

И. С. Ломоносов

**ГЕОХИМИЯ
И ФОРМИРОВАНИЕ
СОВРЕМЕННЫХ
ГИДРОТЕРМ
БАЙКАЛЬСКОЙ
РИФТОВОЙ ЗОНЫ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

550.4 : 557.49

И. С. ЛОМОНОСОВ

ГЕОХИМИЯ
И ФОРМИРОВАНИЕ
СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ
БАЙКАЛЬСКОЙ
РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Ответственный редактор д-р геол.-минерал. наук, проф *В. Г. Ткачук*

1112



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1974



В монографии освещены закономерности распространения термальных вод на рассматриваемой территории, уточнены существующие схемы районирования, произведена их систематизация по газовому и химическому составу. Изучены влияние геолого-тектонической обстановки на формирование отдельных составляющих современных гидротерм, их изотопный состав и роль таких факторов, как тепловой поток, сейсмичность, глубинное строение земной коры и верхней мантии, проведены палеогидрологические реконструкции. Предложена модель формирования современных гидротерм. Сделан вывод о большой роли современных гидротерм в размещении рудных концентраций металлов; приуроченность их к участкам пересечения скрытых поперечных разломов фундамента и глубинных продольных разломов дает возможность прогнозировать размещение связанных с их деятельностью месторождений полезных ископаемых. Большие перспективы связаны с использованием современных гидротерм в бальнеологии, термоэнергетике и при прогнозировании землетрясений.

Книга представляет интерес для гидрогеологов, гидрохимиков, геохимиков, геологов, бальнеологов и специалистов других областей геологических знаний.

В В Е Д Е Н И Е

Вопросы геохимии и формирования подземных вод, залегающих на глубинах 3—5 км и более в изверженных и метаморфических породах горно-складчатых областей земной коры, освещены в гидрологической литературе недостаточно и являются дискуссионными.

Одним из наиболее перспективных объектов для изучения этих вопросов на Евро-Азиатском континенте, исключая районы современной вулканической деятельности, является территория Прибайкалья, относящаяся к Байкальской рифтовой зоне. Заложенная в палеогене и развивающаяся в настоящее время Байкальская рифтовая зона представляет активизированную область земной коры и характеризуется интенсивным кайнозойским (вплоть до голоценового) вулканализмом, значительными геофизическими и, в частности, температурными аномалиями (тепловой поток через дно оз. Байкал достигает $2,8-3,2 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, в три раза больше, чем в смежных районах, и сопоставим с тепловым потоком таких вулканических районов мира, как Япония, Камчатка и др.), высокой сейсмичностью (сила землетрясений до IX—X и более баллов, по шкале MSK-64), наличием большого количества живущих глубинных разломов, с которыми связаны многочисленные выходы термальных вод, и другими признаками высокой современной тектонической активности.

Изучение рифтовых зон — одна из ведущих проблем в комплексе исследований внутреннего строения Земли. Опоясывая земной шар на протяжении около 60 тыс. км, система рифтов прослеживается в основном на дне океанов и лишь местами входит в пределы континентов, где состоит из ряда крупных линейно-вытянутых грабенов, ограниченных зонами глубинных разломов. Особенности геологического строения рифтовых зон позволяют считать их структурами весьма глубокого заложения, связанными не только с корой, но и верхней мантией Земли.

Байкальская рифтовая зона — вторая по величине на континентах после Восточно-Африканской. Она включает впадину оз. Байкал, занимающую центральное положение в системе грабенов, и протягивается из Северо-Западной Монголии через Восточно-Сибирские нагорья в пределы Южной Якутии.

Автор начал изучение современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны в 1963 г., когда лаборатория геохимии и формирования подземных вод ИЗК СО АН СССР приступила к исследованию терм Восточной Сибири с целью решения вопросов их формирования и практического использования в народном хозяйстве. В 1964—1965 гг. работы проводились в связи с обоснованием схемы проекта освоения природных ресурсов и развития производительных сил бассейна оз. Байкал по межлабораторной теме: «Геологические основы комплексного народнохозяйственного освоения Прибайкалья». В результате в 1968 г. была издана коллективная монография «Гидротермология Прибайкалья». Продолжением этих работ в 1966—1971 гг. явилось детальное изучение современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны.

На основании комплекса полевых и лабораторных гидрогеологических и гидрохимических исследований получены новые данные по солевому и микрокомпонентному составу термальных вод. Ранее, например при изучении химического состава термальных вод прибайкалья, совсем или во многих случаях не учитывались такие компоненты, как калий, карбонат-ион, фтор, что приводило к ошибочному представлению об их химическом составе. Еще хуже обстоит дело с микрокомпонентным составом гидротерм. До сих пор в опубликованной литературе почти нет сведений о количественном содержании тех или иных микрокомпонентов в термальных водах Прибайкалья. Все немногочисленные характеристики микрокомпонентного состава гидротерм приводились на основании ограниченных данных полуколичественного спектрального анализа сухих остатков вод.

Выполненные нами гидрогеологические исследования позволили выяснить основные закономерности распространения современных гидротерм, условия их залегания и выхода на поверхность, особенности химического, газового, микрокомпонентного и изотопного состава, а также подойти к решению вопросов формирования этой интересной разновидности природных вод, близких по своей природе к минералообразующим растворам, участвующим в создании различных типов гидротермальных месторождений. На основании полученного материала и анализа палеогидрогеологических условий дана оценка ресурсов термальных вод (температура более 20° С) с точки зрения их использования для практических целей. Намечены участки, перспективные для создания комплексных теплофикационных хозяйств, оздоровительных учреждений, а на основании термо-гидрохимических аномалий составлена прогнозная карта поисков месторождений полезных ископаемых.

В гидрогеологических исследованиях большую помощь оказали автору лаборанты Э. Б. Харлашкин, Э. В. Малых и Л. М. Кунгурцев, разделившие с ним трудности полевых маршрутов.

Автор признателен докторам геолого-минералогических наук В. Г. Ткачук, А. М. Овчинникову и Ф. А. Макаренко, поддержавшим его в выборе и постановке исследований по теме.

В процессе сбора материалов и написания работы автор пользовался постоянной поддержкой заведующего лабораторией геохимии и формирования подземных вод ИЗК СО АН СССР, д-р геол.-минерал. наук Е. В. Пинникера, в соавторстве с которым написан ряд статей, и канд. геол.-минерал. наук Б. И. Писарского, принимавшего активное участие в обсуждении сложных вопросов формирования современных гидротерм Прибайкалья.

Проявляли постоянный интерес и оказывали помощь товарищи по работе, сотрудники ИЗК СО АН СССР А. А. Дзюба, С. В. Лысак, Ф. Н. Лещиков, О. Л. Рыбак, А. П. Шмотов, Р. А. Курушин. Работа была бы немыслима без участия сотрудников кабинета химического и газового анализа Н. В. Яснитской, А. И. Крутниковой, Н. М. Кошловой и Л. Н. Гомоновой, на плечи которых легла вся тяжесть аналитических работ.

В оформлении работы приняли участие сотрудники картографического бюро института, руководимого Н. Ф. Морозовой, а также лаборанты А. Н. Дубровина, К. В. Левицкий и Е. А. Готовцева.

Автор признателен всем товарищам, оказавшим помощь при написании работы, и приносит им глубокую благодарность.

ГЛАВА I.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД¹

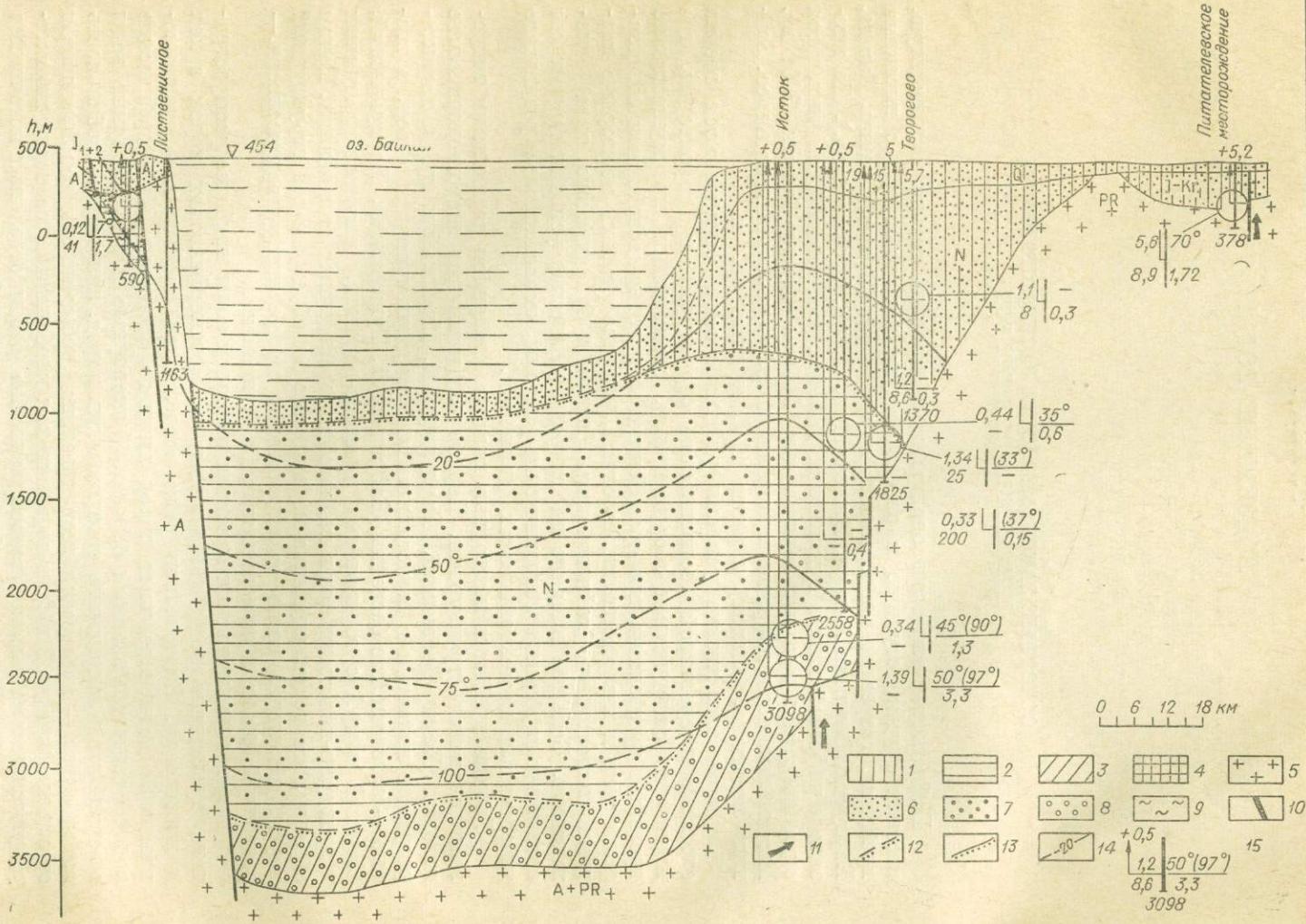
Байкальская рифтовая зона представляет собой сильно расчлененную, местами труднодоступную и слабообжитую горную страну с высокими хребтами, прорезанными долинами крупных рек (Иркут, Селенга, Джига, Баргузин, Верхняя Ангара, Витим, Муя, Чара, Олекма и др.). На юго-западе рифтовой зоны в Тункинских гольцах (Восточный Саян) находится одна из самых высоких вершин юга Сибири Мунку-Сардык (3491 м). Минимальная отметка расположена на дне глубоководной впадины оз. Байкал (против о. Ольхон) и равна 1166 м ниже ур. м.

Гидрогеологические условия рифтовой зоны определяются весьма сложной гетерогенной геологической структурой ее территории, где наряду со складчатыми сооружениями, сложенными преимущественно древними архейскими, протерозойскими и нижнепалеозойскими метаморфическими и изверженными породами, широко развиты межгорные впадины, выполненные кайнозойскими (впадины байкальского типа) отложениями. Большое влияние на гидрогеологические условия территории оказывают глубинные тектонические разломы, омоложенные в результате интенсивных неотектонических движений.

Горные хребты и межгорные впадины являются различными гидрогеологическими структурами. Первые представляют гидрогеологические массивы (Хамар-Дабанский, Баргузинский, Икатский и др.) и характеризуются наличием в кристаллических породах трещинных вод, а вторые — артезианские бассейны (Байкальский, Тункинский, Баргузинский, Чарский и др.) с горизонтами пластово-поровых, пластово-трещинных и трещинно-пластовых вод в кайнозойских осадочных отложениях. Таким образом, все водовмещающие породы как бы образуют два структурных яруса, достаточно четко различающихся по характеру водоносности, — осадочный чехол и кристаллический фундамент.

В гидрогеологических массивах рифтовой зоны наиболее распространены трещинные воды изверженных и метаморфических пород архея и протерозоя. Значительно реже встречаются карстовые и трещинно-пластовые воды осадочных пород нижнего палеозоя. Метаморфические породы содержат главным образом безнапорные и слабонапорные воды в верхней зоне интенсивно трещиноватых пород, при этом водообильность пород архея — протерозоя незначительна (дебит источников изменяется от сотых долей до 2 л/с), в то время как карбонатные разности характеризуются весьма высокой водообильностью (дебит отдельных источников достигает 10—300 л/с). Особенно пестрой водообильностью отличаются изверженные породы. Повышенная водообильность характерна для участков тектонических нарушений, с которыми нередко связаны напорные воды трещинно-жильного типа.

¹ Детальную характеристику пресных подземных вод данной территории см. Е. В. Пиннекер и др., 1968.



В толще осадочных, часто слабосцементированных отложений межгорных впадин — артезианских бассейнов — установлено чередование водоносных и водоупорных пород, что создает благоприятные условия для формирования целого ряда водоносных горизонтов. У поверхности обычно залегают безнапорные, а глубже — напорные подземные воды. Водообильность различных горизонтов меняется в широких пределах, дебит скважин нередко достигает 1—10 л/с.

Существенное влияние на условия формирования, режим и динамику подземных вод рассматриваемой территории оказывает многолетняя мерзлота. Многолетнемерзлые породы распространены почти повсеместно, достигая в отдельных случаях на водоразделах в гольцовской зоне мощности 400 и даже 1000 м (хр. Удокан), и отсутствуют лишь в долинах крупных рек и под днищами озер.

На территории рифта в освобожденных от солей метаморфических, изверженных и реже осадочных породах различного возраста повсеместно развиты пресные подземные воды зоны активного водообмена. Затрудненные условия водообмена и повышенная минерализация подземных вод наблюдаются лишь в погруженных участках межгорных впадин, вышенненных толщей осадочных кайнозойских отложений (рис. 1).

