварц, цеолиты и др. Эти минералы возникают при воздействии хлоридных натриевых терм, вскрытых в скважине Р-1 на глубинах 300—800 м. Каолинизация пород у поверхности термального поля вызвана воздействием кислых вод, образовавшихся в результате конденсации паров и окисления сероводорода.

На о. Кунашир на месторождении Горячий пляж вертикальная метасоматическая зональность характеризуется сменой сверху вниз зон аргиллитизации (мощность до 60 м), адуляр-цеолитовой пропилитизации (мощность до 150 м) и хлорит-кальцит-цеолит-эпидотовой пропилитизации (мощность более 100 м) [48]. Скважины на этом месторождении вскрыли воды хлоридного натриевого состава с минерализацией от 1—2 до 10—25 г/кг. Важно отметить, что сильносоленые хлоридные натриевые воды характе-

ризуются относительно высоким содержанием кальция, что в общем характерно для вод артезианских структур.

Довольно хорошо изучена гидрогеологическая зональность и характер гидротермально измененных пород на термальном поле Вайракей (Новая Зеландия, рис. 13). На центральном и восточном участках этого поля щелочные (и слабокислые) хлорид-

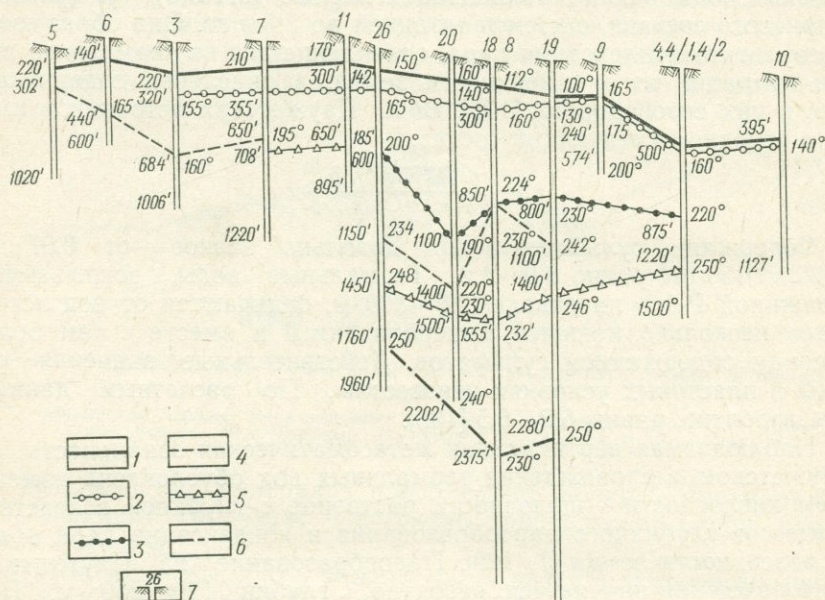


Рис. 13. Зоны гидротермального изменения в Вайракее (Новая Зеландия) [197]

Верхние границы зон: 1 — монтмориллонитизация; 2 — образование морденита; 3 — образование уайракита; 4 — альбитизация; 5 — образование адуляра; 6 — образование гидрослюд; 7 — скважины и их номера. Глубина дана в футах, температура в °C

ные натриевые воды с минерализацией 3—4 г/кг местами разгружаются в виде источников. В западной части этого месторождения (район скв. 3, 5, 6 и др.) в верхних частях разреза вскрываются термальные воды гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией 1—1,5 г/кг. При этом гидротермальные изменения на участках развития гидрокарбонатных натриевых вод характеризуются образованием альбита и в очень незначительной степени калиевого полевого шпата, тогда как в центральных и восточных частях месторождения, где развиты хлоридные натриевые воды, наоборот, характерно образование адуляра и в значительно меньшей степени альбита [179].

Формирование гидрокарбонатных натриевых вод в областях современного вулканизма, в частности в районе Вайракей, обусловлено, по-видимому, выделением из перегретых хлоридных нат-

риевых терм паровой фазы с высоким содержанием CO_2 и процессами последующего взаимодействия конденсата с вмещающими породами [179, 197].

В очагах разгрузки щелочных сульфатных натриевых терм, по данным изучения Больше-Банного [177] гидротермального месторождения Камчатки, отсутствует четко выраженная метасоматическая зональность. Здесь не наблюдается последовательной смены одного вторичного замещающего комплекса минералов другим в зависимости от глубинности, хотя тип метаморфизма и вторичное минералообразование в целом близки к таковым, например на Паужетском месторождении. Это, по мнению Ю. П. Трухина [177], связано со сложной тектоникой данного месторождения, преимущественно трещинным характером фильтрации вод, что, в свою очередь, обуславливает большие вариации уровней зон преобразования.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И ПРОЦЕССЫ СОВРЕМЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

С процессами миграции и формирования химического состава термальных вод связаны явления перехода в водный раствор, перемещения с ним и выпадения в осадок разнообразных химических элементов. Эти процессы при благоприятных условиях приводят к образованию месторождений различных полезных ископаемых. В настоящей главе будут только кратко освещены некоторые стороны этой сложной многогранной проблемы.

1. ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Изучению условий формирования термальных вод вулканических областей, как это показано выше (см. гл. II), посвящено большое количество исследований. Следует отметить, что многие важные вопросы этой сложной проблемы уже решены, но некоторые из них еще остаются предметом непрекращающихся дискуссий.

К таким остро дискуссионным вопросам, имеющим общее значение, относятся, в частности, представления о генезисе щелочных хлоридных натриевых терм вулканических районов. Генезис этих терм, отмечают Г. М. Власов и О. Г. Борисов [38], является основным вопросом проблемы дифференциации магматических эманаций, а в конечном счете и всей проблемы гидротермального рудообразования. Соглашаясь в целом с такой оценкой значимости данного вопроса, перейдем к его более обстоятельному рассмотрению. Одновременно остановимся также на анализе условий формирования сильнокислых хлоридных и сульфатных терм, которые, по мнению многих исследователей, генетически связаны со щелочными хлоридными термами [38, 43, 124].

Большое признание как за рубежом, так и в СССР [43, 124 и др.] получили взгляды Д. Е. Уайта [179 и др.], согласно которым хлоридные натриевые термы формируются в результате прямой конденсации плотных вулканических паров, содержащих растворенные галоиды щелочей. При этом большая часть других вод*, по мнению Д. Е. Уайта, происходит из этих последних [179, с. 96].

Д. Е. Уайт считает, что непосредственно после конденсации вулканических надкритических газов возникают кислые хлоридные

* Имеются в виду воды областей современного вулканизма.

воды, которые после взаимодействия с породами становятся щелочными. Одним из основных доводов в пользу магматического происхождения хлоридных терм Д. Е. Уайт приводит высокое содержание в них щелочных металлов (K, Li, Rb, Cs), а также бора, хлора и других элементов, накапливающихся в остаточных магматических расплавах. Однако, как это показано А. Д. Эллисом [197, 198] и др., все эти породы могут быть извлечены термальными водами из горных пород. В частности, А. Д. Эллис [198] указывает, что концентрация редких щелочных металлов (Li, Rb, Cs) в термальных водах вулканических областей отражает их содержание в окружающих породах. Это же положение отмечалось для отдельных районов Кавказа С. Р. Крайновым [95]. Следует подчеркнуть, что в более поздних работах Д. Е. Уайт [180] отказался от гипотезы только магматического происхождения хлора в гидротермах и признал, в частности, возможность участия в образовании гидротерм седиментационных хлоридных вод.

При рассмотрении условий формирования кислых хлоридных и сульфатных терм вулканических районов Д. Е. Уайт [179] наметает два основных пути. Наряду с образованием кислых терм в приповерхностных условиях за счет окисления сероводорода, выделившегося из щелочных хлоридных терм, после вскипания, что было обстоятельно рассмотрено еще А. Деем и Е. Алленом [206], Д. Е. Уайт указывает на возможность формирования кислых терм за счет непосредственной конденсации магматических паров, содержащих галоидные кислоты и окисляющуюся серу. Так, в частности, рассматривая условия формирования кислых сульфатных вод оз. Фрэйинг-Пэн, где выносятся в течение суток около 800 кг свободной серной кислоты, Д. Е. Уайт [178] отмечает, что в данном случае происходит выделение серы из магмы не в виде H_2S или S, а в виде окисленных серных газов SO_2 и SO_3 . Это, по-видимому, вполне вероятно, так как хорошо согласуется с данными о составе вулканических газов.