Особое место занимают приуроченные к тектоническим зонам очаги разгрузки минеральных вод, выводящие на поверхность современные гидротермы: холодные углекислые, радоновые, сероводородные и железистые воды.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ И ИХ РАЙОНИРОВАНИЕ¹

Территория Байкальской рифтовой зоны исключительно богата подземными минеральными водами. Здесь сосредоточены колоссальные ресурсы термальных, углекислых и радоновых вод. В настоящее время минеральные воды, выходящие на поверхность или вскрытые скважинами, изучены с большей или меньшей детальностью более чем в 100 пунктах рифтовой зоны. По разнообразию, характеру типов и количеству минеральных источников рассматриваемая территория напоминает гидроминеральные пояса Пиренеев, Альп и Карпат.

Районирование природных минеральных вод юга Восточной Сибири, куда полностью входит рассматриваемая нами Байкальская рифтова зона, было впервые произведено в 1937 г. Н. И. Толстиковым, А. И. Дзенс-Литовским и А. А. Скробовым, а затем ими же дополнено в 1938 и 1945 гг. Н. И. Толстиков и А. И. Дзенс-Литовский отнесли территорию южной части Восточной Сибири к трем провинциям минеральных вод. Часть территории, прилегающая к Байкалу, была присоединена к Байкало-Олекминской области провинции термальных вод переменного анионного состава, газирующих азотом или метаном; Забайкалье и часть Восточного

Рис. 1. Гидрохимический разрез через оз. Байкал от истока р. Ангары до Питателевского месторождения термальных вод. Составил И. С. Ломоносов, 1969 г.

Гидрохимические зоны: 1 — пресных гидрокарбонатных, преимущественно кальциевых вод с минерализацией до 0,5 г/л; 2 — пресных гидрокарбонатных натриевых с минерализацией до 1,0 г/л; 3 — солоноватых хлоридных натриевых вод с минерализацией до 4 г/л; 4 — гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией до 2 г/л; 5 — практически безводные изверженные и метаморфические породы архея и протерозоя. Характеристика подземных вод по газовому составу: 6 — кислородно-азотные; 7 — азотные; 8 — сероводородно-метановые; 9 — метановые. Прочие обозначения: 10 — предполагаемые тектонические нарушения; 11 — места подточка термальных вод из пород докембрийского фундамента; 12 — предполагаемые границы гидрохимических зон; 13 — установленные границы гидрохимических зон, 14 — изотермы (пунктирной линией показаны изотермы, проведенные по предположению); 15 — скважина (цифра внизу — глубина, м; слева: в числите — дебит, л/с, в знаменателе — понижение, м; справа: в числите — температура воды на самозаливе, °С; в скобках — то же, в интервале опробования; в знаменателе — минерализация воды, г/л; стрелка — пьезометрический напор, цифра над ней — пьезометрический уровень, м).

¹ В настоящем разделе основное внимание уделено холодным минеральным водам. Характеристика термальных вод приведена в главе II.

Саяна включены в состав Даурской и Восточно-Саянской областей провинции гидрокарбонатных щелочноземельных, реже натриевых и смешанных, холодных и термальных вод, газирующих углекислотой; к западу от Байкала, в пределах Сибирской платформы, выделена третья провинция — хлоридных натриевых, сульфатных вод высокой минерализации, холодных, слабо газирующих азотом или метаном.

За последние 15—20 лет районирование минеральных вод Прибайкалья и в целом горных районов юга Восточной Сибири не претерпело существенных изменений, хотя и было уточнено в деталях В. Г. Ткачук и Н. И. Толстыхиным (Минеральные воды..., 1961), В. П. Солоненко (1967), И. С. Ломоносовым (Доронина, Ломоносов и др., 1967; Ломоносов, 1968), Е. В. Пиннекером и И. С. Ломоносовым (Lomonossow, Pinneker, 1969), В. Г. Ясько (1969).

В настоящее время в зависимости от территориальной принадлежности, особенностей геологического строения, активности неотектонических процессов и молодого вулканизма, а также газового и солевого состава минеральных вод на юге Восточной Сибири выделяются следующие гидроминеральные области (рис. 2):

Восточно-Саянская область термальных и холодных углекислых вод в районах неоген-четвертичной вулканической деятельности,

Байкальская область азотных и метановых терм районов новейших тектонических движений и разломов;

Даурская область холодных углекислых вод и локального развития азотных и углекислых терм районов молодой магматической деятельности;

Восточно-Сибирская область азотных, азотно-метановых и метановых хлоридных и сульфатных вод и рассолов артезианских бассейнов платформенного типа,

Тувинская область соленых сероводородных и радоновых вод преимущественно азотного газового состава;

Витимо-Патомская область возможного распространения радоновых, железистых и других типов вод в коре выветривания кристаллических пород;

Байкальская рифтовая зона входит в состав первых трех областей, краткая характеристика которых приведена ниже.

Восточно-Саянская область термальных и холодных углекислых вод расположена в пределах Восточно-Саянского гидрогеологического массива и включает вытянутый с северо-запада на юго-восток от Енисея до Байкала хр. Восточный Саян и его отроги. Гидроминеральная область представляет сильно расчлененную горную страну с хорошо сохранившимися следами недавней вулканической деятельности (потухшие вулканы, базальтовые покровы) и молодых тектонических движений, оказавших решающее влияние на формирование минеральных вод этой территории. Восточный Саян отличается большим разнообразием минеральных источников. В настоящее время здесь известны углекислые холодные, углекислые термальные, азотные термальные радоновые и холодные железистые минеральные воды.

Самую многочисленную группу минеральных вод представляют холодные углекислые источники, к которым относятся широко известный Аршан-Тункинский, а также источники Шутхулаг, Шара-Дабан, Тиссинский, Сарикта, Уран-Сай, Аршан-Туй и др. Некоторые из перечисленных источников хотя и отнесены к холодным, выводят воду с температурой 8—14° С, что, учитывая охлаждающее влияние широкой развитой здесь толщи многолетнемерзлых пород, можно считать аномальным. В районе выходов таких источников, если судить по опыту бурения в районе курорта Аршан-Тункинский, где в последнее время обнаружены углекислые термы, скважинами можно вскрыть термальные углекислые воды.

Наиболее типичными являются углекислые воды, эксплуатируемые на курорте Аршан-Тункинский, расположенном в Тункинской впадине.

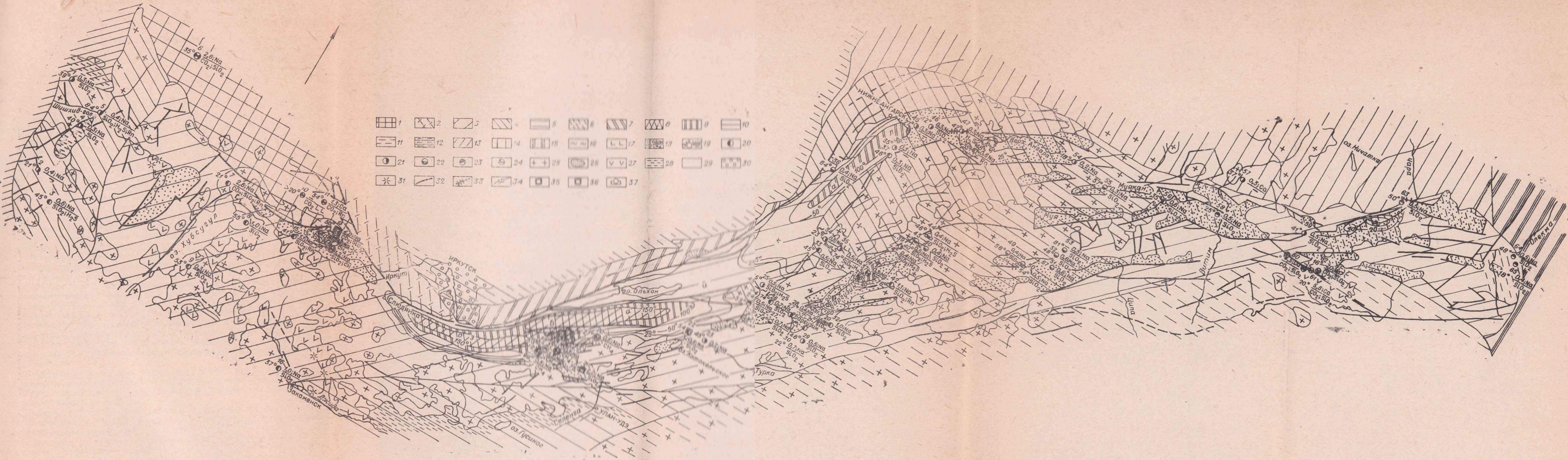


Рис. 2. Термальные воды Байкальской

Восточно-Саянская область термальных и холодных углекислых вод в районах неоген-четвертичной вулканической деятельности: 1 — площади распространения углекислых терм шумакского и боржомского типов; 2 — Присаянский район южных тектонических движений и разломов; 3 — площади распространения азотных терм типа: 3 — горячинского; 4 — аллинского; 5 — кульдурского; 6 — питателевского; 7 — тунинского; 8 — горячих терм района Кулдурского; 9 — Прибайкальский район холодных радоновых вод; 10 — Селенгинский район холодных радоновых вод; 11 — Даурская область холодных углекислых вод и локального развития азотных и углекислых терм района Моргойского; 12 — Восточно-Сибирская область азотных, азотно-метановых и метановых хлоридных и сульфатных вод и рассолов артезианских бассейнов платформенного типа; 13 — Тувинская область водоподготовки и обогащения термальных и других типов вод в корне выветривания кристаллических пород; 14 — Алданская область возможного распространения радоновых, железистых и других типов вод в корне выветривания кристаллических пород.

Площади распространения термальных вод специфического состава: 15 — сероводородных; 16 — радон-числитель — минерализация, г/л, преобладающий катион; знаменатель — макроионометры, представленные фильтром; 17 — фторидно-гидрокарбонатного; 23 — хлоридно-сульфатного; 24 — сульфатно-гидрокарбонатного; 25 — граниты различного возраста; 26 — впадины байкальского типа, выполненные угленосными отложениями; 27 — кайнозойские базальты; 28 — послепенинапалеозойские (объединенные) осадочные отложения; 29 — потухшие вулканы; 32 — основные зоны тектонических нарушений фундамента; 33 — участок вулканического типа (по С. В. Лысикову).

Водопunkты: 18 — скважина; 19 — источник (цифры вверху — номер; слева максимальная температура, °С; дробь справа: 0 — бальнеологическую ценность. Термальные источники и скважины с преобладанием анионов: 20 — гидрокарбонатного; 21 — сульфатного; 22 — фторидно-гидрокарбонатного; 23 — хлоридно-сульфатного; 24 — сульфатно-гидрокарбонатного. Прочие обозначения: 25 — граниты различного возраста; 26 — впадины байкальского типа, выполненные угленосными отложениями; 29 — палеозойские и докембрийские осадочные отложения; 30 — впадины, выполненные юрскими угленосными отложениями; 31 — тектонические нарушения фундамента; 32 — термоизогипсы по кровле кристаллического фундамента впадин байкальского типа; 33 — действующий курорт; 36 — строящийся курорт; 37 — водолечебница.



на южном склоне Тункинских Альп. По химическому составу вода скважин, пробуренных на территории курорта, относится к углекислой гидрокарбонатной магниево-кальциевой, слабожелезистой, близкой к кисловодскому нарзану, от которого отличается лишь несколько меньшим содержанием сульфатов.

Характерную особенность минеральных вод этого курорта составляет высокая степень их газонасыщенности. По данным Л. А. Яроцкого и Э. М. Романовой, общее количество газа, выносимого минеральными водами, составляет 450 тыс. л/сут, при этом растворенный газ на 99,99—100 об.%, а свободный на 97,33—99,52 об.% состоит из углекислоты; содержание азота и редких газов не превышает 2,67%.

Режимные наблюдения, проводившиеся на курорте, показали, что химический состав, температура и дебит минеральной воды очень слабо изменяются во времени и почти не подвержены сезонным колебаниям. Суммарный дебит скважин, вскрывающих холодные углекислые воды, не превышает 7 л/с.

Химический состав воды других холодных углекислых источников Восточного Саяна несколько отличен от аршанской минеральной воды и характеризуется значительным разнообразием, которое нередко отмечается даже в пределах одной группы выходов.

В некоторых углекислых источниках Восточного Саяна содержатся закисное железо в количестве 5—20 мг/л, марганец, хром и другие элементы в количествах, не превышающих десятые доли процента от сухого остатка. В составе свободных и растворенных газов углекислота составляет 91—93%, а на азот и кислород приходится лишь несколько процентов.

Все холодные углекислые воды гидроминеральной области по химическому составу подразделяются на две группы. К первой группе относятся источники Шара-Дабан, Сарикта, Шандал-Ой, Уран-Сай, Ивсен, Аршан-Тункинский и др., имеющие гидрокарбонатный щелочноземельный состав и минерализацию обычно менее 4,0 г/л.

Во вторую группу входят минеральные источники со значительным содержанием щелочей (до 41 экв.%) и минерализацией до 3 г/л (источники Шутхулайский, Тиссинский). Содержание двухвалентного железа достигает 20 мг/л, что позволяет отнести их к железистым.

Большой интерес представляют Шумакские и Чойганские горячие радоново-углекислые источники Восточного Саяна, а также термы Саган-Сайр, Даргал, Холон-Угун, Кийке-Хем и Хойто-Гол, в газовом составе которых наряду с углекислым газом присутствует значительное количество азота.

Распределение различных типов минеральных вод в пределах рассматриваемой гидроминеральной области подчиняется определенной закономерности, связанной с историей геолого-тектонического развития территории в мезозое и кайнозое.

Холодные углекислые воды тяготеют к районам тектоно-магматической активизации в мезозое; термальные — к районам активных кайнозойских движений, приведших к заложению глубинных разломов; холодные радоновые — к районам со слабым проявлением мезокайнозойского тектогенеза. Наложение поздних тектоно-магматических процессов на более ранние (мезозойские) предопределяет появление углекислых термальных вод типа Шумакских. Провести четкое разграничение площадей распространения того или иного типа минеральных вод в настоящее время не представляется возможным, хотя попытки такого рода уже имеются (Ясько, 1969). Достаточно достоверно можно выделить лишь район Присаянья, отнесенный В. Г. Ясько к Присаянскому району холодных пресных радоновых и железистых вод (см. рис. 2). Здесь в последние годы на междуречье Ангары и Иркута выявлены холодные гидрокарбонатные, преимущественно патриевые пресные воды с содержанием радона до 25 ммКюри/л.

Из железистых минеральных вод обращает на себя внимание холодный железистый источник «Красные Камни» в долине р. Хойто-Гол, впервые обследованный В. Г. Ткачук в 1955 г. Источник приурочен к гранитам, слагающим борта долины р. Хойто-Гол, имеет температуру 13° С и минерализацию 1,4 г/л. По составу вода гидрокарбонатная натриево-кальциевая. Содержание железа достигает 51 мг/л. В составе свободных газов отмечается до 130 мг/л углекислоты.

Байкальская область азотных и метановых терм охватывает территорию Байкальской горной страны и прилегающий район Селенгинской Даурии, ранее относившийся (Минеральные воды..., 1961) к провинции холодных углекислых вод. Присоединение части Селенгинской Даурии (Селенгинский район холодных радоновых вод) к области азотных и метановых терм сделано на основании результатов буровых работ в Боргойской впадине (скв. Степная-2), где вскрыты азотно-метановые воды с температурой 26—31° С. По нашему мнению, имеется реальная возможность вскрыть термальные воды аналогичного типа в Гусиноозерской впадине, Удинской депрессии, в районе г. Улан-Удэ.

Весь этот район представляет собой переходную зону от области активных современных тектонических движений (Байкальский рифт) к области мезозойской активизации Забайкалья. Не случайно до настоящего времени края Байкальской рифтовой зоны вкрест ее простирания точно не определены и имеются признаки их расширения в современную эпоху (Флоренсов, 1968).

Аналогичный район холодных радоновых вод — Прибайкальский — расположен на западном побережье Байкала (см. рис. 2).

Территория гидроминеральной области протягивается широкой полосой вдоль оз. Байкал с юго-запада (от оз. Хубсугул в Монголии) на северо-восток, захватывая бассейны рек Иркут, Баргузин, Верхняя Ангара, Муя, Чара, и приурочена к наиболее возвышенной и расчлененной части юга Восточной Сибири — здесь находятся хребты Восточный Саян, Тункинские гольцы, Хамар-Дабан, Баргузинский, Верхне-Ангарский, Икатский, Северо- и Южно-Муйский, Кодарский, Удокан и др., разделенные крупными межгорными впадинами байкальского типа — Тункинской, Байкальской, Баргузинской, Верхне-Ангарской, Муяканской, Муйской, Ципинской, Чарской и др.

Наиболее широко в Байкальской области распространены термы, газирующие азотом. Азотные термы выходят в долинах рек, глубоко прорезающих горные хребты, сложенные докембрийскими главным образом кислыми изверженными и метаморфическими породами, а также на побережье оз. Байкал. Азотные термальные воды, имеющие температуру до 84° С, служат гидроминеральной базой широко известных курортов Горячинск и Уш-Белдир, строящегося Питателевского курорта, водолечебниц Нилова Пустынь, Баунт и многих «диких» курортов.

С континентальными терригенно-угленосными отложениями кайнозойских впадин байкальского типа связаны термальные воды, насыщенные метаном. Метановые термы обычно не выходят на поверхность и вскрываются скважинами в Тункинской и Байкальской впадинах.

Кроме термальных вод в Байкальской гидроминеральной области известны выходы холодных сероводородных (Пинесярикта, Усть-Котера и др.), железистых (Онгурен, Хонгарула) и радоновых вод.

Сероводородные воды не имеют широкого распространения и известны в нескольких пунктах Верхне-Ангарской, Баргузинской и Тункинской впадин. Наиболее характерным представителем рассматриваемого типа минеральных вод является вода источника Пинесярикта, расположенного в долине р. Улюгна, правого притока р. Баргузин, в 30 км от устья. При обследовании источника в 1964 г. Б. И. Писарским в воде было определено 20 мг/л сероводорода. Дебит источника 1 л/с. По химическому составу вода Пинесяриктинского источника гидрокарбонатная

магниево-кальциевая с минерализацией 0,26 г/л и температурой 8,8° С. В газовом составе преобладают азот и кислород.

Холодный источник сходного химического состава, но с меньшим содержанием сероводорода (12 мг/л) известен в долине р. Верхняя Ангара (Усть-Котерский источник). Кроме того, в бассейне р. Иркут, в долине р. Халагун, на северном склоне западных отрогов хр. Хамар-Дабан в 25 км от с. Туран из кристаллических пород архея—протерозоя выходит сероводородный источник гидрокарбонатно-сульфатного натриевого состава, содержащий 12 мг/л сероводорода. Несмотря на низкое содержание сероводорода, местное население использует воду источников для лечения различных заболеваний.

Железистые воды на территории гидроминеральной области распространены еще в меньшей степени, чем сероводородные. В настоящее время известны два источника этого типа — Хонгорула и Онгуренский.

Источник Хонгорула (с. Жемчуг) расположен в предгорьях хр. Гурби-Дабан, окаймляющего с юга Тункинскую впадину, в долине р. Харагун — правого притока р. Иркут. Выход приурочен к трещинам в крупнопрозернистых гранитах. Дебит 3 л/с, температура воды 5,5° С. Сульфатногидрокарбонатная магниево-кальциевая вода источника содержит 10 мг/л железа. В 350 м ниже по течению р. Харагун выходит другой железистый источник с температурой 4,5° С аналогичного химического состава.

Онгуренский источник, расположенный в 6 км от берега Байкала близ п. Бол. Онгурен, впервые обследован сотрудниками Института земной коры СО АН СССР в 1965 г. (Пиннекер, Шуранова, 1967). Дебит 0,44 л/с, температура воды 4,2° С. Вода источника содержит 15 мг/л железа и 4,0 ммкЮри/л радона. По химическому составу вода гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатная с преобладанием в катионном составе натрия и минерализацией до 277 мг/л.

Более широко распространены в Байкальской рифтовой зоне холодные радоновые воды. Давно известны, например, радоновые источники бассейнов рек Курба (Тагдинский, Хасуртаевский, Даргитуевский) и Селенга (Сангинэ, Загустайский, Убукунский, Улеабортайский и др.), содержащие в своем составе радон в количествах до 10,0—20,0 ммкЮри/л и более (источник Сангинэ). Воды с высоким содержанием радона вскрыты в последние годы скважинами и колодцами в Улан-Удэ (12 ммкЮри/л) и Закаменске (32 ммкЮри/л). Новые источники обнаружены в Баргузинском и Икатском хребтах (Замана, 1968); по западному побережью Байкала известны источники с содержанием радона до 10,0—1,5 ммкЮри/л (Ясько, 1969).

Радоновые воды обычно выходят по зонам разломов в поле развития кислых пород — гранитов. Они характеризуются незначительным дебитом, редко превышающим 0,5—1,0 л/с, и низкими температурами (0,3—6,6° С). В химическом составе воды преобладает гидрокарбонат-ион, содержание которого нередко достигает 90 и даже 100 экв. %. Лишь иногда воды содержат повышенное количество сульфатов, а хлор-ион часто совершенно отсутствует. Более непостоянен их катионный состав. Обычно это магниево-кальциевые и натриево-кальциевые, реже кальциево-натриевые и натриево-магниевые воды. Минерализация не превышает 0,6 г/л и чаще колеблется от 0,15 до 0,3 г/л. Воды имеют нейтральную или слабощелочную реакцию ($pH=6,9-7,7$). По преобладающему составу газов радоновые минеральные воды относятся к кислородно-азотным. Из микропротонентов в них отмечается несколько повышенное содержание (до 26 мг/л) кремнекислоты (Хасуртаевский, Даргитуевский) и фтора (до 2 мг/л).

Площади наибольшей концентрации источников холодных высокорадоновых вод выделяются в самостоятельные районы Байкальской гидроминеральной области — Селенгинский и Прибайкальский.

Даурская область холодных углекислых вод и локального развития азотных и углекислых терм примыкает с востока к Байкальской гидроминеральной области, охватывая бассейны рек Селенга, Витим и верхние притоки Амура.

Наиболее крупными орографическими единицами являются Витимское плоскогорье, Яблоновый хребет и западные отроги Станового хребта, сложенные в основном метаморфическими и магматическими породами архея, протерозоя и мезозоя. Характерной особенностью геологического строения Даурской области является развитие на ее территории межгорных прогибов, выполненных мезокайнозойскими осадочно-вулканогенными комплексами, и вулканических излияний, происходивших в неогене, плейстоцене и даже в голоцене. Последнее обстоятельство предопределило широкое развитие источников с углекислыми водами, число которых превышает 200. Углекислые воды отличаются обычно низкой температурой ($1-5^{\circ}\text{C}$). Местами встречаются холодные радоновые воды с небольшой минерализацией и содержанием радона от 5,0—10 до 100 мкКюри/л и более. Кроме холодных углекислых радоновых вод на отдельных участках распространены азотные и слабоуглекислые термы.

Холодные углекислые воды Даурской области являются гидроминеральной базой хорошо известных в Советском Союзе курортов: Дарасун, Кука, Ургучан, Шиванда и Ямаровка. Холодные радоново-углекислые воды используются на курорте Молоковка, близ г. Читы.

Термальные воды Даурии выходят на поверхность в трех территориально разобщенных районах, являющихся зонами интенсивного воздымания: на юге в бассейнах верхних течений рек Ингода и Чикой (источники Былыра, Куналей, Ястыай, Верхне-Ингодинский и др.), на юго-востоке в бассейне среднего течения р. Газимур (источники Ямкун, Актагучинский, Николаевский и др.) и на северо-востоке в обрамлении Чарской впадины (источники Сыни, Травертиновый и др.). Для терм этих районов характерно почти повсеместное повышенное присутствие в воде радона, а в отдельных случаях углекислого газа. Так, в бассейне р. Газимур функционирует курорт Ямкун, лечебным фактором которого являются термальные углекисло-азотные радоновые воды.

ГЛАВА II

КЛАССИФИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

На территории Байкальской рифтовой зоны широко распространены современные гидротермы — кремнистые щелочные термальные воды, обогащенные стронцием, литием, фтором и другими элементами рудной и пострудной минерализации. В настоящее время изучено 65 одиночных и групповых выходов современных гидротерм (см. рис. 2).

Гидротермы, как правило, выходят на дневную поверхность из трещин, сопровождающих зоны глубинных разломов в докембрийских гранитах.

Наибольшее количество гидротерм приурочено к центральной, осевой части рифтовой зоны, как бы к ядру этой крупной неотектонической структуры, где усилия растяжения имели и имеют наибольшую амплитуду (Тункинская, Байкальская, Баргузинская, Верхне-Ангарская, Муйская, Ципинская, Чарская и другие впадины байкальского типа), глубина разломов достигает максимальной величины, а современные тектонические

напряжения своего максимума. Это нашло отражение в повышенной сейсмичности территории.

В последние годы работами Института земной коры СО АН СССР, Бурятского геологического управления, Центрального института курортологии и физиотерапии Министерства здравоохранения СССР и ВСЕГЕИ выявлены и изучены новые проявления современных азотных и углекислых гидротерм (Язовское, Туриканское, Муяканское, Муйское, Сынинское, Травертиновое, Плотинное, Пурелагское, Болотное, Нечаевское, Аршан-Тункинское), а на Питателевском, Горячинском, Ниловопустынском и Уш-Белдирском месторождениях подсчитаны эксплуатационные запасы термальных вод по категории А, В и С.

Новая информация значительно расширила наши знания по геохимии и закономерностям распространения современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны, в связи с чем возникла необходимость в уточнении и детализации существующих классификационных схем.

В основу систематизации современных гидротерм нами положен принцип аналогии, давно и надежно оправдавший себя как в Советском Союзе, так и за рубежом. Суть этого принципа заключается в выборе наиболее типичного по химическому, газовому и микрокомпонентному составу, а также по условиям формирования представителя природных гидротерм и в сопоставлении с ним других источников минеральных вод. В результате такого сравнения выделяются типы вод, объединенные общностью химических, физических, генетических признаков и условий залегания. Идея классификации минеральных вод, основанная на выделении эталонных типов вод, не нова. Наряду с тем, что при систематизации лечебных минеральных вод стали такие типы, например, как боржомский, мацестинский, ессентукский и др. в нашей стране, пиренейский во Франции, карлово-варский в Чехословакии, висбаденский в ФРГ, салтон-Си в США и т. д.

В последние годы в Советском Союзе большую исследовательскую работу по типизации термальных вод провели проф. Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе А. М. Овчинников и докт. геол.-минерал. наук В. В. Иванов, труды которых главным образом и послужили основой для типизации сибирских термальных вод.

Нельзя также не упомянуть многочисленные работы профессоров Н. И. Толстихина и А. И. Дзенс-Литовского, составивших еще в конце 30-х — начале 40-х годов первые карты минеральных вод Восточной Сибири и в течение вот уже более 30 лет уделяющих исключительно большое внимание условиям распространения и характеристике минеральных вод этой территории.

Впервые развернутую классификацию (тиปизацию) термальных вод Прибайкалья дала В. Г. Ткачук в конце 50-х — начале 60-х годов (Ткачук, 1958, 1959; Ткачук, Толстихин, 1962). Среди Байкальских акротерм в зависимости от химического и газового состава ею выделено шесть типов: большереченский — очень горячие хлоридно-сульфатные натриевые азотные воды; горячинский — очень горячие сульфатные натриевые азотные; былыгинский — горячие гидрокарбонатные натриевые азотные; тункинский — горячие гидрокарбонатные натриевые метановые; шумакский — теплые и горячие гидрокарбонатные щелочноземельные углекислые и изигсугский — горячие гидрокарбонатные натриевые углекислые воды. В дальнейшем эта классификация нашла свое развитие и подтверждение на примерах других районов Сибири и Дальнего Востока в работах В. Г. Ткачук и Н. И. Толстихина (1962, 1963), Е. А. Баскова и Г. И. Климова (1963), Л. М. Орловой (1966), С. В. Лысак (1968), Н. С. Богомолова, А. И. Диковского и др. (1971), а также в карте минеральных вод м-ба 1 : 5 000 000 под ред. И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина (1964).

Так, на карте минеральных вод, изданной ВСЕГЕИ в 1964 г., в Прибайкалье дополнительно к имеющимся были выделены такие типы вод,

как могонский и аллинский. В работе Н. С. Богомолова, А. И. Диковского и др. (1971) в Кадаро-Удоканском районе среди азотных кремнистых терм выделены чарский тип хлоридно-сульфатных натриевых вод, каларский гидрокарбонатных натриевых и кальциево-натриевых углекислых терм и сынийский тип гидрокарбонатных магниево-натриевых кальциевых углекислых терм. С. В. Лысак (1968) среди азотных терм Прибайкалья, кроме горячинского, выделила аллинский подтип гидрокарбонатно-сульфатных, сеийский подтип сульфатно-гидрокарбонатных и баунтовский подтип гидрокарбонатных терм. Углекислые термы С. В. Лысак подразделены на жойганский и шумакский подтипы.