По мнению Г. М. Власова и О. Г. Борисова [38], решение вопроса о хлоридно-щелочных термах вулканических районов склоняется в настоящее время в пользу первичного происхождения их газового и минерального состава. Они подчеркивают, что кислые сульфатные и сульфатно-хлоридные термы развиваются у выходов на поверхность хлоридных щелочных вод вследствие окисления содержащегося в последних сероводорода и что смена сверху вниз кислотных продуктов породами, преобразованными щелочными растворами, согласуется с общим зональным распределением вод различного состава. При этом Г. М. Власов и О. Г. Борисов ссылаются на работы С. С. Сидорова [158 и др.] по гидротермам Курильской вулканической дуги, якобы показавшего генетическое единство различных типов терм областей современного вулканизма и доказавшего образование кислых сульфатных и сульфатно-хлоридных вод из хлоридных щелочных. Эти же положения данные авторы повторяют и в другой работе [43]. Однако С. С. Сидоров

при анализе условий формирования кислых сульфатно-хлоридных вод на вулкане Менделеева отмечал лишь, что выходы кислых вод здесь можно рассматривать в известном смысле как появление кислой шляпы глубинных хлоридных натриевых рассолов, но здесь же он указывает, что такое построение встречает возражение с точки зрения масштаба продуцирования серной кислоты, почему необходимо допустить участие в этом процессе ювенильного сернистого газа. Формирование ультракислых сульфатно-хлоридных вод на общем хлоридном натриевом фоне гидротермальной системы в данном случае, по мнению С. С. Сидорова, связано с не вскрытым эрозией субвулканическим телом, поставляющим главным образом углекислоту и серосодержащие летучие компоненты, в том числе сернистый газ.

С. И. Набоко в ряде своих работ обосновывает первичность хлоридных натриевых вулканических терм. В частности, по ее представлениям [124], глубинные гидротермальные растворы имеют преимущественно хлоридный натриевый состав и сопровождаются хлоридно-сульфатными и сульфатными окисленными дифференциатами. При этом родоначальными являются хлоридные натриевые растворы, все остальные — результат их дифференциации за счет глубинного вскипания и приповерхностного метаморфизма в зоне окисления. Если области разгрузки хлоридных натриевых гидротермальных растворов совпадают с областью их глубинного формирования, то в этом случае характерно совпадение фаций кислотного выщелачивания и аргиллизированных пород с пропилитовыми фациями, т. е. смена глубинной зоны пропилитизации и щелочных метасоматитов мощной зоной опалитов, каолинитов, опало-алунитовых и других фаций измененных пород сернокислого выщелачивания [124].

Однако, если стать на точку зрения, что термы областей современного вулканизма возникают в результате дифференциации хлоридных натриевых терм, то в этом случае не находят объяснения весьма большие масштабы выноса серы (в разных формах) на действующих вулканах [178].

Фактический материал подтверждает выводы большинства исследователей о региональном распространении во многих областях современного (и четвертичного) вулканизма щелочных хлоридных натриевых терм и локальной приуроченности сильнокислых терм к действующим вулканам (В. В. Иванов, Д. Е. Уайт, Е. К. Мархинин, В. В. Аверьев, А. Д. Эллис и др.).

Каков же генезис хлоридных натриевых терм? Взгляды на этот вопрос весьма различны. Как отмечено выше, Д. Е. Уайт, Г. М. Власов, О. Г. Борисов, С. И. Набоко и др. предполагают преимущественно магматическое (ювенильное) их происхождение. В. В. Иванов [75], учитывая региональное распространение этих терм в Курило-Камчатской области, большой дебит, однообразный химический состав, высказывался в пользу того, что это в основном воды выщелачивания, образующиеся при глубоком проникно-

вении атмосферных вод в вулканогенно-осадочные отложения. Кроме того, по мнению В. В. Иванова [75], некоторое участие в их формировании принимали седиментационные воды морского происхождения. Впоследствии В. В. Иванов [76, 77] стал допускать возможность поступления в эти воды также газов глубинного происхождения — магматических и термометаморфических. Е. К. Маршинин [110] рассматривает хлоридные натриевые термы на Курильских островах в основном как воды седиментационного и инфильтрационного морского генезиса.

Важным показателем глубинного (ювенильного) происхождения хлоридных гидротерм областей современного вулканизма являются, по мнению В. В. Аверьева [3], условия теплового питания современных гидротермальных систем. Наблюдаемые на Паужетке, в Долине Гейзеров и на других термальных полях тепловые потоки интенсивностью порядка 1500—2500 ккал/с с 1 км² связаны, по его мнению, с поступлением с нижних горизонтов земной коры и, возможно, из верхней мантии эндогенного пара, доля которого в высокотемпературных системах достигает 30%. Развивая взгляды Д. Ферхугена и Д. С. Коржинского, В. В. Аверьев в 1964 г. ввел представление о «гидротермальном магматизме», вызываемом эндогенным паром (водным флюидом), представляющим собой по существу магматический дериват, отделяющийся от магмы где-то на границе земной коры и верхней мантии. Однако уже в 1966 г. В. В. Аверьев [3] существенно уточнил свои взгляды на природу этого флюида. Он допускал, что, возможно, в составе флюида принимает участие и ювенильная вода, однако большая часть воды является, вероятно, возрожденной и мобилизованной из нижних горизонтов земной коры [3]. Таким образом В. В. Аверьев в этой работе высказывается в пользу метаморфогенного генезиса мигрирующего вверх перегретого пара в областях современного вулканизма в зонах термоаномалий, что, по нашему мнению, более оправдано. Вполне обоснованны также выводы В. В. Аверьева [3, с. 126] о том, что отделение воды от магмы при высоких давлениях возможно только в том случае, если магма пересыщена водой или, что более вероятно, если через магматическое тело идет фильтрация водного флюида.

Наряду с тепловым питанием современных гидротермальных систем за счет притока высоконагретых метаморфогенных вод с больших глубин, по-видимому, во многих случаях привнос тепла осуществляется в результате остывания неглубоко залегающих магматических очагов. Следует также отметить, что в настоящее время получают признание взгляды А. Д. Эллиса [197] о значительной аккумуляции тепла в действующих гидротермальных системах в результате гидротермальных изменений (раскristаллизация, гидратация силикатов и др.) особенно стекловатых вулканических пород. Один кубический километр вулканической породы в гидротермальной области Таупо в Новой Зеландии может выделять в результате гидротермальных изменений количество тепла,

достаточное для деятельности гидротермальной площади Вайракей в течение 100 лет [198].

Гипотеза В. В. Аверьева о гидротермальном «вулканизме» была поддержана С. И. Набоко [48]. По ее взглядам, в районе Курило-Камчатской вулканической дуги сопряженно развивается магматический и гидротермальный «вулканизм» и соответственно имеются вулканы преимущественно в магматической и гидротермальной стадии деятельности. При этом для первых характерны извержения андезито-базальтовой магмы и в основном свежие, небольшие поля измененных пород. Такие вулканы имеют мантийное питание. Вулканы второй группы, расположенные наиболее часто в крупных кольцевых и других вулкано-тектонических депрессиях, имеют коровое питание и характеризуются интенсивной гидротермальной деятельностью [48].

Следует отметить, что во всех вулканических провинциях наблюдается четкая приуроченность интенсивной гидротермальной деятельности к кальдеро-вулканам и особенно к тем, где развиты экструзивные купола [5]. Образование кальдеро-вулканов сопровождалось многократными взрывами и выбросами кислого материала. Интенсивная взрывная деятельность обуславливала резкое увеличение водопроницаемости горных пород и создавала благоприятные условия для подтока вод земной коры к неглубоко залегающим вулканическим очагам. Важно подчеркнуть, что кальдеро-вулканы располагаются в пределах сильно обводненных гидрогеологических структур (адбассейнах, вулканогенных бассейнах и др.). Таким образом, по-видимому, существует взаимосвязь взрывных процессов, ведущих к образованию кальдер, и гидротермальной деятельности в этих структурах, являющихся крупными очагами разгрузки термальных вод разного генезиса.

При решении вопросов формирования хлоридных натриевых терм в областях современного вулканизма следует хотя бы кратко остановиться на анализе региональной гидрогеохимической зональности этих территорий и некоторых аспектов палеогидрогеологии.

В настоящее время для многих областей современного вулканизма могут быть намечены основные черты гидрохимической зональности подземных вод. Частично эти вопросы изложены выше (см. гл. I, II) и отражены на рис. 6—10.

В гидрогеологических складчатых областях, приуроченных в основном к субаквальным островным дугам (Алеутской, Курильской и др.), преимущественное распространение, очевидно, имеют соленые хлоридные натриевые воды седиментационного (морского) происхождения. Важно отметить, что соленые хлоридные натриевые воды здесь преимущественно развиты как в пределах геосинклинальных зон (продольных прогибов), так в геоантиклинальных зонах, характеризующихся большим разнообразием гидрогеологических структур (системы адмассивов, адбассейнов, массивов и др.). Продольные прогибы представляют собой в основном субакваль-

ные артезианские бассейны с солеными хлоридными натриевыми водами морского питания.

На п-ове Камчатка, Японских, Больших Зондских островах, о-вах Новая Гвинея, Новая Зеландия и др. весьма широко распространены осадочные и вулканогенные толщи палеогена и неогена мощностью до 10—14 км, условия образования которых весьма сходны с современными процессами осадконакопления в островных дугах типа Алеутской, Курильской, Рюкю, Кермадек, Тонга и др., находящихся в основном под уровнем моря. После поднятия этих регионов и превращения их в области суши в них происходили процессы замещения соленых хлоридных натриевых вод морского генезиса пресными водами атмосферного питания. Очевидно, в пределах горных сооружений эти процессы протекали весьма активно, охватывая толщи пород на многие тысячи метров (по меньшей мере до местных базисов эрозии), тогда как в межгорных пространствах (часто совпадающих с синклинорными зонами) существовали условия для сохранения основной массы седиментационных вод. Наиболее крупные очаги разгрузки седиментационных вод в пределах горноскладчатых сооружений были приурочены к зонам долгоживущих региональных разрывных дислокаций, с которыми часто ассоциировали и проявления вулканизма.

Таким образом, региональные закономерности гидрохимической зональности в Курило-Восточно-Камчатской, Японской, Филиппинской, Индонезийской, Новозеландской и других гидрогеологических складчатых областях, приуроченных к островным дугам, определяются в значительной мере особенностями проявления в них тектонических движений в субэаральный этап развития. В этих областях в пределах суши в различных впадинах, прогибах, синклиниях, сложенных в основном слабо метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами кайнозойского возраста и представляющих собой системы артезианских и адартезианских структур, гидрохимическая зональность характеризуется в общем виде наличием в верхних частях разреза пресных и слабосоленых вод мощностью от 50—100 до 500—1000 м (реже более), которые сменяются солеными хлоридными натриевыми водами мощностью до 3000—4000 м (реже более).

В горных сооружениях, включающих разнообразные гидрогеологические структуры (в основном адмассивы и адбассейны), гидрохимическая зональность отличается большой сложностью и изучена еще недостаточно хорошо. Верхние водоносные горизонты и зоны трещиноватости этих структур (до уровней региональных базисов эрозии) хорошо промыты и содержат в основном пресные воды атмосферного питания. На больших глубинах в структурах типа адбассейнов возможно сохранение разбавленных (в разной степени) вод морского происхождения, что подтверждается наличием в этих районах источников хлоридного состава. В тех участках, где выходят на поверхность кристаллические породы доверхнемелового возраста, развиты только пресные воды атмосферного

питания. Эта региональная гидрохимическая зональность осложняется многочисленными аномалиями, фиксируемыми обычно термальными источниками, выходы которых приурочены к действующим вулканам и зонам разломов.

Сходный облик имеет гидрохимическая зональность и в Андийской гидрогеологической складчатой области. Важно отметить наличие здесь крупных скоплений соленых и рассольных седиментационных подземных вод хлоридного состава в нижних горизонтах мезозойских отложений, испытавших преимущественно глыбовую складчатость. Не вызывает сомнений также присутствие скоплений седиментационных вод хлоридного состава в различных гидрогеологических структурах (в основном в адбассейнах и адмассивах) Кордильер. Об этом свидетельствует, в частности, общий анализ истории геологического развития региона (накопление мощных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ в морских бассейнах, наличие зон со сравнительно пологим залеганием этих отложений и т. п.).

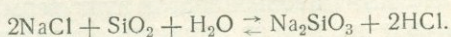
Вместе с тем очевидно, что в процессе геологического развития регионов в субэаральных условиях происходило преобразование ранее существовавших артезианских и адартезианских структур, которые постепенно превращались в адмассивы и массивы. Эти процессы сопровождалась и интенсифицировались вулканическими явлениями и приводили к значительным изменениям горных пород в зонах разгрузки подземных вод. Важно отметить, что такие процессы носили региональный характер и наиболее интенсивно проявлялись в крупных зонах разломов. По-видимому, именно с ними связаны зеленокаменные изменения пород — пропилитизация осадочных и вулканогенно-осадочных толщ.

Как следует из приведенного обзора условий формирования хлоридных натриевых терм в областях современного вулканизма, имеющиеся данные определенно свидетельствуют в пользу их корового происхождения. Наиболее полно отвечают фактическому материалу, по нашему мнению, взгляды В. В. Иванова [76, 75, 77], допускающего участие в их формировании инфильтрационных седиментационных и метаморфогенных (или магматических) вод. Проведенные исследования по изучению изотопного состава этих вулканических вод также свидетельствуют о разных источниках их питания (см. гл. V). При этом в различных регионах в зависимости от конкретных гидрогеологических (и палеогидрогеологических) условий преобладают воды той или иной генетической группы.

Этот вопрос должен быть темой специальных исследований. В данной работе мы отметим лишь одно обстоятельство: для термальных вод областей современного и четвертичного вулканизма наблюдается довольно четкая взаимосвязь между составом термальных вод и наличием определенных формаций. Термальные хлоридные соленые воды повсеместно приурочены к районам развития осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, накопи-

вающихся в морских бассейнах. Термальные хлоридные рассольные воды установлены лишь в районах распространения галогенных отложений (Калифорния, Салтон-Си). Таким образом, и в вулканических областях сохраняется отмеченная ранее И. К. Зайцевым [67] закономерность в распространении рассолов для артезианских бассейнов платформ — их взаимосвязь с галогенными отложениями. Следует отметить, что в районах четвертичного вулканизма в пределах Станового нагорья, где отсутствуют осадочные и вулканогенно-осадочные толщи морского генезиса, хлоридные термы не обнаружены. Все это свидетельствует в пользу немагматического происхождения основной массы хлоридных вод в областях современного вулканизма. Важным доводом в пользу инфильтрационного генезиса основной массы воды изученных гидротерм в областях современного вулканизма служат данные о их изотопном составе (см. гл. V).

Вместе с тем формирование сильноокислых сульфатных и хлоридных терм на действующих вулканах, вероятнее всего, обусловлено поступлением из магматических (видимо, промежуточных) очагов высокотемпературных сложного состава вулканических газов, содержащих H_2S , SO_2 , H_2 , CO_2 , CO , HCl , HF и др. [178, 75, 110 и др.]. При этом, исходя из парагенезиса железистых минералов магмы [113], наиболее вероятными собственно магматическими газами являются SO_2 , H_2 , H_2S , CO , CO_2 . Образование хлористого водорода возможно связано с реакциями типа



Основная масса водяного пара кислых терм, вероятнее всего, поступает из пород земной коры и фильтруется через остывающие магматические тела [83]. Углекислота вулканических районов имеет по общему признанию термометаморфическое или магматическое происхождение, что подтверждается также данными изотопного состава (см. гл. V).

Условия формирования остальных типов термальных вод в целом менее дискуссионны и достаточно полно отражены в литературе [11, 15, 70, 76, 133 и др.]. Не останавливаясь подробно на этих вопросах, отметим лишь некоторые основные положения.

Щелочные (и слабокислые) хлоридные и гидрокарбонатные соленые минеральные термы, залегающие в артезианских (и адартезианских) структурах областей современного вулканизма, так же как и в других регионах, имеют, несомненно, в основном седиментационное происхождение. В пользу этого свидетельствуют как особенности химического состава терм (высокие содержания иода, величина $\frac{Cl}{Br}$ и др.), так и литолого-фациальные, палеогеографические и палеотектонические данные (преобладание нисходящих колебательных движений в геологической истории структур и т. п.). Нет оснований противопоставлять артезианские бассейны вулканических областей артезианским бассейнам других геотектонических

регионов, так как специфика гидротермальных процессов вулканизма проявляется лишь в локальных зонах, связанных с магматическими очагами.

Щелочные сульфатные и гидрокарбонатные натриевые азотные термы, приуроченные обычно к зонам новейших разломов гидрогеологических массивов, формируются в результате процессов выщелачивания инфильтрационными водами вмещающих пород [75, 133]. Накопление сульфат-иона в этих термах отражает процессы глубинного кислотного выщелачивания и, возможно, формирования рудной минерализации в зонах разломов [15].

Вместе с тем фактические данные позволяют обосновать принципиально новые положения по вопросам генезиса щелочных хлоридных кальциево-натриевых и кальциевых (часто азотных) терм, приуроченных к морским побережьям. Выполненный региональный структурно-гидрогеологический анализ территории (см. гл. II) позволяет выдвинуть гипотезу о том, что эти термы представляют собой очаги разгрузки субаквальных адартезианских и артезианских структур. Таким образом, данные термы являются косвенными показателями нефтегазоносности водных экваторий. С учетом всего вышеприведенного нами дается положительная оценка перспектив нефтегазоносности по гидрогеохимическим показателям районов Чукотского, Берингова и Охотского морей, прилегающих к выходам хлоридных кальциево-натриевых и кальциевых терм.

Существенно азотный газовый состав этих терм, по нашему мнению, в данном случае не может служить основанием для отрицания их связи с нефтегазоносными артезианскими бассейнами. Это подтверждается, в частности, материалами по гидрогеологии Тунгусского бассейна Сибирской платформы [14]. В нижних горизонтах этого бассейна содержатся хлоридные кальциевые метановые термы, тогда как развитые здесь источники хлоридного кальциево-натриевого и кальциевого состава характеризуются азотным газовым составом.

2. О ПРОЦЕССАХ СОВРЕМЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

С учетом изложенных выше представлений об условиях формирования основных типов вулканических вод и данных о их металлогенности (см. гл. IV) кратко остановимся на рассмотрении связанных с ними процессов современного рудообразования.