Ознакомление с предложенной различными авторами номенклатурой показывает, что в некоторых случаях принципы типизации термальных вод лишены надлежащего обоснования. Отсутствие четких критериев в выделении типов привело к тому, что при указанном подходе их количество можно наращивать практически до бесконечности. С другой стороны, у разных авторов при типизации встречаются наложения одного типа на другой (чарский — большереченский, баунтовский — былыринский, изигсугский — жойганский — каларский и др.), а иногда и ошибки. Так, в Могоинском источнике, давшем основание Е. А. Баскову и Г. И. Клинову выделить самостоятельный тип, совершенно не учтено исключительно высокое содержание фтора (26 мг/л), превышающее все известные до сих пор его содержания в азотных термах не только рифтовой зоны, но и других районов развития азотных терм. С этой точки зрения ошибочно выделение С. В. Лысак баунтовского подтипа терм и т. д. Легкость, с которой отдельные авторы дают новые названия типам терм, уже сейчас привела к значительным несоответствиям и путанице в систематизации гидротерм Байкальской рифтовой зоны.

Из всего многообразия существующих классификаций термальных вод СССР всеобщее признание получила генетическая классификация В. В. Иванова, по которой азотные кремнистые термы, наиболее широко распространенные в пределах Байкальского рифта, могут быть отнесены к кульдурскому типу щелочных терм.

Однако следует сказать, что, как справедливо отметила В. Г. Ткачук (Минеральные воды..., 1961, с. 164), «гидрокарбонатными азотными термами, одним из представителей которых является, в частности, Кульдурский источник, отнюдь не исчерпывается многообразие термальных вод, развитых на территории СССР». Такого же взгляда придерживаются В. А. Кирюхин и А. А. Резников (1962), которые на основании изучения химического состава азотных терм юга Дальнего Востока пришли к выводу, что название «азотные щелочные термы», которое принято для рассматриваемого типа вод во всех классификациях минеральных вод и руководствах, является неполным и не отражает их истинного бальнеологического значения.

В дальнейшем при составлении карты минеральных вод СССР в масштабе 1 : 4 000 000 В. В. Ивановым была дана более дробная типизация щелочных терм областей новейших тектонических движений (по В. В. Иванову, области, в которых современные и молодые магматические процессы отсутствуют). Среди слабоминерализованных щелочных терм им были выделены: а) фтористые — кульдурский тип, б) фтористые гидросульфидные — уш-белдирский тип, в) без повышенного содержания фтора и сероводорода — начикинский тип; г) радоновые азотные термы с содержанием радона от 5 до 40 мкКюри/л — белокурихинский тип.

Все термы разнообразного состава, содержащие в повышенных количествах углекислый газ, выделены в тип «углекислых терм» и приурочены, по В. В. Иванову, к области развития молодых глубинных магматических и термометаморфических процессов. Здесь уместно отметить также работы Л. Н. Барабанова и В. Н. Дислера (1968, 1968а), которые, занимаясь обобщением материалов по азотным термам Советского Союза, выделили

среди последних шесть типов: а) гидрокарбонатные, б) сульфатно-гидрокарбонатные, в) сульфатные, г) сульфатно-хлоридно-карбонатные, д) хлоридно-гидрокарбонатные и е) хлоридно-сульфатные. Несколько иную классификацию азотных щелочных слабоминерализованных термальных вод складчатых областей дал в своей последней работе А. В. Щербаков (1968). Им выделено пять типов терм¹: а) гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, б) гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-натриевые, в) сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые, г) сульфатно-хлоридные натриевые и д) хлоридные натриевые.

Проведенные нами в 1963—1971 гг. исследования, в результате которых были изучены и вновь переопробованы многочисленные проявления термальных вод Байкальской рифтовой зоны, позволили уточнить существующую классификацию современных гидротерм (Ломоносов, 1968а, 1968б, 1971) областей новейших тектонических движений, изученность которых значительно отстает от изученности других районов развития современных гидротерм и, в частности, областей новейшего вулканизма.

При типизации современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны появилась возможность обоснованно выделить новые типы термальных вод и отказаться от некоторых типов, выделенных ранее.

В. Г. Ткачук (Минеральные воды..., 1961, с. 163) выделила среди азотных терм большереченский тип, отличительной чертой которого «является высокое содержание хлоридов и сульфатов натрия при некотором преобладании (иногда небольшом) сульфатов над хлоридами». Кроме Большереченского источника, к этому типу гидротерм были отнесены воды Давшинского и Котельниковского источников.

Как показали дальнейшие исследования, термы Большереченского и Давшинского источников содержат хлор-иона всего 1—14 экв.%, что при минерализации менее 0,5 г/л составляет 2—36 мг/л (см. табл. 2). В настоящее время установлено лишь шесть выходов гидротерм, содержащих в своем составе повышенное количество хлор-иона. Это источники Чарский, Толмачевский, Олекминский, Тунгурчаканский, Кулинные болота и Питателевское месторождение. Наличие хлор-иона в них превышает 25 экв.% и составляет 50—285 мг/л. Новые данные позволили гидротермы с повышенным содержанием хлора отнести не к большереченскому, а к питателевскому типу, так как Питателевское месторождение терм широко известно не только в Восточной Сибири, но и за ее пределами, и в настоящее время здесь начато строительство крупного курорта республиканского значения.

Вода Котельниковского источника также почти не содержит хлора (менее 8 экв.%), но зато в ней имеется большое количество фтора (20 мг/л), что позволяет при общей минерализации воды (немногим более 0,3 г/л) не только включить фтор в химическую формулу воды, но и выделить самостоятельный тип фторидно-гидрокарбонатных и фторидно-сульфатно-гидрокарбонатных натриевых гидротерм. В предыдущих работах (Ломоносов, 1968а, 1968б) мы выделяли термы с высоким содержанием фтора в котельниковский тип. В результате исследований 1969 г. в пределах Ципинской впадины было установлено аномально высокое, достигающее 26 мг/л содержание фтора в группе источников долины р. Ципа — Ципинском (Могойском), Баунтовском и Бусанском. Наряду с фтором, термы Ципинской впадины имеют большое количество гидрокарбонат-иона и, таким образом, аналогичны термам Кульдур. Новые данные позволили отказаться от старого названия типа и отнести азотные термы Байкальского рифта с высоким (более 15 мг/л) содержанием фтора к широко известному кульдурскому типу.

¹ При наименовании типов терм А. В. Щербаков ставит преобладающий анион на первое место.

Таблица 1

Типизация современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны

1 Тип	Подтип	Преобладаю- щий газо- вый состав	Физико-химические особенности			Основные специфические микрокомпоненты	Условия нахождения и водовмещающие породы	Характерный представитель
			ионный состав воды	минерали- зация, г/л	pH	макси- мальная T°C		
2	3	4	5	6	7	8	9	10
Кремни- стые	Горячинский	Сульфатные натриевые	0,5—1,0	>7	до 76	H ₂ SiO ₃ , F, Si, Sr	Узлы пересечения глубинных тектонических зон в изверженных алюмосиликатных метаморфических породах областей активной неотектоники	Горячинский
						H ₂ S, H ₂ SiO ₃ , F, Li, Sr		Тарыс
						Rn, H ₂ SiO ₃ , F, Li, Sr		Нилова Пустыня
Сероводородные	Аллинский	Гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые	0,2—0,6	>7	до 84	H ₂ S, H ₂ SiO ₃ , F, Li, Sr	Узлы пересечения глубинных тектонических зон в изверженных и алюмосиликатных метаморфических породах, перекрытых толщей водонасыщенных рыхлых образований. Область активной неотектоники	Аллинский Уш-Белдир
						H ₂ SiO ₃ , F, Li, Sr		
						Rn, H ₂ SiO ₃ , F, Li, Sr		Язовский
Радоновые	Кульдурский	Фторидно-гидрокарбонатные и фторидно-гидрокарбонатно-сульфатные натриевые	0,3—0,75	>7	до 81	F, H ₂ SiO ₃ , Li, Sr	Узлы пересечения глубинных тектонических зон в изверженных и алюмосиликатных метаморфических породах, перекрытых толщей водонасыщенных рыхлых отложений. Область активной неотектоники	Котельниковский
						F, H ₂ SiO ₃ , Li, Sr		
								Ципинский

1112

Кремни- стые	Питателевский	Хлоридно-сульфатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые	до 2	>7	до 75	Cl, H ₂ SiO ₃ , Li, Sr	Узлы пересечения глубинных тектонических зон в изверженных и алюмосиликатных метаморфических породах областей активной неотектоники	Питателевский
						Rn, Cl, H ₂ SiO ₃ , Li, Sr		Толмачевский
Кремни- стые	Шумакский	Гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные щелочноземельные	до 4,5	<7	до 52	CO ₂ , H ₂ SiO ₃ , Fe	Преимущественно карбонатные метаморфические и изверженные породы в районах четвертичного вулканизма и активной неотектоники	Аршан-Тункинский
			до 0,8	<7		CO ₂ , Rn		Шумакский
Кремни- стые	Тункинский	Гидрокарбонатные натриевые	5—8	<7	до 23	CO ₂ , H ₂ SiO ₃	Терригенные и алюмосиликатные метаморфические породы в районах четвертичного вулканизма и активной неотектоники	Травертиновый
Метановый	Боржомский	Гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые	до 2,0	>7	до 98	CH ₄	Мощная толща кайнозойских осадочных отложений, обогащенных органикой. Выходы на поверхность редки	Тункинская скв. 1
Хлоридные натриевые	Алгинский	Хлоридные натриевые	до 3,0	>7	до 100	CH ₄	Мощная толща кайнозойских осадочных отложений, обогащенных органикой. Выходы на поверхность неизвестны	Скв. З в с. Ис- ток (Байкаль- ская впадина)



Кроме двух названных типов, на территории рифтовой зоны распространены «чистые» сульфатные натриевые термы горячинского и смешанные сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные термы аллинского типа (Ткачук, 1961).

В газовом составе четырех выделенных типов терм азот является доминирующим. Наряду с ним отдельные месторождения гидротерм содержат такой специфический газ, как сероводород и эманацию радия — радон. Наличие последних часто превышает в несколько раз нормы, принятые для выделения по ним категории минеральных вод. В существующих классификациях азотных терм Прибайкалья эти газы ранее не учитывались, что не может считаться нормальным, тем более, что эти воды очень широко используются в бальнеологии.

При типизации современных гидротерм в настоящей работе этот пробел восполнен, что нашло отражение в выделении подтипов сероводородных и радоновых вод в предлагаемой классификации (табл. 1).

Выделять сероводородные и радоновые азотные термы в самостоятельные типы при содержании в их газовом составе до 90 об. % и более азота (уш-белтирский и белокурихинский типы, по В. В. Иванову), на наш взгляд, нецелесообразно, так как это не соответствует принятым принципам систематизации, основанной на выделении типов по преобладающему компоненту. Четыре типа современных азотных гидротерм — горячинский, аллинский, кульдурский, питателевский — в совокупности характеризуют все многообразие существующих в природе азотных гидротерм, развитых на территории Байкальской рифтовой зоны, и, что особенно важно с нашей точки зрения, полно отражают особенности условий их формирования. Выделение большого числа типов азотных терм в зависимости от незначительных колебаний ионного состава нецелесообразно и генетически необоснованно.

Помимо азотных на юго-западном и северо-восточном флангах Байкальской рифтовой зоны распространены углекислые гидротермы. Так, в горном обрамлении Тункинской впадины (юго-западный фланг) выходят Шумакский радоновый углекислый термальный, Чойганский углекислый термальный и Саган-Сайрский углекислый субтермальный источники. В пределах самой Тункинской впадины, на границе ее с горным обрамлением, расположено широко известное месторождение углекислых вод курорта Аршана-Тункинского. До последнего времени на месторождении были известны только холодные и субтермальные углекислые воды, но в 1967 г. скв. № 28 вскрыла гидротермы с температурой 43,5° С.

На северо-восточном фланге рифтовой зоны в горном обрамлении Чарской впадины выходят теплые углекислые источники Сыни, Травертиновый и Плотинный, впервые в 1961 г. обследованные В. И. Колесниковым (Читинское геологическое управление) и более детально в последующие годы В. П. Солоненко, В. И. Ключниковым (ИЗК СО АН СССР) и Г. И. Клиновым (ВСЕГЕИ).

По химическому составу вода углекислых термальных источников Шумака, Саган-Сайра, Сыни и скважин курорта Аршан-Тункинский гидрокарбонатная щелочноземельная и относится к довольно редкому типу терм, которому В. Г. Ткачук в 1961 г. присвоила название шумакского. Источники Травертиновый, Плотинный и Чойган выводят гидрокарбонатную кальциево-натриевую и натриевую воду с минерализацией до 8 г/л, отнесенную нами к широко известному боржомскому типу субтермальных углекислых минеральных вод.

Глубоким разведочным бурением на нефть в Тункинской, Байкальской и Баргузинской впадинах Байкальского типа на глубинах от 200 (скважина у пос. Сухая на берегу оз. Байкал) до 800 м (скважина у с. Жемчуг в Тункинской впадине) вскрыты метановые слабоминерализованные гидрокарбонатные натриевые термы, относящиеся к тункинскому типу, впервые выделенному В. Г. Ткачук в 1961 г.

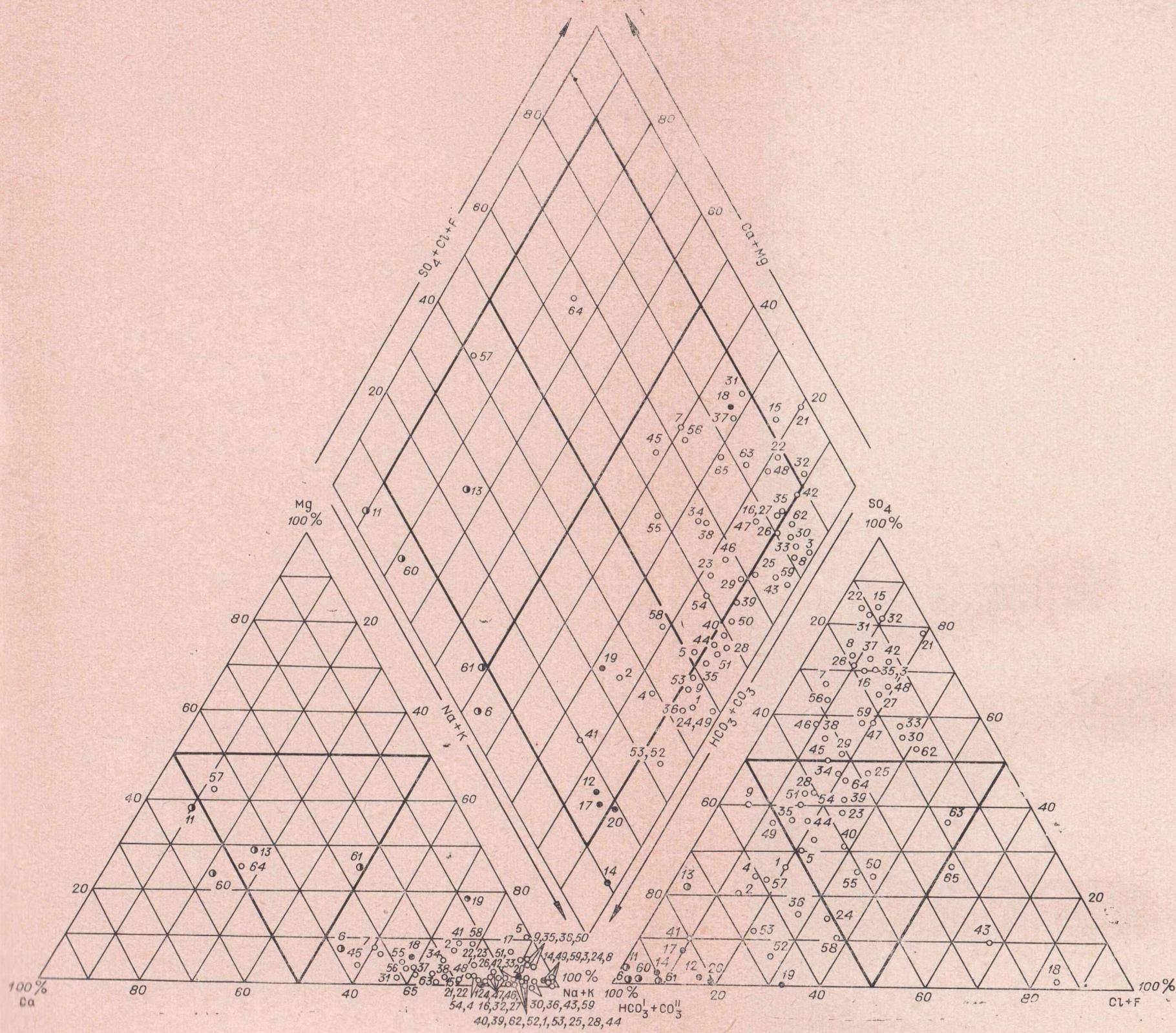


Рис. 3. График химического состава современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны.

Не типичные для рифтовой зоны солоноватые хлоридные кальциево-натриевые метановые термы вскрыты глубокими скважинами на ограниченном участке Байкальской впадины в районе устья р. Селенги. Высокая температура (до 100° С), повышенная соленасыщенность (3 г/л), особенности газового состава (присутствие водорода и других специфических газов) и условий формирования позволили выделить рассматриваемые термы в самостоятельный истокский тип.

АЗОТНЫЕ ГИДРОТЕРМЫ

Наиболее широко среди термальных вод Байкальской рифтовой зоны распространены азотные гидротермы (рис. 2, 3). При малой газонасыщенности, не превышающей 20—35 мг/л, содержание азота в спонтанных и растворенных газах этих гидротерм обычно составляет 85—95%, не спускаясь ниже 78%, т. е. содержания азота в приземных слоях атмосферного воздуха. В некоторых случаях газ более чем на 99% состоит из азота (источник Давшинский). Кроме азота, в ощущимых количествах присутствуют метан (до 32%), кислород (до 20%), сероводород и инертные газы. Концентрация радона невелика и обычно находится в пределах натурального фона (табл. 2); она редко превышает 3,0—6,5 ммкКюри/л (источники Гаргинский, Нилова Пустынь, Иркань). Максимальное содержание радона отмечено в Ниловой Пустыни и достигает 9—10 ммкКюри/л. Весовое содержание сероводорода колеблется от 1—2 до 12—30 мг/л.

Весьма примечательным является факт низкой соленасыщенности азотных терм, которая изменяется от 0,2 (источники Туриканский, Язовский и др.) до 1,1 г/л (Гаргинский, Нилова Пустынь, Енгорбайский) и только в воде скв. 52 на Питателевском месторождении повышается до 2 г/л. Все азотные термы относятся к щелочным с величиной pH от 7 до 9,3. В отличие от азотных терм большинства других горных районов земного шара, особенно районов современной вулканической деятельности, в азотных термах Байкальской рифтовой зоны сравнительно мало хлора, он играет подчиненную роль среди других анионов. Обычно его содержание не превышает 10—15 экв.% и лишь в отдельных случаях достигает 26—27 экв.% (Чарский, Толмачевский). Исключение представляет вода Олекминского термального источника, в солевом составе которой хлор преобладает над другими анионами (см. табл. 2).

Другой характерной особенностью азотных терм является очень низкое содержание в них щелочных земель. Как правило, все азотные термы относятся к натриевым (70—90 экв. %). Преобладание в катионном составе кальция и магния над натрием и калием отмечено только в одном источнике — Челолек.

Общей особенностью азотных терм является повышенное содержание кремнекислоты. Наибольшее количество H_2SiO_3 (130—180 мг/л) отмечено в воде скважин курорта Уш-Белдир. В среднем же содержание кремнекислоты в азотных термах колеблется от 30 до 80 мг/л.

В силу указанных особенностей все азотные термы Байкальской рифтовой зоны, как об этом было сказано ранее, по химическому составу подразделяются на четыре типа: 1) горячинский, 2) аллинский, 3) кудурдурский и 4) питателевский.

Горячинский тип. В Байкальской рифтовой зоне преимущественным распространением среди азотных терм пользуются сульфатные натриевые кремнистые гидротермы, относящиеся к горячинскому типу (см. рис. 2). Связанные с молодыми тектоническими разломами и оперяющими их трещинами, эти гидротермы выходят в долинах рек, глубоко прорезающих горные хребты Байкальской горной страны (источники Нилова Пустынь, Гусихинский, Инский, Гаргинский, Фролихинский и др.) и на побережье оз. Байкал (Горячинский, Хакуский и Давшинский). Сульфатные

Химический состав современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны

№ точки на карте термальных вод (рис. 2)	Название и местоположение источника или скважины	Водовмещающие породы и их геологический возраст	Температура воды, °C рН	Дебит, л/с Сумма ионов, мг/л	Химический состав, мг/л экв. %										Недиссоциированные молекулы, мг/л	Содержание радиогелия, мкКориц/л	Исследователь и время опробования	
					катионы					анионы					CO ₂	ΣH ₂ S / H ₂ SiO ₃		
1	2	3	4	5	K	Na	Mg	Ca	F	Cl	SO ₄	HCO ₃	CO ₃	15	16	17	18	

Азотные гидротермы

Горячинский тип

3	Тарынский, в устьевой части р. Аржанц (приток р. Барахоль), у выхода ее в Тарыскую котловину	Контакт мраморизованных известняков PR с гранитами Rz	45,5 >8,4	Σ2,4 573,1	4,60 1,65	158,70 96,33	Не обн.	2,91 2,02	12,80 9,41	8,76 3,48	241,90 70,35	24,40 5,59	24,00 11,17	Не обн.	11,7 95,0	0,2	Кустов, Пиннер, 14/IX 1966
7	Уртраг-Аршан, в 55–60 км к северо-западу от г. Турту	Граниты РСм	22 н. с.	н. с. ² 400,0	— 60,00	— н. с.	— 8,00	— 32,00	— н. с.	— 6,40	— 68,00	— 26,00	— н. с.	— н. с.	— н. с.	0,6	Попов, 9/IX 1946
8	Аршани-Хурэ-Аршан, северо-восточнее г. Ходхол	То же	55 8	8–10 1004,0	— 95,00	— —	— н. с.	— 3,00	— н. с.	— 8,00	— 73,00	— 19,00	— н. с.	— н. с.	— н. с.	— н. с.	Попов, 1946
9	Шигнүл-Аршан, в 11 км от Туруггыйн-Хоршо	»	18,0 н. с.	— 700,0	Не обн.	— н. с.	— 34,00	— 66,00	» —	— 10,00	— 22,00	— 68,00	» —	0,1 н. с.	— н. с.	— н. с.	Анпилова, 1964

15	Ниловопустынский, на правом берегу р. Ихе-Угунь, в 10 км севернее с. Турана	Граниты PR	41,0 8,5	0,6 1100,6	8,33 1,50	246,30 77,62	3,28 1,91	50,52 20,27	8,00 2,97	24,82 4,95	568,60 83,60	109,80 8,480	— н. с.	4,0 4,0	0,5 76,7	4,0 4,0	Ломоносов, 6/VII 1963
15 ⁶	Нилова Пустынь, скв. 2	То же	40,5 8,2	21 1044,6	8,30 1,40	216,50 77,60	3,20 1,80	56,10 19,20	6,00 2,50	23,50 4,50	601,00 85,50	66,70 7,50	Не обн.	н. с.	0,5 60,0	24	Борисенко, VIII, 1966
15 ^r	Нилова Пустынь, скв. 5, глубина 40–158	»	43,0 8,0	0,6–2,5 1034,3	10,74 1,98	229,60 72,07	5,90 3,50	58,87 21,21	6,00 2,28	23,76 4,84	545,60 82,01	91,86 10,87	»	»	0,7 59,1	9,6	Борисенко, VIII, 1965
23	Золотой Ключ на р. Турка, в 8 км выше п. Золотой Ключ	»	51 6,8	~5,0 381,3	3,36 1,70	100,00 86,15	1,22 1,98	10,6 9,95	7,00 7,31	1,96 1,09	188,00 77,70	49,70 13,90	»	»	н. с. 19,97	н. с.	Ломоносов, Борисенко, 5/VII 1971
16	Енгорбайский, на правом берегу р. Джиды, в 7 км сев.-вост. улуса Енгорбай	»	37 7,5	2,3 1037,8	11,75 2,27	259,70 85,32	1,18 0,73	31,10 11,68	12,50 4,20	14,90 2,90	538,20 81,30	97,60 11,50	»	10,8 10,8	16,3 70,4	4,8	Ломоносов, Лысак, 30/VII 1963 Шульга, 1967 Писарский, 14/X 1968
22	Горячинский, на восточном берегу оз. Байкал, в с. Горячинск	Граниты А	53,5 7,8	23,0 612,7	2,90 0,89	166,9 87,66	— Не обн.	18,56 11,08	5,00 3,16	14,18 4,81	328,80 82,33	24,40 4,81	1,20 4,80	н. с.	2,0 49,4	1,8	Ломоносов, 23/VII 1963 Лысак, 11/VIII 1970
22 ^a	Скв. 1/63 на курорте Горячинск, в 6 км от основного источника, глубина 100 м	Зона тектонического дробления в гранитах, гранодиоритах и диоритах А	53,8 9,15	6,0 (фонт) 653,4	170,20 89,16	Сл.	18,00 10,84	2,40 1,44	11,30 3,85	339,10 85,06	12,20 2,41	11,40 4,58	н. с. Необн.	88,4 88,4	н. с.	Арутюнянц, 10/II 1964	

Продолжение табл. 2

22

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
26	Нечаевский, в среднем течении р. Б. Чевыркуй, на восточном побережье оз. Байкал	Граниты PR	38,5 7,1	3,5 302,0	86,68 90,80	0,61 1,10	7,01 8,10	н. с. 9,70	10,64 71,20	148,26 19,10	48,82	Не обн.	4,4 н. с. н. с.	н. с.	Замана, 28/IX 1965		
56	Муйский, на правом берегу р. Муй, в 5 км выше устья р. Шуринда	То же	35 7,3	10—15 605,2	7,22 2,41	114,00 64,85	3,28 3,51	44,59 29,40	8,00 5,48	10,38 3,81	239,90 64,96	119,60 25,49	»	10,9 0,5 56,8	1,6	Ломоносов, Малых, 14/VIII 1965	
42	Гаргинский, на правом берегу р. Гарга, в 78 км восточнее с. Курумкан	»	76 7,6	3,0 1084,6	18,29 3,28	284,50 86,62	1,09 0,63	27,09 9,47	12,00 4,43	56,06 11,06	490,90 71,55	112,90 12,95	»	4,0 12,0 76,3	4,3	Ломоносов, 15/IV 1966	
48	Ирканинский, на берегу оз. Ирканы, в 5 км юго-западнее с. Кумора	Граниты PR—A	34,8 7,8	0,28 555,7	2,13 0,72	142,10 79,81	1,75 1,87	27,05 17,60	10,60 7,29	28,64 10,52	245,20 66,55	73,20 15,64	»	Не обн. н. с. 25,0	3,6	Пиннер, 12/VIII 1965	
37	Хакусский, в бухте Хакуссы на северо-восточном берегу оз. Байкал	Граниты PR	46 7,4	Σ85 365,0	2,20 1,16	68,86 69,79	3,49 6,67	19,28 22,38	1,89 2,30	4,61 3,02	149,80 70,25	64,04 24,43	»	» 2,0 50,8	н. с.	Ломоносов, 13/IX 1963	
31	Алгинский, на левом берегу р. Баргузин, северо-восточная окраина д. Алга	То же	20,8 7,2	1,2 594,0	125,00 70,30		1,00 1,30	44,00 28,40	1,60 1,00	20,00 7,10	308,00 82,90	43,00 9,00	н. с. н. с.	11,0 51,0	1,5	Басков, Кли- мов, 1962 г. Ло- моносов, 20/VII 1963	
32	Инский, на р. Ина, в 21 км к юго-востоку от д. Баян-Гол	»—	19 7,4	0,5 968,0	263,0 88,40		4,00 —	30,00 11,60	4,00 1,62	37,00 8,03	504,00 81,08	73,00 9,27	»	» н. с. н. с.	Басков, Кли- мов, 1962		