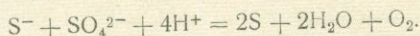
Следует отметить, что хотя этой проблеме и посвящен ряд специальных работ [178, 179, 164, 43, 61, 125, 134 и др.], многие ее вопросы еще слабо разработаны и являются дискуссионными. Особенно это касается процессов формирования гидротермальной минерализации на больших глубинах (3—4 км и более), где физико-химические условия рудообразующих растворов отличаются значительной сложностью и разнообразием и вместе с тем могут быть охарактеризованы лишь предположительно по ряду косвенных призна-

ков (для этих глубин трудно рассчитывать состав вод с учетом содержания газов).

В соответствии с принятой классификацией гидротерм современного вулканизма целесообразно рассмотреть процессы формирования рудной минерализации отдельно для кислых и щелочных терм.

С деятельностью кислых гидротерм, как известно, связаны процессы интенсивного гидротермального преобразования горных пород (опалитизация, алунитизация, аргиллитизация и др.). С ними тесно сопряжено образование серных, железных и других руд в районах действующих вулканов (Г. М. Власов, С. И. Набоко, Г. С. Дзоценидзе и др.).

Выпадение в осадок элементарной серы на фумарольных полях обусловлено в основном окислением сероводорода в связи с повышением парциального давления кислорода в газах в приповерхностных и поверхностных условиях. Образование серных руд на фумарольных полях (в том числе и в кратерных озерах) происходит только в кислых средах. При этом одной из ведущих является следующая реакция:



Крупные месторождения вулканической серы известны в Японии, где сейчас добывается из 30 шахт 200—240 тыс. т в год очищенной серы.

Отложение серы на фумарольных полях действующих вулканов сопровождается часто выпадением в осадок сульфидов железа. Согласно А. В. Зотову [73], сульфиды железа, связанные с кислыми водами, по условиям формирования на фумарольных полях могут быть подразделены на две группы: 1) осадки кислых грязевых котлов (сероводород поступает с глубины с кислыми водами, а железо извлекается из вмещающих пород); 2) осадки, образующиеся при смешении кислых вод, содержащих Fe^{2+} , и щелочных вод, богатых H_2S . Кроме того, А. В. Зотов [73] указывает на образование сульфидов железа из источников щелочных слабосероводородных вод, которые были, по-видимому, первоначально кислыми термами и нейтрализовались при взаимодействии с вмещающими породами. Важно отметить, что образование сульфидов железа в грязевых котлах на фумарольных полях происходит, по данным А. В. Зотова, при весьма низких значениях рН (до 0,6—1), хотя повышение кислотности в целом и замедляет накопление сульфидов.

Сульфиды железа, выпадающие в осадок из термальных вод на фумарольных полях, представлены обычно смесью пирита и марказита, реже одним пиритом. При этом среди них часто встречаются глобулитовые образования, сложенные пиритом. Диаметр глобулитов обычно колеблется в пределах 0,005—0,03 мм. Образование глобулитов, вероятнее всего, связано с коллоидными процессами. После перекристаллизации глобулиты превращаются в сплошные зернистые массы.

Образование сульфидов железа на fumarольных полях происходит на поверхности земли и в подземных условиях. Как указывают Г. М. Власов и О. Г. Борисов [38], железо, выносимое из вулканических пород кислыми гидротермами, частично уносится поверхностными водами, частично же уходит с просачивающимися водами на глубину, где встречаясь с сероводородом, выпадает из растворов в виде сульфидов. Такой генезис, в частности, по мнению Г. М. Власова, имеет крупное серноколчеданное месторождение Мацуо в Японии.

Окислы железа в районах действующих вулканов выпадают в осадок обычно в некотором удалении от выходов сероводородсодержащих вод. Важно отметить большое разнообразие физико-геологических обстановок накопления бурых железняков на действующих вулканах, что обуславливает, в свою очередь, большое разнообразие состава, условий залегания и морфологии вулканогенно-осадочных месторождений железа [61].

Процессы современного рудообразования, связанные с деятельностью щелочных и слабокислых терм, весьма разнообразны, но изучены они еще крайне слабо и лишь для близповерхностных частей разреза.

Довольно часто в очагах разгрузки хлоридных натриевых углекислых терм устанавливается наличие ртутной, ртутно-сурьмяной, ртутно-сурьмяно-мышьяковой, мышьяковой сульфидной минерализации [89, 134, 180, 234 и др.]. Обстоятельная характеристика месторождений ртути, связанных с современными гидротермами, дана Д. Е. Уайтом [180]. На Камчатке современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация наиболее полно изучена в кальдере Узон [134]. Здесь в очагах выходов хлоридных натриевых терм происходит отложение сульфидов Fe, As, Hg, Zn, Cu и других металлов. Содержание мышьяка в осадках достигает 30—40%, сурьмы и ртути — десятых долей процента. В Новой Зеландии в гидротермальной области Таупо Б. Г. Вейсбергом [234] обнаружены в осадках, выпадающих из термальных вод, высокие концентрации сурьмы, мышьяка, ртути, серебра, а также золота, цинка, свинца и др. (табл. 45). По подсчетам Б. Г. Вейсберга [234] в результате деятельности локальной системы горячих источников, аналогичной современным системам в Новой Зеландии, за сравнительно небольшое геологическое время (порядка 100 тыс. лет) может образоваться крупное золотое месторождение.

По-видимому, весьма активно процессы современного рудообразования протекают в зонах подземного вскипания и ошелачивания поднимающихся к поверхности земли термальных вод [43, 124 и др.]. Так, в частности, кварц-адуляровые метасоматиты Паужетки, Горячего пляжа и других месторождений перегретых вод, фиксирующих зону подземного вскипания, обогащены Ag (0,003%), Sn (до 0,006%), Zn (до 0,1%) [124]. Образование золото-серебряных близповерхностных месторождений связано с близповерхностным вскипанием перегретых щелочных (и слабокислых) гидротерм

Металлы в осадках из вод горячих источников и скважин
 Новой Зеландии (содержания, кроме указанных в %, даны в г/т) [234]

Источники и скважины	$\frac{\Sigma_{\text{мин}}}{\text{pH}}$	Au	Ag	As	Sb	Hg	Tl	Pb	Zn	W
Ваймангу, оз. Фрейинг-Пэн	$\frac{-}{3,8}$	<1	<5	>1,5%	400	—	<1	10	25	3%
Вайотапу, пруд Шампан-Пуп	$\frac{-}{5,7}$	80	175	2%	2%	170	320	15	50	—
Ротокоа, скв. 2	$\frac{-}{7,8}$	70	30	0,4%	~30%	15	0,5%	50	100	<10
Бродленс, Охаки-Пул	$\frac{-}{7,0}$	85	500	400	~10%	200	630	25	70	—
Бродленс, скв. 2	$\frac{-}{8,3}$	55	200	250	~8%	~200	~1000	50	200	—

хлоридного натриевого состава [43]. Ниже уровня вскипания гидротерм, судя по изучению пропилитов Камчатки, довольно часто развивается полиметаллическое (с серебром, свинцом, цинком, медью) оруденение, сменяющееся еще ниже медным и медно-молибденовым [43].

Важно отметить, что для образования гидротермальных месторождений вовсе не требуются высокие концентрации тех или иных металлов в термальных водах, а нужны лишь благоприятные условия для их осаждения, т. е. наличие геохимических барьеров. Такие геохимические барьеры в гидротермальных системах возникают, например, при резком изменении физико-химического состояния растворов: при выходе их на поверхность земли, отделении паровой фазы, вскипании растворов, а также при трещинообразовании [130].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа представляет собой первый опыт регионального структурно-гидрогеологического и гидрогеохимического исследований термальных вод областей современного вулканизма (и прилегающих регионов) Тихоокеанского сегмента Земли. Следует отметить большую сложность строения и условий питания современных гидротермальных систем в районах действующих вулканов. Совершенно очевидно, что детальному изучению этих гидротермальных систем должны предшествовать региональные гидрогеологические и палеогидрогеологические исследования. Только в этом случае можно правильно оценить (в зависимости от степени геологической изученности) роль подземных вод разного генезиса в формировании (или разрушении) месторождений различных полезных ископаемых.

Имеющиеся данные показывают, что в областях современного вулканизма в питании гидротерм участвуют подземные воды различного происхождения: инфильтрационные, седиментационные, метаморфогенные и ювенильные (магматические). Хотя доля последних в общем балансе термальных вод, по-видимому, и незначительна, их роль в образовании рудной минерализации (в связи с сопутствующим интенсивным поступлением серы) весьма велика. Формирование различных типов хлоридных вод, вероятнее всего, связано с процессами седиментации, катагенеза и метаморфизма.

В связи со сложным генезисом термальных вод вулканических районов различного происхождения имеют и содержащиеся в них металлы. Вместе с тем основная масса металлов, вероятнее всего, заимствована из горных пород земной коры.

В задачи дальнейших более детальных гидрогеохимических исследований термальных вод областей современного вулканизма должны быть включены палеогидрогеологические и палеогидрогеохимические исследования отдельных конкретных регионов в целях выявления в их пределах закономерностей распространения и формирования различных полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьев В. В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки.— «Труды Лабор. вулканологии АН СССР», 1961, вып. 19, с. 80—98.
2. Аверьев В. В. О природе углекислых мышьяковистых вод и их рудообразующей деятельности.— В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М., 1960, с. 80—103.
3. Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М., 1966, с. 118—128.
4. Аверьев В. В., Вакин Е. А. Термальные поля вулканического массива Большой Семьяч.— «Бюлл. вулканол. станций», 1966, № 42, с. 3—16.
5. Аверьянов И. П. Современная околожерловая фация гидротермально измененных пород вулканов Курильских островов.— В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., 1969, с. 9—29.
6. Альбинский Н. В. Химический состав термальных вод и газов Новой Зеландии.— «Докл. Географ. об-ва СССР», 1967, вып. 2, с. 55—68.
7. Альбинский Н. В. К вопросу об ювенильных водах.— «Докл. Географ. об-ва СССР», 1969, вып. 14, с. 35—41.
8. Аномальный состав гелия в вулканических газах.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 5, с. 1197—1199. Авт.: Б. А. Мамырин, И. Н. Толстихин, Г. С. Ануфриев, И. Л. Каменский.
9. Арсанова Г. И. К геохимии редких щелочей в термальных водах вулканических областей.— В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., 1969, с. 153—160.
10. Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М., Изд-во МГУ, 1965, 222 с.
11. Барабанов Л. Н., Дислер В. Н. Азотные термы СССР. М., 1968, 120 с. (Центр. науч.-исслед. ин-т курортологии и физиотерапии).
12. Барнс Г. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 286—324.
13. Басков Е. А. Основные типы гидрогеологических структур Мирового океана.— В кн.: Проблемы гидрогеологического картирования и районирования. Л., 1971, с. 22—25.
14. Басков Е. А., Зайцев И. К. Основные черты гидрогеологии Сибирской платформы.— «Труды ВСЕГЕИ», 1963, новая сер., т. 101, с. 89—151.
15. Басков Е. А., Климов Г. И. Состав и условия формирования минеральных вод Забайкалья.— «Труды ВСЕГЕИ», 1963, новая сер., т. 101, с. 50—88.
16. Басков Е. А., Суриков С. Н. Условия распространения и формирования минеральных вод Большой Курильской вулканической гряды.— В кн.: Материалы VI совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Хабаровск, 1970, с. 58—59.
17. Басков Е. А., Суриков С. Н. Металлоносность термальных вод Тихоокеанского подвижного пояса в связи с региональными прогнозами эндогенных полезных ископаемых.— В кн.: Основы научного прогноза рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 66—68.

18. Батури́н Г. Н. Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса.— В кн.: История Мирового океана. М., 1971, с. 259—277.
19. Башари́на Л. А. Исследование газообразных продуктов вулканов Ключевского и Швелуч в 1946—1947 гг.— «Бюлл. Камчатской вулканол. станции», 1953, № 18, с. 31—40.
20. Башари́на Л. А. Наблюдения за состоянием фумарол побочных кратеров вулканов Ключевского и Швелуча в 1948—1949 гг.— «Бюлл. Камчатской вулканол. станции», 1953, № 1, с. 51—59.
21. Башари́на Л. А. Фумаролы вулкана Швелуч в сентябре—декабре 1953 г.— «Бюлл. Камчатской вулканол. станции», 1956, № 24, с. 21—27.
22. Башари́на Л. А. Эксгаляция базальтовых и андезитовых лав камчатских вулканов.— В кн.: Современный вулканизм. Т. 1, М., 1966, с. 139—145.
23. Башари́на Л. А., Мархинин Е. К. Вулканические газы как производные летучих мантийной магмы.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 354—359.
24. Белоусов В. И. О роли геологических факторов в процессе становления и деятельности гидротермальных систем в областях современного вулканизма.— «Тр. Ин-та вулканологии СО АН СССР», 1967, вып. 24, с. 42—50.
25. Беммелен Ван Р. В. Геология Индонезии. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 394 с.
26. Борисов О. Г. Состояние фумарол действующих вулканов Ключевской группы и вулкана Швелуч за период с августа 1957 г. по октябрь 1958 г.— «Бюлл. вулканол. станции», 1960, № 30, с. 7—16.
27. Борисов О. Г. Особенности фумарольной деятельности на агломератовых отложениях вулкана Безымянного.— В кн.: Современный вулканизм. Т. 1, М., 1966, с. 153—160.
28. Валяшко М. Г. Эволюция химического состава воды океана.— В кн.: История Мирового океана. М., 1971, с. 97—104.
29. Вакин В. А. Условия обводненности некоторых вулканических сооружений Юго-Восточной Камчатки.— В кн.: Современный вулканизм. Т. 1, М., 1966, с. 161—167.
30. Василевский М. М., Ротман В. К. Мезо-кайнозойские вулканогенно-рудные формации Охотско-Ниппонской геосинклинальной области.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., 1965, с. 258—267.
31. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 4. Кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960, 652 с.
32. Виленский М. А., Севостьянов К. М. О некоторых гидрогеологических особенностях Западно-Тихоокеанского нефтегазоносного пояса.— «Сов. геология», 1970, № 9, с. 50—64.
33. Ветштейн В. Е. Изучение изотопного состава кислорода природных вод с помощью прецизионного масс-спектрального анализа.— «Isotopenpraxis», 1968, 4, Н. 6, seite 227—230.
34. Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной коры. М., 1964, с. 5—21.
35. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967, 214 с.
36. Виноградов В. И. Изотопный состав серы в термопроявлениях Камчатки и Курильских островов и его генетическое значение.— В кн.: Очерки геохимии ртути, молибдена, серы в гидротермальном процессе. М., 1970, с. 258—271.
37. Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964, 220 с.
38. Власов Г. М., Борисов О. Г. Дифференциация магматических эманаций и значение кислотных изменений при поисках руд.— «Зап. ВМО», 1969, ч. ХСVIII, вып. 5, с. 517—529.
39. Влодавец В. И. Вулканы и вулканические образования Семьянского района.— «Труды Лаб. вулканологии АН СССР», 1958, вып. 16, 192 с.
40. Волынец В. Ф., Задорожный И. К., Флоренский К. П. Изучение изотопного состава компонентов вулканических эксгаляций в связи

с проблемой их генезиса.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 364—368.

41. Воробьев О. Г., Голубовский М. Б. К вопросу о классификации и формировании минеральных источников Курильских островов.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Л., 1966, с. 136—148.

42. Воронова Л. Г., Сидоров С. С. Сравнительная характеристика фумарольных газов некоторых вулканов Курильских островов.— В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М., 1966, с. 146—152.

43. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. Отв. ред. Г. М. Власов. М., «Наука», 1971, 360 с.

44. Гавриленко Е. С., Дерпгольц В. Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев, «Наукова думка», 1971, 272 с.

45. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968, 224 с.

46. Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном процессе.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 6, с. 26—39.

47. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Госгостехиздат, 1961. 344 с. Авт.: М. Б. Белова, В. Г. Васильев, Г. М. Власов, Л. П. Грязнов, И. Е. Дабкин, Ю. В. Жигалов, И. Н. Карбиничий, Е. Р. Кленов, В. В. Крылов, В. А. Титов.

48. Геологическое строение и метасоматический эффект разгрузки термальных вод месторождения Горячий пляж.— В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., 1969, с. 47—80. Авт.: С. И. Набоко, В. М. Дуничев, С. Ф. Главадских, И. И. Ризнич.

49. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Отв. ред. Л. И. Красный. М., «Недра», 1966, 516 с.

50. Геология и минеральные ресурсы Японии. Ред. М. Сайто. М., Изд-во иностр. лит., 1961, 287 с.

51. Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., «Наука», 1966, 432 с.

52. Гидрохимическая карта СССР. Минеральные воды. Масштаб 1:7 500 000. Гл. ред. И. К. Зайцев, Н. И. Толстихин. Л., 1969 (ВСЕГЕИ).

53. Голева Г. А., Нечаева Т. П., Поляков В. А. Особенности распространения и формы миграции свинца в природных водах.— «Геохимия», 1970, № 3, с. 344—357.

54. Голева Г. А., Быкова Е. П., Воробьева И. Н. Распространение и формы миграции меди в подземных водах.— «Геохимия», 1968, № 5, с. 586—594.

55. Голева Г. А., Кривенков А., Гудзь З. Г. Геохимические закономерности распространения и формы миграции золота в природных водах.— «Геохимия», 1970, № 6, с. 744—757.

56. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967, 288 с.

57. Грейтон Л. К. Предположения о вулканическом тепле. М., Изд-во иностр. лит., 1949, 166 с.

58. Гриненко В. А., Иванов М. В., Лейн А. Ю. Экзогенный круговорот серы в районах активного вулканизма.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 368—374.

59. Гутенберг Б., Рихтер Ч. Ф. Сейсмичность Земли. М., Изд-во иностр. лит., 1948, 160 с.

60. Гуревич М. С. О генезисе природного азотного газа.— «Труды ВСЕГЕИ», 1968, новая сер., т. 134, с. 123—134.

61. Дзюценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969, 344 с.

62. Дзенс-Литовский А. И., Толстихин Н. И. Минеральные воды Северной Азии в связи с ее геологическим строением.— «Труды XVII Международного геологического конгресса», 1940. Т. 5, с. 163—181.