Аллинский тип

1	Маймалышский, на берегу р. Аркан-Хем, левого притока р. Маймалыш	Граниты Д	39 7,6	0,5—0,6 293,8	2,90 2,11	70,10 92,03	Не обн.	3,89 5,86	2,20 3,50	19,29 16,42	40,90 25,72	85,40 42,28	12,00 12,08	Не обн.	1,0 57,1	0,8	Пиннекер, 11/XII 1966
2	Тере-Хольский, на берегу оз. Тере-Холь, в устье руч. Балей	Мраморы PR	21 7,0	6—7 372,4	5,50 3,11	66,52 63,76	4,12 7,48	15,55 17,10	8,00 9,29	7,02 4,36	44,63 20,21	183,00 66,14	Не обн.	2,4 31,4	н. с.	Пиннекер, 1/XI 1966	
4	Джиглагинский, на правом берегу р. Бусин-Гол, в 30 км от Уш-Белдира	Граниты Pz	40,5 7,6	5,0 427,4	2,40 1,21	94,99 83,27	Сл. —	15,10 15,42	4,00 4,23	19,51 11,08	57,61 24,20	134,2 44,36	24,00 16,13	н. с.	1—2 75,2	»	Пиннекер, 5/VII 1966
57	Челолекский, на р. Челолек, правом притоке р. Витим	Известняки Cm	36,8 8,6	8,0 264,1	10,40 11,92	19,20 42,55	33,60 45,53	23,60 17,89	40,00 22,49	134,20 59,62	н. с.	н. с.	н. с.	11,4	»	Пиннекер, 21/IX 1959	
59	Пурелагский, в долине р. Пурелаг, левого притока р. Конды, в 2 км выше устья	Метаморфические породы PR	42 8,0	8,0 540,5	4,26 1,84	132,30 96,88	Не обн.	1,08 0,90	2,80 2,48	32,00 15,20	167,50 58,74	61,00 16,84	12,00 6,74	Не обн.	н. с. 52,0	»	Писарский, Ключников, 9/VIII 1966 Климов, 1965
38	Фролихинский, на левом склоне долины р. Фролиха, западный берег оз. Байкал	Граниты PR	35,5 7,6	4,5 263,8	1,80 1,23	38,78 72,09	1,05 2,31	18,20 24,37	4,00 5,64	10,74 8,13	96,70 54,02	61,00 26,84	6,00 5,37	»	Ломоносов, 12/IX 1963	»	
54	Туриканский, на левом берегу р. Верхняя Ангара, 1,5 км от устья р. Турикан	То же	18 —	1,0 228,0	0,80 —	59,20 82,60	Сл.	10,52 16,85	4,08 6,74	8,95 8,09	65,02 43,45	79,30 41,72	Не обн.	Слабый запах н. с.	»	Курушин, 1965	
25	Змеиный, на п-ове Святой Нос, берег Чивыркуйского залива	Гранито-гнейсы PR	45,5 7,6	0,3 477,4	1,60 0,69	128,20 93,42	1,75 2,41	4,17 3,48	13,00 11,46	21,28 10,05	119,30 49,00	97,60 19,14	18,00 10,05	8,8 69,0	10	»	Ломоносов, 30/IX 1963, Пи- сарский, 9/IX 1971

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
28	Толстихинский, на левом берегу р. Баргузин, в 3,5 км от п. Баргузин	Граниты PR	27 8,1	0,3 435,8	4,55 1,78	136,10 90,82	1,75 2,21	6,77 5,19	8,00 6,46	25,32 10,96	123,90 36,60	73,20 18,42	48,00 24,56	Не обн.	Слабый запах 7,9	н. с.	Ломоносов, 18/IV 1966
28 ^a	Толстихинская скв. 8	То же	42—45 7,9	6,1 450,2	142,31 97,10	0,61 0,78	2,00 1,55	17,73 7,8	147,73 48,20	109,83 28,30	30,00 15,70	»	н. с. н. с.	»	Замана, 26/VII 1965		
29	Уринский, в долине р. Уро, в 25—28 км на юго-восток от д. Большое Уро	»	48 н. с.	0,15 525,1	2,37 0,98	126,10 89,23	3,06 5,96	7,01 5,96	12,00 10,26	17,90 8,21	149,40 50,63	91,50 24,40	12,00 6,55	н. с.	1,0 103,8	Диденко, 2/VII 1965	
34	Язовский, на левом берегу р. Язовка, в 3,5 км от впадения ее в оз. Байкал	Граниты А	22,0 8,0	20 256,5	0,8	54,30 73,81	1,97 5,06	13,03 20,32	5,30 8,72	15,54 11,06	72,84 47,08	64,05 33,14	Не обн. Не обн.	Не обн. 27,9	3,7	Ломоносов, 4/X 1965	
39	Аллинский, в долине р. Алла, в 8 км западнее д. Алла	Граниты PR	74,0 7,8	10,0 450,1	6,28 2,75	109,90 82,64	1,20 1,71	6,34 7,18	12,00 12,52	18,09 9,85	108,40 41,38	94,56 28,42	12,00 7,33	»	24,8 81,2	4—5	Ломоносов, 13/IV 1966 Флешлер, 1970
46	Корикейский, на правом берегу р. Верхняя Ангара, в 2 км выше д. Верхняя Зимка	То же	42,5 7,2	7,0 349,8	1,67 0,92	91,52 85,39	1,26 2,21	10,31 11,03	5,00 5,64	14,19 8,58	113,80 57,73	79,30 27,90	н. с.	»	3,4 31,53	1,5	Ломоносов, 31/VIII 1963
5	Уш-Белдир, скв. 11 у слияния р. Шишхид-Гол с р. Белин, глубина 25—41 м	Метаморфическая толща PR в контакте с интрузией Pz	84 8,4	8,0 468,1	7,20 3,23	100,40 76,69	8,26 11,93	0,96 0,84	8,00 7,40	26,30 13,03	83,10 30,38	24,40 7,03	72,00 42,16	»	17 130,0	3,0	Пиннекер, 1/XI 1966
47	Дзелинддинский, на правом берегу р. Дзелинда, в 3 км от устья	Граниты PR	42,5 7,4	7 273,5	2,07 1,43	67,84 77,84	1,97 4,39	10,00 15,47	6,00 8,04	11,01 7,88	106,00 56,11	67,10 27,97	Не обн. Не обн.	Не обн. 1,5	1,5 2,0	Ломоносов, 30/VIII 1963	

Кульдурский тип

35	Большереченский, в долине р. Большая Речка, в 20 км от оз. Байкал	»	74 10,2	1,3 389,6	3,20 1,60	105,6 89,60	1,64 2,50	1,80 1,70	16,00 15,30	1,97 1,00	128,20 48,7	42,70 12,80	36,60 22,20	»	3,0 46,8	»	Писарский, 6/IX 1971
40	Сеюйский, на правом берегу р. Сея, в 8 км от впадения ее в р. Хахархай	»	52 7,8	16,0 409,5	1,14 0,57	108,70 93,69	1,31 2,14	3,47 3,40	20,0 22,86	15,02 8,44	70,37 29,04	115,90 35,70	6,00 3,96	»	1,7 63,9	0,3	Ломоносов, 20/IV 1966
43	Кучехирский, на правом берегу р. Баргузин, в 8 км от п. Улон-Хана	»	47 7,6	10 465,3	4,40 1,86	127,90 91,42	0,55 0,74	7,29 5,98	18,00 16,12	21,70 9,06	95,26 31,60	88,45 22,84	39,00 20,38	»	29 62,3	0,4	Ломоносов, 12/IV 1966
36	Котельниковский, на западном берегу Байкала, на мысе Котельниковском у бани	Граниты А	64 7,4	1,0 435,7	3,66 1,75	110,8 90,92	2,18 3,40	4,17 3,93	20,10 19,97	14,18 7,55	40,33 15,85	73,20 22,66	54,00 33,97	н. с.	112,6	2,2	Пиннекер, 23/VII 1965 Ломоносов, 27/VIII 1963
36 ^a	Котельниковский, на западном берегу Байкала, на мысе Котельниковском в родниковой воронке	То же	48,5 9,0	— 278,1	3,80 2,80	72,80 90,9	1,50 2,30	1,80 2,60	40,00 55,1	5,93 4,20	21,80 11,80	6,10 2,60	30,00 26,30	Не обн.	93,6	н. с.	Писарский, 31/VIII 1971
27	Гусихинский, на правом берегу р. Малая Гусиха	»	55 7,2	0,8 756,8	17,94 4,87	180,00 83,06	1,53 1,34	18,76 9,93	16,00 8,81	36,17 10,66	286,00 62,22	106,80 48,28	Не обн.	8,0 91,3	1,5	Ломоносов, 22/IV 1966	

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	В 8 км юго-восточнее с. Адамово																
27a	Гусихинская скв. 28, глубина 84 м	Граниты A	72,5 7,5	3,0 772,2	8,57 2,29	200,00 90,85	1,13 0,97	11,14 5,81	10,00 5,33	35,46 10,12	309,40 65,20	103,70 17,20	6,00 2,02	н. с. н. с.	н. с. 85,8	Лысак, 10/VIII 1970	
27б	Болотный, на правом берегу р. Правая Малая Гусиха, в 12 км восточнее Гусихинского источника	То же	40,4 7,4	0,45 517,4	162,25 92,71	н. с.	Не обн.	10,02 7,15	н. с.	31,91 12,86	215,63 64,29	97,63 22,85	Не обн.	8,80	Запах H ₂ S н. с.	Литвиненко, Репяшник, 15/VIII 1963	
44	Умхейский, на острове р. Баргузин, в 17 км севернее п. Улюнхана	Граниты PR	46 7,6	7,0 451,4	3,12 1,33	123,80 87,68	2,29 3,13	6,25 5,12	14,00 12,35	14,47 6,84	104,30 36,39	57,95 15,93	51,00 28,49	Не обн.	31 70,8	0,4	Ломоносов, 12/V 1966
49	Точинский, в 6 км от устья р. Червяк (правый приток р. Верх. Цыпа)	Граниты A-PR	58 6	— 368,9	н. с.	110,55 97,18	1,09 1,88	1,04 1,04	н. с.	19,39 11,44	84,36 36,58	152,50 51,98	н. с.	Сильный запах H ₂ S н. с.	н. с.	Кравченко, 1940	
49 ^a	Амнундийский, в верхнем течении р. Амнунда (правый приток р. Точа)	То же	34 6,1	— 379,9	»	111,31 93,66	1,31 2,18	4,15 4,16	»	19,38 10,88	115,63 57,62	128,10 41,50	»	»	н. с.	»	Кравченко, 1940
50	Баунтовский, на р. Верх. Цыпа у пос. Баунт и однотипного озера	Граниты PR	53 8,5	8—10 475,3	2,81 1,00	151,30 91,72	2,40 2,75	5,46 3,79	24,00 17,61	25,07 9,86	51,44 14,93	140,30 32,07	3,00 13,94	Не обн.	15,0 65,0	»	Ломоносов, 15/VII 1969
33	Давшинский, на восточном берегу оз. Байкал, в п. Давша	Граниты A	45,0 7,2	1,0 509,7	6,24 2,26	141,30 86,70	0,65 0,76	14,59 10,28	14,00 10,40	36,17 14,40	195,90 57,56	45,75 10,58	15,00 7,06	н. с.	Не обн. фон.	Ломоносов, 14/X 1966	
30	Быстринский, на левом берегу р. Баргузин, у берега протоки Быстрой	Граниты PR	22,2 7,0	2,5 673,4	3,33 1,00	180,0 91,83	1,42 1,37	9,90 5,80	14,00 7,84	64,49 19,35	249,20 55,19	88,45 15,43	6,00 2,13	н. с.	н. с. 56,0	0,5	Ломоносов, 17/V 1966

51	Шуриндинский, на р. Нира, в 14 км юго-восточнее оз. Бусани	То же	67,5 8,5	20 633,0	4,46 1,40	168,80 89,76	1,64 1,65	10,91 6,65	20,80 12,54	4,64 1,50	170,11 40,58	170,80 32,09	6,00 2,29	Не обн.	0,01 72,8	0,6	Ломоносов, 8/VII 1969
52	Бусанский, на северо-западном берегу оз. Бусани	»	48,5 9,1	10 585,1	2,60 0,92	153,40 92,03	1,75 1,99	5,95 4,10	24,00 16,30	35,81 13,40	25,31 7,45	259,30 51,55	21,00 9,88	»	0,06 55,1	Фон.	Ломоносов, 5/VII 1969
53	Ципинский, на левом берегу р. Могой, притока оз. Бусани	Граниты и метаморфические сланцы PR	81 9,3	80—100 544,2	3,91 1,34	157,20 91,33	1,86 2,04	6,45 4,30	26,40 21,66	8,97 6,48	40,94 14,48	170,80 40,52	30,00 16,46	»	0,26 93,1	«	Ломоносов, 1969
55	Муйканский, в долине р. Муйкан, в 2,5 км выше устья р. Оран	Граниты PR	57 7,2	40 322,0	1,77 1,11	58,81 63,25	2,40 4,87	24,05 29,68	20,00 26,32	10,74 7,49	49,97 25,65	100,70 40,54	н. с.	»	0,86 52,8	Выше фонов	Ломоносов, Малых, 5/VII 1965

Питателевский тип

24	Кулиные болота, на перешейке между Чивиркуйским и Баргузинским заливами Байкала	Гранито-гнейсы PR	26 н. с.	н. с. 331,7	123,70 87,40	н. с.	2,87 2,60	н. с.	50,40 33,50	31,33 15,30	114,40 44,12	9,00 7,08	»	2,0 н. с.	н. с.	Ткачук, Ан-кудинова 14/IX 1953	
21	Питателевская скв. 52, интервал опробования 249—378 м, в 54 км западнее г. Улан-Удэ, на левом берегу р. Селенги у с. Ильинского	Трещиноватые граниты и гранодиориты PR — Pz	74,8 6,8	2,0 (Фонт.) 2130,0	38,05 3,26	522,80 76,01	3,93 1,08	112,10 18,70	6,00 1,06	187,70 17,70	1135,00 79,02	39,65 2,18	н. с.	»	н. с. 75,23	»	Ломоносов, 31/VII 1963
21 ^a	Питателевская скв. 58, интервал опробования 60—375 м	Трещиноватые граниты и гранодиориты PR — Pz	68—70 8	5,6 (Фонт.) 1832,9	541,75 81,00	1,22 0,40	99,20 8,60	н. с.	284,00 30,00	870,09 67,80	36,60 2,20	н. с.	1,4 н. с.	н. с.	Писарский, Колдышева, Гановичева, IX/1968		
21 ^b	Питателевская скв. 56, интервал опробования 64—230	То же	58 7	1,4 (Фонт.) 1756,7	17,50 1,81	443,0 77,73	н. с.	100,20 20,48	7,40 1,54	191,50 21,31	909,00 74,70	30,50 1,97	3,00 0,39	н. с.	44,2	»	Лысак, 13/VIII 1970