63. Дуброва Н. В., Несмелова З. Н. Изотопный состав углерода природного метана.— «Геохимия», 1968, № 9, с. 1066—1071.
64. Дуничев В. М. Кислые сваренные туфы в недрах гидротермальной системы Горячий пляж.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 276—280.
65. Заварзин Г. А., Васильева Л. В., Трыкова В. В. Об участии микроорганизмов в поствулканических процессах.— «Изв. АН СССР. Сер. биол.», 1967, № 4, с. 605—612.
66. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1944, 324 с.
67. Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР.— «Бюлл. ВСЕГЕИ», 1959, № 1, с. 123—136.
68. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР.— «Труды ВСЕГЕИ», 1963, новая сер., т. 101, с. 5—35.
69. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Классификация подземных вод и горных пород — основа гидрогеологического картирования и районирования.— В кн.: Проблемы гидрогеологического картирования и районирования. Л., 1971, с. 4—16.
70. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод на территории СССР. М., «Недра», 1972, 280 с.
71. Зеленев К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972, 216 с.
72. Земная кора. Гл. ред. А. Полдерварт. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 787 с.
73. Зотов А. В. Современное образование некоторых марганцевых минералов на вулкане Менделеева на о. Кунашир.— «Зап. ВМО», 1968, вып. 3, с. 273—281.
74. Зотов А. В. Ярозит в осадках термальных вод о. Кунашир.— В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., 1970, с. 165—187.
75. Иванов В. В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР.— В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М., 1960, с. 171—260.
76. Иванов В. В. Основные геохимические обстановки формирования гидротерм областей современного вулканизма.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., 1964, с. 240—259.
77. Иванов В. В. О роли подземных вод в газо-гидротермальной деятельности областей современного вулканизма.— В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М., 1966, с. 174—185.
78. Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. М., «Наука», 1964, 368 с.
79. Ивао Ш. Геохимическое изучение кремнистых и алунитовых месторождений района Угусу (Япония).— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965, с. 141—152.
80. Ициксон М. И., Красный Л. И., Матвеев В. Т. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., 1965, с. 181—196.
81. Ициксон М. И., Шаталов Е. Т. Металлогенические проблемы Тихоокеанского рудного пояса по современным данным.— «Труды ВСЕГЕИ», 1968, новая сер., т. 155, с. 22—34.
82. Йенсен М. Л. Изотопы серы и проблемы минерогенеза.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 129—147.
83. Кадик А. А., Лебедев Е. П., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971, 268 с.
84. Калабин А. И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР. Магадан, 1960, 472 с. «Труды ВНИИ-1», т. 18.

85. Калинин М. К. Нефтегазоносность акваторий мира. М., «Недра», 1969, 223 с.
86. Карта минеральных вод СССР. Масштаб 1 : 4 000 000. Гл. ред. В. В. Иванов. М., 1968. (ГУГК при СМ СССР).
87. Каталог минеральных вод СССР. Гл. ред. В. В. Иванов. М., 1969. 288 с. (Центр. науч.-исслед. ин-т курортологии и физиотерапии).
88. Кирюхин В. А., Резников А. А. Новые данные по химическому составу азотных терм юга Дальнего Востока.—«Материалы Комиссии по изуч. подземных вод Сибири и Дальнего Востока», 1962, вып. 1, с. 71—83.
89. Комкова Л. А., Масуренков Ю. П., Филькова Е. М. Осаждение железа и мышьяка термальными водами.—В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 288—293.
90. Кобаякава М. Изотопный состав природных вод (сообщение 3). Содержание дейтерия в воде горячих источников.—«Нихон кагаку дзасси», 1960, т. 81, № 1, с. 1682—1687.
91. Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука», 1965, 146 с.
92. Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах.—«Геология рудных месторождений», 1962, № 5, с. 3—12.
93. Кравцов А. И. Геология и геохимия природных зон газов глубинных разломов.—В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. Киев, 1971, с. 205—222.
94. Крайнов С. Р. Распространение германия в минеральных водах. М., ОНТИ ВИАМС, 1965, 19 с. (Информ. сообщ. Вып. 52. Сер. гидрогеол. и инж. геол.).
95. Крайнов С. Р., Волков Г. А., Королькова М. Х. Особенности распространения и формы миграции микроэлементов Zn, Cu, Hg, Li, Rb, Cs, As в углекислых водах Эльбрусского вулканического района.—«Геохимия», 1966, № 2, с. 180—196.
96. Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений). М., «Недра», 1973, 296 с.
97. Красный Л. И. Тихоокеанский подвижной пояс — важнейшая планетарная структура.—«Труды ВСЕГЕИ», 1968, новая сер., т. 155, с. 10—21.
98. Красинцева В. В. Гидрогеохимия хлора и брома. М., «Наука», 1968, 196 с.
99. Краускопф К. В. Горные породы как источник металлоносных флюидов.—В кн.: Геохимия рудных месторождений. М., 1970, с. 11—39.
100. Кропоткин П. Н., Шахворстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского пояса.—«Труды ГИН», 1965, вып. 134, 366 с.
101. Крылов М. М. Краткий обзор подземных вод Китая. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1958, 62 с.
102. Лебедев А. М., Бугельский Ю. Ю. О металлоносности высокоминерализованных термальных вод Челекена.—«Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 3, с. 82—87.
103. Леонова Л. Л. К вопросу об источниках бора в термальных водах Горячего пляжа (о. Кунашир).—«Геохимия», 1969, № 10, с. 1278—1280.
104. Леонтьев О. К. Дно океана. М., «Мысль», 1968, 319 с.
105. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. 1. М., Гос. науч.-техн. горно-геолого-нефтяное изд-во, 1934, 188 с.
106. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 1—2. М., «Наука» 1972, т. 1 — 478 с., с. 2 — 381 с.
107. Маврицкий Б. Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М., «Наука», 1971, 242 с.
108. Маринов Н. А., Попов В. Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963, 451 с.
109. Маринов Н. А. Принципы и схема гидрогеологического районирования территории Азии.—В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., 1971, с. 33—43.
110. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967, 255 с.

111. Масуренков Ю. П. Выделение воды магматическим расплавом.— «Труды Лаб. гидрогеол. проблем им. Саваренского», 1962, т. 48, с. 33—41.
112. Махон У. А. Дж. Химические исследования пара и воды, выделяющихся из скважин и горячих источников Каверау.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965, с. 128—140.
113. Мацуо С. О происхождении вулканических газов.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965, с. 61—77.
114. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966, 274 с.
115. Меняйлов И. А., Никитина Л. П. Изменение лав вулкана Безымянного под действием фумарольного фактора.— «Бюлл. вулканол. станций», 1966, № 42, с. 66—75.
116. Меняйлов И. А., Никитина Л. П. О поведении серы и хлора в фумарольных газах перед усилением активности вулканов.— «Труды Ин-та вулканологии СО АН СССР», 1967, вып. 24, с. 42—50.
117. Меняйлов И. А. Фумарольные газы пирокластических потоков вулканов Безымянного и Катмаи.— В кн.: Вулканы и извержения. М., 1969, с. 78—81.
118. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Т. 1. Под общ. ред. В. Г. Ткачук и Н. И. Толстихина. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, 348 с.
119. Муликовская Е. П., Толстихин О. Н. О содержании германия в воде некоторых источников Камчатки.— «Геохимия», 1958, № 4, с. 392—395.
120. Мурдмаа И. О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971, с. 97—104.
121. Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. М., Изд-во АН СССР, 1959, 304 с.
122. Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка).— «Труды Лаб. вулканологии АН СССР», 1961, вып. 19, с. 99—114.
123. Набоко С. И. Современные фации гидротермально-измененных пород.— В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М., 1966, с. 129—135.
124. Набоко С. И. Роль наземного вулканизма в процессах рудообразования.— «Геология и геофизика», 1970, № 1, с. 22—30.
125. Набоко С. И., Главадских С. Ф. Современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация на Узоне (Камчатка).— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 299—305.
126. Накагава Р. Малые элементы в сернистых натеках горячего источника Тамагава, префектура Акига-Нихон кагаку дзасси.— «Journ. Chem. Soc. Japan. Pure Chem. Sec.», 1965, v. 86, № 1, pp. 46—48.
127. Накамура Х., Маэда К. Термальные минерализованные воды в Японии.— «Bull. Geol. Surv. Japan», 1958, v. 11, № 6, pp. 41—51.
128. Наконник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Наука», 1968, 336 с.
129. Нефтегазоносные бассейны земного шара. Под ред. И. О. Брода и И. В. Высоцкого. М., «Недра», 1965, 598 с.
130. Никитин В. Д., Рундквист Д. В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования.— «Зап. ВМО», 1967, ч. 96, вып. 5, с. 597—607.
131. Новые данные о содержании кислорода-18 в некоторых вулканических, термальных и минеральных водах Курил, Камчатки, Забайкалья.— «Сов. геология», 1971, № 9, с. 98—108. Авт.: В. Е. Ветштейн, Е. А. Басков, Г. И. Климов, Г. А. Малюк, С. Н. Суриков.
132. Ногутти К., Накагава Р. Мышьяк в термальных водах и в отложениях горячих источников Мандза, префектура Гумма-Онсэн кагаку.— «Journ. Balneol. Soc. Japan», 1969, v. 20, № 1, pp. 1—5.
133. Овчинников А. М. Минеральные воды. Изд. 2-е, исправл. и дополн. М., Госгеолтехиздат, 1963, 374 с.
134. Озерова Н. А., Набоко С. И., Виноградов В. И. Ртутно-сурьмяно-мышьяковая минерализация современных гидротерм Камчатки и Курильских островов.— «Геология и геофизика», 1971, № 1, с. 3—9.

135. Окраины континентов и островные дуги. Под ред. У. Х. Пула. М., «Мир», 1970, 368 с.
136. О нефтеносности гидротермальных систем, связанных с вулканизмом.—«Геология и геофизика», 1971, № 2, с. 3—14. Авт.: Н. С. Бескровный, С. И. Набоко, С. Ф. Главадских, В. И. Ермакова, Б. А. Лебедев, С. Д. Талиев.
137. Павлов А. Л. Термодинамические особенности поведения серебра и сопутствующих элементов при рудообразовании в зоне разгрузки рудообразующих гидротермальных систем.—В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, 1971, с. 75—112.
138. Паужетские горячие воды на Камчатке. Отв. ред. Б. И. Пийп. М., «Наука», 1965, 208 с.
139. Петров В. С. Термальные источники хребта Тумрок (Восточная Камчатка) и минеральные отложения из них.—В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., 1970, с. 144—157.
140. Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937, 268 с.
141. Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966, 332 с.
142. Пилипенко Г. Ф. Гидрохимическая аномалия Узонского термального поля на Камчатке.—В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 229—238.
143. Поляк Б. Г., Вакин Е. А., Овчинникова Е. Н. Гидрогеотермические условия вулканического района Камчатки. М., «Наука», 1965, 96 с.
144. Поляк Б. Г. Геотермические особенности областей современного вулканизма (на примере Камчатки). М., «Наука», 1966, 180 с.
145. Попова А. К., Смирнов Я. Б., Удинцев Г. Б. Глубинный тепловой поток и его связь с тектоническим строением дна Тихого океана.—«Океанология», 1969, № 3, с. 452—461.
146. Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.—«Труды ГИН», 1972, вып. 234, 224 с.
147. Ранкама К. Изотопы в геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1956, 464 с.
148. Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967, 316 с.
149. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Наука», 1964, 437 с.
150. Ротман В. К. Об андезитовой линии Тихого океана и андезитовом вулканизме.—В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 25—30.
151. Русанов Б. Д. О влиянии молодых поднятий и соленосных фаций пород на формирование состава подземных вод.—«Труды ЛГМИ», 1961, вып. 11, с. 45—64.
152. Русинов В. Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М., «Наука», 1972, 204 с.
153. Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртuti. М., «Наука», 1972, 336 с.
154. Святовский В. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука», 1967, 220 с.
155. Серафимова Е. К. Особенности химического состава fumarольных газов Мутновского вулкана.—«Бюлл. вулканол. станций», 1966, № 42, с. 56—65.
156. Сигвалдсон Т. Е., Уайт Д. Е. Гидротермальные изменения пород, наблюдаемые по кернам двух буровых скважин (источники Стимбот, Невада).—В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965, с. 153—160.
157. Сидоренко А. В. Геология — наука будущего. М., «Знание», 1964, 64 с.
158. Сидоров С. С. Термальные воды Курильских островов.—В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М., «Наука», 1966, с. 211—218.
159. Сидоров С. С. Условия формирования и геохимические особенности весьма кислых термальных вод Курильских островов.—В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1967, с. 80—87.

160. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 2-е. М., «Недра», 1969, 688 с.
161. Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 2, с. 13—28.
162. Созинов Н. А. О химическом составе и микроэлементах гидротерм КНДР.— В кн.: Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры. М., 1964, с. 87—106.
163. Смыслов А. А. Тепловой режим земной коры и подкорковых масс.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 5. М., 1969, с. 261—278.
164. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
165. Справочник термальных источников Японии. Под ред. С. Мацуюма. Нихон онсэн тайкан, Токио, 1941.
167. Сущевская Т. М., Сняжкова С. И., Маркова И. В. Экспериментальные данные о концентрации некоторых рудных элементов в гидротермальных растворах.— «Геохимия», 1970, № 6, с. 693—699.
168. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 10 000 000. Под ред. Ю. М. Пушаровского и Г. Б. Удинцева. Изд. ГУГК при СМ СССР, 1970.
169. Тепловой режим недр СССР. Под ред. Ф. А. Макаренко и Б. Г. Поляка. 1970. 224 с. (Труды ГИН. Вып. 218).
170. Ткаченко Р. И. Гидротермальное изменение пород и перемещение основных породообразующих компонентов водами вулканического происхождения.— В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М., 1966, с. 168—173.
171. Толстихин Н. И. Провинции минеральных вод СССР.— «Проблемы геологии», 1938, № 3, с. 16—25.
172. Толстихин Н. И. Гидрогеологические структуры Земли и проблемы формирования подземных вод.— В кн.: Формирование подземных вод артезианских бассейнов. Л., 1968, с. 4—8.
173. Толстихин О. Н. Термальные воды Камчатки и проблемы их освоения.— «Сов. геология», 1958, № 2, с. 119—133.
174. Толстихин О. Н. Углекислые минеральные воды Камчатки.— «Сов. геология», 1962, № 10, с. 75—87.
175. Толстихин О. Н. Некоторые вопросы формирования ювенильных вод складчатых областей.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», 1962, вып. 10, с. 3—16.
176. Томпсон Г. Е. К. Изменения содержания хлора и интенсивности гидротермальной деятельности в долине гейзеров Вайракея.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965, с. 103—107.
177. Трухин Ю. П. Некоторые особенности гидротермального метаморфизма на Больше-Банном гидротермальном месторождении.— В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., 1969, с. 89—167.
178. Уайт Д. Е. Термальные источники и эпитеральные рудные месторождения.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., 1959, с. 94—149.
179. Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965, с. 78—100.
180. Уайт Д. Е. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 479—529.
181. Уайт Д. Е., Уоринг Дж. А. Вулканические эманации.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965, с. 9—48.
182. Уайт Д. Е., Андерсон Е. Т., Груббс Д. Е. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизирующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965, с. 167—172.
183. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972, 394 с.
184. Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим

данным на 1964 год.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Т. 3. М., 1966, с. 8—25.

185. Феодотьев К. М. О формировании гидротермальных растворов, содержащих тяжелые элементы.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., 1967, с. 68—77.

186. Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1959, 858 с.

187. Флоренский К. П. К вопросу об изучении вулканических газов.— «Труды Лабор. вулканологии АН СССР», 1958, вып. 13, с. 160—165.

188. Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов.— «Тр. Лабор. вулканологии АН СССР», 1961, вып. 19, с. 34—44.

189. Ходаковский И. Л. О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах.— «Геохимия», 1966, № 8, с. 960—971.

190. Ходьков А. Е., Валуконис Т. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1968, 216 с.

191. Черняев А. М., Черняева Л. Е., Бабченко В. Н. Гидрогеохимия малых, редких и рассеянных элементов. Л., Гидрометеониздат, 1970, 162 с.

192. Черников А. А., Корсакова Н. В. Миграция циркония в некоторых минеральных и пресных подземных водах.— В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М., 1966, с. 252—272.

193. Швец В. М., Селецкий Ю. Б. Органические вещества в термальных водах Южной Камчатки.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 2, с. 441—444.

194. Шеньо М., Тазиев Г., Фабр Р. О составе вулканических эманаций архипелага Новые Гебриды.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965, с. 53—57.

195. Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968, 234 с.

196. Щербина В. В. Основы геохимии. М., «Недра», 1972, 296 с.

197. Эллис А. Дж. Геохимия гидротерм вулканических районов.— В кн.: Проблемы геохимии. М., 1965, с. 167—179.

198. Эллис А. Дж. Химия некоторых исследованных геотермальных систем.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 389—427.

199. Allen E. T., Zies E. G. Chemical study of the fumaroles of the Katmai region. Carnegie Inst., Washington, 1923, Paper 485, pp. 79—155.

200. Allen E. T., Day A. L. Hof Springs of the Yellowstone National Park. Carnegie Inst., Washington, pub. 466, 1935, 525 p.

201. Vanwell C. J. Thermal Energy from the Earth's Crust. Introduction and part I.—New Zealand Journ. of Geol. and Geophys., 1963, v. 6, N 1, pp. 52—69.

202. Catalogue of the Active Volcanoes of the World Including Solfatara Fields. Pt. 15. Chilean continent. By L. Casertano. Napoli, 1963, 55 p.

203. Clarke W. B., Beg M. A., Craig H. Excess He³ in the Sea Evidence for Terrestrial Primordial Helium.—Earth and Planetary Science Letters, 1969, v. 6, N 3, pp. 213—220.

204. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. Science. 133, 1961, pp. 1702—1703.

205. Craig H., Boato G., White D. E. Isotopic Geochemistry of Thermal Waters.—Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 65, 1243 pp.

206. Day A. L., Allen E. T. The Volcanic Activity and Hot Springs of Lassen Peak. Carnegie Inst., Washington, pub. 360, 1925, 190 p.