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
21 ^b	Питателевская скв. 63, интервал опробования 147—213 м	То же	68,2 8,6	4,5 (Фонт.) 1810,8	20,04 2,05	420,00 73,06	3,93 1,29	113,60 22,68	7,00 н. с.	191,70 21,63	897,80 74,77	54,90 3,60	н. с.	13,2	2,0 93,4	1,8	Борисенко, IV 1967
58	Толмачевский, в русле у правого берега р. Муя, в 2,5 км выше п. Толмачева	Граниты А	25 6,8	~5 487,6	14,24 6,13	98,88 72,38	6,11 8,45	14,53 12,20	10,00 8,54	58,62 26,82	39,29 13,27	192,10 51,11	Не обн.	8,1	0,7 51,9	3,8	Ломоносов, Малых 2/IX 1965
63	Чарский, на левом берегу р. Чара	Диориты PR	50 8,2	60—90 592,6	н. с.	172,60 96,76	1,20 1,12	2,00 1,25	5,60 3,69	72,70 25,55	197,50 51,32	79,30 16,20	8,00 3,24	н. с.	н. с. 51,9	н. с.	Шпак, Склиревский, VI 1964
64	Олекминский, на правом берегу р. Олекма, в 1,2 км выше устья р. Тунгурчурча	Сланцы, Мраморы, PR	48 7,8	300 352,2	»	78,90 74,90	0,66 1,30	21,80 23,80	6,00 —	74,47 45,80	80,00 36,50	24,40 8,70	12,00 9,00	»	н. с. 54(?)	»	Кононова, Жирков, Кан, 20/III 1964
65	Тунгурчаканский, в 10 км выше устья р. Тунгурчакан	То же	17—18 7,4	60 429,3	»	83,92 70,00	1,70 2,89	28,60 27,11	н. с.	96,90 52,50	80,00 32,11	48,80 15,39	Не обн.	»	н. с. 89,3(?)	»	Кононова, Жирков, Кан, 29/VI 1964 Луговой, 1962

Метановые гидротермы

Тункинский тип

12	Скв. Тунка-1, в 1,5 км от с. Жемчук и 10 км от с. Кырен, глубина 728—864 м	Песчаники, песчанистые глины, пески Mg	38,5 7,2	7,5—8,0 1238,1	1,86 0,32	298,70 85,33	2,40 1,29	38,84 12,74	0,20 0,07	91,15 16,89	11,31 1,54	756,40 81,49	Не обн.	н. с.	<1,0 36,4	0,5	Писарский, 9/IX 1967
19	Истокская скв. 4, в 4 км северо-восточнее д. Исток. Интервал опробования 2391—2422	Песчано-гравийные отложения Mi	55 7,7	6,1 363,4	Не обн.	101,89 96,94	1,19 1,96	Н. с.	9,69 5,90	Н. с.	237,70 85,34	12,0 8,76	»	н. с. н. с.	н. с.	Самсонов, Пономарева, 19—30/IV 1961	

19 ^a	Истокская скв. 5, в 6 км южнее д. Исток. Интервал опробования 2859—2906 м	Песчаники и пески Mi	~100 7,7	2,25 (Фонт.) 465,3	н. с.	134,11 93,75	Не обн.	4,43 3,31	»	45,74 20,74	25,51 8,54	249,80 71,42	Не обн.	»	»	»	Самсонов, Пономарева, 1962
19 ^b	Истокская скв. 4, в 1,5 км южнее д. Исток. Интервал опробования 2780—2783 м	Кварцевые пески Mi	83 7,8	2,5 525,7	»	15,66 72,82	2,18 19,26	14,91 7,92	»	108,63 32,72	н. с.	384,30 67,28	»	»	»	Доронина, 28/V 1960	
17	Твороговская скв. в д. Творогово. Интервал опробования 1748—1753 м	Песчано-глинистые сланцы N	35,7 —	2,0 134,6	»	21,48 50,00	4,40 19,57	11,28 30,43	»	13,48 18,94	23,00 27,79	61,00 53,27	»	»	»	Доронина 13/VII 1953	
20	Скв. Сухая 1 на вост. берегу оз. Байкал, в 2 км юго-западнее д. Сухая, глубина 150 м	Песчано-глинистые отложения N	27,5 7,6	1,3 (Фонт.) 696,6	3,45 0,92	181,70 91,27	1,64 1,56	10,85 6,25	»	60,77 19,80	2,06 0,50	323,30 61,22	48,00 18,48	10,8	7,1 63,1	0,5	Ломоносов, 27/VII 1963
14	Тункинская скв. 2 д. Хурай-Хобок. Интервал опробования 1897—1909 м	Песчаники, базальты N	49,8 —	0,31 1464,4	н. с.	367,29 90,20	16,17 7,52	8,02 2,26	н. с.	40,25 6,42	8,23 0,96	1024,30 92,62	н. с.	н. с. н. с.	н. с.	Повышев, 1956	
41	Могойтинская скв., в 9 км юго-западнее п. Могоито. Интервал опробования 1192—1414 м	Песчано-глинистые сланцы N	>37 8,4	6,0 (Фонт.) 478,4	»	103,78 71,92	8,30 10,88	21,70 17,20	»	25,33 11,38	17,28 5,72	298,00 83,30	»	»	»	Конева, 1954	

Истокский тип

18	Истокская скв. 3, в 2 км северо-западнее д. Исток. Интервал опробования 2732—2741 м, 2920—2925 м	Пески Mi	95 7,6	0,22 1454,0	»	368,46 71,43	Не обн.	127,84 28,39	»	570,00 71,55	3,42 0,27	378,20 27,62	3,00 0,46	»	»	»	Самсонов, Пономарева, 1—20/III 1962
		Песчаники Mi	99 6,9	1,3 3350,9	»	834,67 65,78	50,23 7,48	292,89 26,48	»	1637,4 83,70	57,38 2,16	475,80 14,14	н. с.	»	»	»	

Окончание табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Углеродистые гидротермы</i>																	
<i>Шумакский тип</i>																	
11	Шумакский, в долине р. Шумак, правого притока р. Китой	Известняки PR	34,5 6,3	Σ7—8 1285,1	12,40 3,40	25,50 6,40	74,30 37,60	170,50 52,60	н. с. —	4,36 0,80	32,90 4,20	939,40 95,0	»	591,4	0,4 25,5	55,0	Борисенко, 28/VII 1965
13	Аршан-Тункинская скв. 28. Интервал опробования 400—580 м	Известняки PR	42,5 6,1	9,5 4100,7	н. с. 18,37	229,10 21,75	143,50 59,36	664,00	2,5	68,10 3,54	678,00 26,02	2330,2 70,44	»	1232,0	н. с. 120	фон.	Кашин, 29/IV 1968
60	Сыннийский, в долине р. Сыни, в 1,5—3 км юго-восточнее вулкана Сыни	»	16 6,2	4,0 4496,5	31,05 1,43	245,90 19,30	161,90 24,02	594,40 53,52	2,00 0,19	72,76 3,70	23,87 0,90	3213,50 95,05	»	2124,0	2,5 119,6	»	Ключников, 8/VIII 1966
10	Саган-Сайрский, на левом берегу р. Китой, в 4 км ниже устья р. Саган-Сайр	Известняки и доломиты PR	25—30 8,1	2,5—3 209,2	н. с. 17,80	12,00 31,00	10,10 51,10	27,40	н. с. 2,90	7,40 5,60	149,50 91,5	н. с. н. с.	н. с. н. с.	н. с. н. с.	н. с. н. с.	Борисенко, VII 1968	
<i>Боржомский тип</i>																	
6	Чойганский, на р. Аркан-Хем, правом истоке р. Изиг-Суг	Гнейсы и мраморы PCm, прорванные гранитами и диоритами Pz	35,4 6,4	2 2608,7	47,76 3,90	359,20 49,80	27,42 7,18	245,3 39,02	0,60 0,10	28,94 2,60	15,22 1,01	1842,2 96,29	Не обн.	664,0	Не обн. 41,6	8,7	Пиннекер, Кустов, 24/VII 1967
62	Плотинный, в долине левого притока р. Эймнах	Метаморфические породы PR	16,5 6,4	4,0 7267,3	27,80 0,77	1457,00 68,42	170,80 15,17	285,20 15,38	Не обн. 18,06	1,64 0,03	4626,30 81,80	н. с. н. с.	1951,0	Не обн. 98,0	н. с.	Ключников, 17/IX 1967	
61	Травертиновый, в долине левого притока р. Эймнах	То же	20,0 6,4	8,0 5583,4	24,29 0,89	772,80 48,03	208,60 24,53	365,10 26,05	»	247,00 9,96	0,410 0,01	3841,00 90,00	»	1559,0	н. с. 143,3	»	Ключников, 16/IX 1967

¹ Химико-аналитическими методами компонент не обнаружен.² Нет сведений.

натриевые термы приурочены обычно к массивам изверженных пород — гранитов, граносиенитов и других производных кислой магмы и выходят на поверхность непосредственно из открытых или перекрытых маломощными современными рыхлыми отложениями трещин. Характерно, что почти все гидротермы, вскрытые скважинами в изверженных породах, также относятся к горячинскому типу.

Сульфатные натриевые термы повсеместно распространены в южной и центральной частях рифтовой зоны, где вскрываются скважинами на Горячинском и Ниловопустынском месторождениях. На севере региона они формируют лишь отдельные групповые выходы (Ирканинское, Фролихинское, Пурелагское и др.) среди широко развитых здесь термальных вод и иного химического состава.

Территориально гидротермы горячинского типа тяготеют к центральной части Байкальской рифтовой зоны и выходят в горном обрамлении Байкальской, Тункинской, Баргузинской, Верхне-Ангарской и Хубсугульской впадин (см. рис. 2).

В зависимости от характера путей движения и выхода на поверхность температура сульфатных натриевых терм колеблется в широких пределах и изменяется от 20° (Алгинский источник) до 76 °C (Гаргинский источник). Преобладают температуры 40—60° C.

Отличительной особенностью гидротерм горячинского типа является абсолютное преобладание в анионном составе сульфатного иона и минерализация, изменяющаяся от 0,5 до 1,0 г/л.

В анионном составе терм содержание сульфат-иона (см. табл. 2) колеблется от 60 до 600 мг/л, гидрокарбонат-ион стоит на втором месте, и его содержание не превышает 120 мг/л (Муйский источник). Максимальное количество хлор-иона отмечено в воде Енгорбайского источника и равно всего 94 мг/л при общей минерализации 1 г/л. В катионном составе преобладает натрий (от 70 до 300 мг/л), содержание кальция не превышает 60 мг/л, еще меньше магния (до 6 мг/л). Все термы горячинского типа обладают щелочной реакцией (pH до 8,4). Особенностью рассматриваемых терм является наличие в них повышенных содержаний отдельных микрокомпонентов. В результате определения более 50 микроэлементов установлено, что наиболее широко в гидротермах распространены алюминий, железо, литий и стронций. Содержание стронция, например, достигает 2,1 мг/л (источник Нилова Пустынь), лития — 1,5 мг/л (Гаргинский источник), меньше распространены бром, молибден, барий, марганец, вольфрам, титан (десятые и сотые доли мг/л), германий, цинк, свинец, серебро и др. (тысячные доли мг/л). Бедны термы ураном и радоном. Максимальное содержание урана $1,9 \cdot 10^{-6}$ г/л (Енгорбайский источник), а радия $4,5 \cdot 10^{-11}$ г/л (Гусихинский источник). Все термы фтороносны, содержание фтора в воде Гусихинского, Гаргинского, Ирканинского и Ниловопустынского источников колеблется от 8 до 12 мг/л. Особо следует отметить повсеместное и часто очень высокое содержание в термальных водах кремнекислоты (см. табл. 2), достигающее 95 мг/л (Сарысский источник и др.). По содержанию кремнекислоты гидротермы относятся к кремнистым.

По составу свободно выделяющихся и растворенных газов сульфатные натриевые термы являются исключительно азотными, содержание азота колеблется от 85 до 99,6%. Содержание примесей (кислорода и метана) редко превышает 1,4, а водорода 0,2%. Редкие газы группы гелия в растворенных газах содержатся в количествах от 0,062 (источник Хакусский) до 0,6% (источник Инский), а группы аргона — от 1 до 1,5%.

Некоторые термы горячинского типа являются радоновыми. Содержание радона в воде скважин Ниловой Пустыни 9,6 ммКюри/л, Енгорбайского¹ источника — 4,8, Гаргинского — 4,3, Ирканинского — 3,6 ммКюри/л, что позволяет отнести их к подтипу радоновых сульфатных натриевых гидротерм.

Большой интерес представляют данные о содержании в водах рассматриваемого типа сероводорода. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы показывают, что сероводород содержится в незначительных количествах, редко превышая 1—2 мг/л. Лишь в Гаргинском, Тарысском, Алгинском и Енгорбайском источниках зафиксировано его повышенное содержание (11—16 мг/л), что позволило выделить самостоятельный подтип сероводородных сульфатных натриевых гидротерм.

Дебит источников гидротерм горячинского типа весьма изменчив, колеблется от 1 до 10 л/с, хотя в отдельных случаях превышает 20 и даже 85 л/с (источник Хакусский).

На территории Байкальской рифтовой зоны в настоящее время известно 15 групповых выходов сульфатных натриевых кремнистых терм горячинского типа, что составляет немногим более 20% от количества всех известных на этой территории выходов термальных вод, а на двух месторождениях — Горячинском и Ниловопустынском — проведены разведочные работы, позволившие подсчитать эксплуатационные запасы этих вод.

Аналоги горячинского типа гидротерм имеются в других горных районах земного шара, хотя они и очень немногочисленны. В частности, близкий состав имеют некоторые термы Камчатки (Паратунские Средние, Паланские) и Тянь-Шаня (Тургенские источники). В Болгарии в пределах зоны альпийской складчатости к термам горячинского типа относятся источники Момин Проход, Вельова Баня, Симитли и некоторые др.

Аллинский тип. К сульфатным термам близки воды аллинского типа, развитые почти повсеместно в северном Прибайкалье и по химическому составу относящиеся к сложным гидрокарбонатно-сульфатным и сульфатно-гидрокарбонатным натриевым термам. Эти термы в отличие от «чистых» сульфатных натриевых характеризуются более низкой минерализацией (0,2—0,6 г/л) и широкими пределами колебаний процентного содержания сульфатов и гидрокарбонатов. Содержание сульфатов изменяется от 20 до 60, а гидрокарбоната и карбонат-иона от 25 до 70 экв. %. Абсолютное содержание сульфатов в воде колеблется от 40 (источник Маймалыш) до 150 мг/л (Уринский источник), гидрокарбонатов — не превышает 140 мг/л (Джиглагинский источник), а хлора — 32 мг/л (источник Пурелаг). В некоторых случаях гидрокарбонатный ион преобладает над сульфат-ионом, как это имеет место в Тере-Хольском и других источниках. Содержание фтора до 12—13 мг/л имеют источники Аллинский, Уринский, Змеиный, кремниевой кислоты — 100—180 мг/л — источники Пурелагский, Уш-Белдир. Термальные воды обладают щелочной реакцией ($\text{pH} > 7-8$).