207. Earlich G. G., Shoen R. Possible Role of Sulfur—Oxidizing Bacteria in Surficial Acid Alternation near Hot Springs.—Geol. Surv. Prof. Paper, N 575—C, 1967.

208. Fontaine H. Sources Thermal et Minerales do Sud Viet—Nam.—Intern. Geol. Congr. Report of the Twenty—Third Session Czechoslovakia, 1968, v. 19, p Prague, 1969, pp. 63—68.

209. Friedman J., Deuterium Content of Natural waters and Others Substances.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1953, v. 4, N 1/2, pp. 89—103.
210. Friedman J. and Smith R. Deuterium content of natural waters in some volcanic glasses.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1958, v. 15.
211. Golding R. M., Speer M. G. Alkaly Ion Analysis of Thermal Waters in New Zealand.—*New Zealand Journ. of Sci.*, 1961, v. 4, N 2, pp. 203—213.
212. Gottfried D., Rowe J. J., Tilling R. J. Distribution of Gold in Igneous Rocks.—*Geol. Surv. Prof. Paper* 727, 1972, 42 p.
213. Healy J. The Hot Springs and Geothermal Resources of Fiji.—*Bull. New Zealand Depart. of Sci. and Indust. Research*, 1960, N 136.
214. Heming R. F. The Mineral and Thermal Waters of the Territory of Papua and New Guinea.—*Intern. Geol. Congr. Report of the Twenty—Third Session Czechoslovakia*, 1968, v. 19, Prague, 1969, pp. 293—304.
215. Hulston J. R., Mc Cabe W. J. Mass spectrometer measurements in the thermal areas of New Zealand.—*Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1962, v. 26, pp. 383—397.
216. Ikeda N. Chemical Studies of the Hot Springs of Arima VII. Investigation on the Tenmanguno—yu Spring, Arima Area 5.—*Journ. Chem. Soc. Japan*, 1956, N 77, N 10, pp. 1079—1082.
217. Iwasaki J. Volcanic gases of Japan.—*Bull. Tokyo Technol. Inst.*, 1962, N 47.
218. Mazon E., Wasserburg G. J. Helium, Neon, Argon, Krypton and Xenon in Gas Emanations from Yellowstone and Lassen Volcanic National Parks.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965, v. 29, N 5, pp. 443—454.
219. Murata K. J. An Acid Fumarolic Gas from Kilauea Iki, Hawaii.—*U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 537—C, 1966, pp. C1—C6.
220. Nakamura H. Report on the Geological Study of Hot Springs in Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, N 192, 1962, 126 p.
221. Nakamura H. Mineral and Thermal Wates of Japan.—*Intern. Geol. Congr. Report of the Twenty—Third Session Czechoslovakia*, 1968, v. 19, Prague, 1969, pp. 45—62.
222. Ritchie J. A. Arsenic and Antimony in Some New—Zealand Thermal Waters.—*New—Zealand Journ. of Sci.*, 1961, v. 4, N 2, pp. 218—229.
223. Pitakpaivan K. Thermal Springs in Thailand.—*Intern. Geol. Congr. Report of the Twenty—Third Session Czechoslovakia*, 1968, v. 19, Prague, 1969, pp. 69—74.
224. Rojas J. S. Thermal and Mineral Waters in Chile.—*Intern. Geol. Congr. Report of the Twenty—Third. Session. Czechoslovakia*, 1968, v. 19, Prague, 1969, pp. 257—265.
225. Sato K. On the Types of Japanese Volcanic Thermal Water.—*Japan. Journ. of Geol. and Geogr.*, 1961, v. 32, N 2, pp. 293—315.
226. Scott R. C. Records of Postearth—quake Chemical quality of Ground Water.—*Geol. Surv. Prof. Paper* 435—p, 1964.
227. Silar J. On the Origin of the Mineral Springs in Yinnan (China).—*Intern. Geol. Congr. Report of the Twenty—Third Session Czechoslovakia*, 1968, v. 17, Prague, 1968, pp. 45—51.
228. Shepherd E. S. The Gases in rocks and Some Related Problems.—*Am. Journ. Sci.*, 5 th ser., 1938, 35 A.
229. Souther J. G., Halstead E. C. Mineral and Thermal Waters of Canada.—*Intern. Geol. Congr. Report of the Twenty—Third Session Czechoslovakia*, 1968, v. 19, Prague, 1969, pp. 225—256.
230. Takano B. Barium and Lead Content of Tamagawa Hot Spring. Waters, Akita.—*Scient. Papers, Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, 1969, v. 19, N 1, pp. 81—86.
231. Uzumasa Y. Chemical Investigation of Hot Springs in Japan.—*Tokyo, Tsukiji Shokan Co.*, 1965, 189 p.
232. Versey H. R. Thermal and Mineral Spirngs of jamaica.—*Intern. Geol. Congr. Report of the Twenty—Third Session Czechoslovakia*, 1968, v. 19, Prague, 1969, pp. 265—268.

239. Waring G. A. Thermal Springs of the United States and Other Countries of the World. A Summary. Washington, 1965. Geol. Survey Profess. Paper 492, 382 p.

234. Weissberg B. G. Gold—Silver Ore—Grade Precipitates from New Zealand Thermal Waters.—Econ. Geol., 1969, v. 64, N 1, pp. 95—108.

235. White D. E. Magmatic, Connate and Metamorphic Waters.—Bull. of the Geol. Soc. of America, 1957, v. 68, N 12, part I, pp. 1659—1682.

236. White D. E., Hem J. D., Waring G. A. Chemical Composition of Subsurface Waters.—U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 440—F, 1963, pp. F1—F67.

237. White D. E. Metal Contents of Some Geothermal Fluids.—Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Prague, 1965, v. 2, pp. 432—443.

238. White D. E. Environments of Generation of Some Base—Metal Ore Deposits.—Econ. Geol., 1968, v. 63, N 4, pp. 301—335.

239. White D. E. Thermal and Mineral Waters of the United States—Brief Review of Possible Origins.—Intern. Geol. Congr. Report of the Twenty—Third Session Czechoslovakia, 1968, v. 19, Prague, 1969, pp. 269—286.

240. Williams J. R. Ground Water in the Permafrost Regions of Alaska.—Geol. Surv. Prof. Paper, 696, 1970, 83 p.

241. Wilson S. H. The Chemical Investigation of the Hot Springs of the New Zealand Thermal Region.—Pacific Sci. Cong., 7 th, New Zealand, 1949, Proc., v. 2, Geology, 1953, 449 p.

242. Wilson H. Application of sulfur isotope ratios of volcanological and geothermal problems.—Bull.—volcanologique, 1966, v. 29.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Краткие сведения о геологическом строении и общих гидро-геологических условиях региона	5
1. Тектоническое и металлогеническое районирование	5
2. Вулканизм	12
3. Сейсмичность	19
4. Геотермия	19
5. Структурно-гидрогеологическое районирование	21
Глава II. Состояние изученности термальных вод	38
Глава III. Состав и закономерности распространения основных типов термальных вод	48
1. Кислые термальные воды	52
2. Щелочные (и слабокислые) термальные воды	58
3. Региональные закономерности распространения термальных вод	71
Глава IV. Металлоносность термальных вод	80
1. Группа металлических рудных элементов	81
Подгруппа меди	81
Подгруппа цинка	85
Подгруппа германия	88
Подгруппа галлия	92
2. Группа металлоидных и металлогенных элементов	94
3. Группа железа	97
4. Группа молибдена	101
5. Группа щелочных металлов	104
6. Группа бериллия	108
7. Группа редких металлов	111
8. Алюминий	112
9. Фосфор	113
10. Бор	113
11. Региональные закономерности металлоносности термальных вод	114
Глава V. Изотопный состав термальных вод	118
1. Изотопы водорода	118
2. Изотопы кислорода	122
3. Изотопы углерода	123
4. Изотопы азота	123
5. Изотопы аргона	125
6. Изотопы гелия	128
7. Изотопы серы	130
Глава VI. Бактериальный состав термальных вод	132
Глава VII. Корреляционные связи компонентов состава термальных вод	137

Глава VIII. Вопросы взаимосвязи гидрогеохимической зональности и процессов вторичного преобразования горных пород в очагах разгрузки термальных вод

Глава IX. Условия формирования основных типов термальных вод и процессы современного рудообразования 146

1. Формирование термальных вод 146

2. О процессах современного рудообразования 154

Заключение 158

Список литературы 159

*Евгений Алексеевич Басков,
Станислав Николаевич Суриков*

**ГИДРОТЕРМЫ ТИХООКЕАНСКОГО
СЕКМЕНТА ЗЕМЛИ**

Редактор издательства *Л. И. Березовская*

Технические редакторы *Л. В. Дунаева,
В. В. Соколова*

Корректор *А. П. Стальнова*

Сдано в набор 10/IX 1974 г. Подписано в печать
15/I 1975 г. Т-00334. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага № 2. Печ. л. 10,75. Уч.-изд. л. 12,21.
Тираж 1400 экз. Заказ № 729/11706—2.
Цена 1 р. 36 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»

1р.36к.

1221

НЕДРА