По составу микрокомпонентов воды аллинского типа несколько отличаются от рассмотренных выше сульфатных натриевых терм. Так, в них значительно меньше, чем в сульфатных натриевых водах, содержится лития (0,03—0,18 мг/л) и стронция (0,07—0,3 мг/л). Кроме того, в водах аллинского типа присутствуют сотые, реже десятые доли миллиграмма на литр титана, молибдена, вольфрама, германия и бария. Уран содержится в количествах, не превышающих $1,2 \cdot 10^{-6}$ г/л, а радий практически отсутствует.

Как свободные, так и растворенные газы рассматриваемых терм по составу относятся исключительно к азотным. Содержание растворенного азота достигает 98%, кислорода — 5,3, метана — 15,7%. Из редких газов присутствуют газы группы гелия в количестве 0,009—0,05 и аргона — 0,9—1,92 %.

Суммарный сероводород содержится обычно в количествах, не превышающих нескольких мг/л, и лишь в источниках и скважинах Уш-Белдирского месторождения количество сероводорода достигает 17—23,0 мг/л. Содержание радиона в азотных термах аллинского типа редко превышает 1,0 мкКюри/л. Исключение составляют источники Аллинский (4—

5 ммКюри/л), Язовский (3,7 ммКюри/л) и вода скв. 10 на курорте Уш-Белди (3,0 ммКюри/л). Повышенное содержание сероводорода и радона позволило выделить среди гидротерм аллинского типа подтипы сероводородных и радоновых вод.

Характерной особенностью рассматриваемых гидротерм является то, что их выходы на поверхность, за очень редким исключением, приурочены к рыхлым образованиям различного генезиса, перекрывающим коренные породы. Очень часто источники расположены близ уреза воды рек. Характер выхода терм в значительной степени обусловливает химический состав этих вод. Проходя через толщу рыхлых отложений, термальные воды разбавляются пресными грунтовыми и речными гидрокарбонатными водами, и, таким образом, формируется смешанный тип вод. В этом отношении показателен групповой выход термальных вод в долине р. Алла. Здесь на небольшом участке имеется многочисленное количество термальных источников, выходящих на урезе воды в р. Алла, химический состав которых в зависимости от доли участия поверхностных вод изменяется от гидрокарбонатно-сульфатного до сульфатно-гидрокарбонатного натриевого.

Дебит источников в большинстве случаев определить очень трудно, так как последние, проходя толщу рыхлых отложений, формируют рассеянные выходы с дебитом отдельных струй порядка сотых или десятых долей литра в секунду (Уринский и др.). Суммарный дебит таких выходов в некоторых случаях достигает 1—20 л/с (Язовский, Корикейский и др.). Следует отметить, что приведенный дебит источников, как правило, занижен и при соответствующем каптаже может быть увеличен.

Аналоги гидротерм аллинского типа в других районах земного шара довольно многочисленны.

Особенно много гидротерм аллинского типа на Памире (источники Джиланды, Кой-Тезок, Джаушан-Кузкала), имеются они на Кавказе (источник Двири), Тянь-Шане (скважины Алма-Арасан, Кызыл-Тепе), Алтае (Булокуриха, Джумалинские), Дальнем Востоке (Амгу, Анненские) и Камчатке (Малые Банные). Значительным распространением пользуются термы этого типа в Болгарии (источники Вельова Баня, Новая Баня, Мизинка и др.), Корее (источники Сончжон, Онпхо, Иончхон, Самно, Сечхон, Посан, Чуыл и др.) и т. д.

Кульдурский тип. На северо-восточном фланге рифтовой зоны, в Ципинской, Муяканской и северных частях Байкальской и Баргузинской впадин, распространены термальные воды своеобразного химического состава, относящиеся к кульдурскому типу (см. рис. 2). Представителями этих гидротерм являются Баунтовский, Ципинский, Бусанский, Точинский источники Ципинской впадины, а также Муяканский, Котельниковский, Давшинский, Сейский, Умхейский, Кучехирский, Большереченский и Гусихинский источники других впадин (см. табл. 2).

Главной и основной особенностью химического состава терм кульдурского типа является высокое содержание в них фтора, достигающее 14—26 мг/л, при минерализации 0,3—0,75 г/л. По химическому составу термы относятся к фторидно-гидрокарбонатным, реже фторидно-сульфатно-гидрокарбонатным натриевым. Как правило, наряду с гидрокарбонатами в воде кульдурских терм в значительных (до 50 мг/л) количествах присутствует карбонат-ион. Относительно повышенное содержание хлора, до 36 мг/л, отмечено в Бусанском, Гусихинском и Давшинском источниках. В катионном составе доминирует натрий при очень незначительном содержании магния и кальция.

Наиболее интересным районом распространения фторидных вод является район Ципинской впадины. В результате работ, проведенных нами в 1969 г., здесь впервые установлено повсеместное очень высокое (аномальное) обогащение термальных вод фтором, содержание которого достигает 20—26 мг/л.

Из предыдущих исследователей только В. А. Албагачиева (1965) и Л. Н. Барабанов (Барабанов, Дислер, 1968) отметили наличие фтора в термах Ципинского (Могойского) и Баунтовского источников, содержание которого по их данным не превышает 7—8 мг/л. Необходимо отметить, что исследования В. А. Албагачиевой, проведенные в 1952—1954 гг. в пределах Ципинской (Баунтовской) и Муяканской впадин, результаты которых опубликованы в 1965 г., не только не внесли ясность в вопрос о характере и распространении гидротерм этой слабоизученной территории, но в значительной степени дезориентировали исследователей. В своей книге В. А. Албагачиева (1965) на с. 34—37 приводит таблицу «Основных показателей вод термальных источников северного Забайкалья», в которой выделяет и описывает химический состав четырех Уакитских, пяти Могойских и Францевского источников. На самом деле существует один групповой выход, носящий у местного населения все вышеупомянутые названия. Этот выход во избежание дальнейшей путаницы следует называть Ципинским. То же следует сказать о Нирском и Шуриндинском источниках, являющихся одним и тем же выходом терм в долине р. Нира у бывшего эвенкийского поселка Шуринда (в настоящее время поселок не существует).

Все высказанные, а также отсутствие в литературе более достоверных сведений заставляет нас несколько подробней остановиться на характеристике фторидных терм Ципинской и Муяканской впадин, обследованных нами в 1965 и 1969 гг. и послуживших основой для выделения кульдурского типа терм в пределах Байкальской рифтовой зоны.

В результате полевых работ 1969 г. было установлено, что в Ципинской впадине реально существуют всего шесть источников: Ципинский (Могойский), Шуринда, Баунтовский, Бусанский, Точинский и Амунданда.

Ципинский источник расположен в двух км от русла Могой (левый приток р. Ципа) и в трех км выше устья р. Амундакон. Разгрузка термальных вод осуществляется на площади размером 100×120 м. Наиболее горячая вода (81°C) выходит в небольшом углублении, каптированном деревянным срубом, а всего насчитывается более 20 небольших выходов, не считая мелких, рассеянных по всей площади. Дебит основного наиболее высокотемпературного выхода 1 л/с, а суммарный дебит всей площади разгрузки порядка 80—100 л/с. По температуре и дебиту источник пре-восходит не только термы Ципинской впадины, но и все другие выходы терм впадин байкальского типа. Определение в воде отдельных выходов величины pH показало, что концентрация водородных ионов изменяется в зависимости от температуры и степени разбавления воды от 8,5, в случае, где температура воды 64°C («ванный» корпус), до 9,3 в главном выходе.

Свообразен солевой состав минеральной воды источника (см.табл. 2), в которой отмечено самое высокое из известных в рифтовой зоне содержание фтора, достигающее 26,4 мг/л, а также повышенное содержание кремниевой кислоты — 93 мг/л. При общей минерализации воды 0,539 г/л в ее химическом составе преобладают фториды и гидрокарбонаты натрия. Следует обратить также внимание на факт повышенного содержания в воде наряду с гидрокарбонатами карбонатного иона, что в целом характерно и для Кульдурского источника, давшего название рассматриваемому типу минеральных вод. Особенностью минеральной воды Ципинского источника является также и то, что к нему откладываются достаточно мощные и своеобразные новообразования фтороносного гейзерита, тогда как ни в одном другом термальном источнике Байкальского рифта таких отложений не наблюдается.

Близкий состав и аналогичную минерализацию (0,47—0,59 г/л) имеют и другие термальные источники Ципинской впадины — Баунтовский и Бусанский (см. табл. 2), которые также содержат высокие концентрации фтора (до 24 мг/л) и относятся к кремнистым фторидно-гидрокарбонатным натриевым термам кульдурского типа.

С определенной долей условности к кульдурскому типу терм может быть отнесен и Точинский термальный источник, обследованный в 1940 г. Е. В. Кравченко. Источник расположен на правом берегу р. Ципа в ее верхнем течении и находится в 6 км к ССЗ от устья р. Червяк. Несмотря на то, что определение фтора в воде источника произведено не было, судя по химическому составу и условиям выхода источника, приуроченного к активной тектонической зоне, подобной Ципинской, в воде следует ожидать повышенное содержание фтора, что является отличительной особенностью современных гидротерм этого района в целом.

К кульдурскому типу терм относится и другой термальный источник — Муяканский, ранее не описанный в литературе. Источник обследован нами в июле 1965 г. и Р. А. Курушиным в 1967 г. В. А. Албагачиева, посетившая источник в 1954 г., не дает определения его химического состава, но ею описан и нанесен на карту Верхне-Ангароканский источник. Работами института земной коры СО АН СССР (Р. А. Курушин) установлено отсутствие в долине р. Ангарокан выходов термальных вод, а описание этих терм В. А. Албагачиевой совпадает с характеристикой Муяканского источника. Таким образом, в этом районе рифтовой зоны существует один источник термальных вод — Муяканский, который находится в долине р. Муякан (левый приток р. Муя) и расположен в 6 км выше устья левого притока р. Муякан, носящего у местного населения название Окуткин. Всего здесь насчитываются четыре группы горячих источников. Температура воды в отдельных источниках в зависимости от степени разбавления речной водой изменяется от 25 до 60°C. Выходы терм наблюдаются как непосредственно из трещин в гигантозернистых гранитах (отдельные струи имеют дебит 6—10 л/с), так и среди аллювиальных отложений долины реки. Суммарный дебит источников можно оценить в 40 л/с. В воде Муяканского источника содержится 20 мг/л фтора, 53 мг/л кремниевой кислоты, и при минерализации 0,21 г/л она относится к фторидно-сульфатно-гидрокарбонатной кальциево-натриевой.

Из других источников Байкальской рифтовой зоны кульдурскому типу принадлежат термы, распространенные на севере Баргузинской (Кучехирский, Умхейский, Сеюйский источники) и Байкальской впадин (Котельниковский, Давшинский источники), химический состав которых охарактеризован в табл. 2, а описание приводится в многочисленных публикациях (Ткачук, 1957; Минеральные воды..., 1961; Ломоносов, 1968в и др.).

Необходимо отметить, что предыдущие исследователи не произвели определения фтора в воде этих источников, что привело к ошибочному представлению о их химическом составе. Те немногочисленные определения, которые сделали Е. А. Басков (Басков, Климов, 1963) и Л. Н. Барабанов (Барабанов, Дислер, 1968), дали содержание фтора в воде Котельниковского источника 1,6 мг/л, а Кучехирского 1,9 мг/л, в то время как по нашим данным оно соответственно равно 20 и 18 мг/л. Содержание фтора в Давшинском источнике 14 мг/л.

Из микроэлементов в гидротермах кульдурского типа присутствуют литий, стронций, алюминий, марганец, бром, иод, железо, титан, цинк, вольфрам, молибден в количествах, измеряемых десятыми долями миллиграммов на літр, и сотые и тысячные доли миллиграмма на літр бария, хрома, никеля, циркония, германия.

В составе свободных и растворенных газов рассматриваемых гидротерм преобладает азот, содержание которого колеблется от 63,3 (Ципинский источник) до 95,5% (Кучехирский источник).

Свободные газы Ципинского и Шуриндинского источников содержат 20,1—31,7 об. % метана, и, таким образом, по газовому составу относятся к метаново-азотным. Количество редких газов группы гелия достигает 0,4 (источник Шуринда), а группы аргона — 1,7 об. %.

В большинстве случаев в месте выхода термальных вод отмечается довольно сильный запах сероводорода, максимальное содержание которого достигает 31 мг/л в Умхейском, 26 мг/л в Ципинском, 15 мг/л в Баунтовском источниках.

Заканчивая рассмотрение фторидных терм Байкальского рифта, не безынтересно отметить, что близкие по составу гидротермы очень широко развиты на территории Восточно-Африканской рифтовой зоны, где имеют место процессы современного вулканизма. На базе содовых источников и лагун, питающихся горячими источниками, в районе оз. Магади, например, осуществляется промышленная добыча соды.

Температура воды источников варьирует от 33 до 86°C. По химическому составу термальные воды района оз. Магади относятся к карбонатным натриевым с высоким содержанием фтора. Так, по данным И. А. Стевенса, приведенным в работе Б. Х. Бакера (В. Н. Вакег, 1955), в воде горячего источника (48°C), выходящего близ оз. Ельментета, обнаружено 95 мг/л фтора.

Близкими по составу к рассматриваемым фторидным термам Байкальского рифта являются и гидротермы Болгарии. Фтороносные термы Болгарии А. М. Овчинников (1960) рассматривает как своеобразную разновидность азотных терм и относит их к так называемым «болгарско-родопским фтористым, кремнистым, радоновым, азотным термам». Отличие их заключается лишь в том, что байкальские термы практически не радиоактивны. В воде гидротерм кульдурского типа отсутствуют уран, радий, а максимальное содержание радона (2,2 ммКюри/л) отмечено в Котельниковском источнике.

В Советском Союзе к термам кульдурского типа относятся некоторые термальные источники Памира: Иссык-Булак, Яшиль-Куль и Токуз-Булак. При этом в источнике Токуз-Булак содержание суммы карбонатов и гидрокарбонатов равно содержанию сульфат-иона, а в источнике Яшиль-Куль сульфаты даже преобладают над гидрокарбонат-ионом. Фторидные термы с преобладанием сульфатного иона встречены и в Байкальском рифте. К ним относятся источники Давша, Гусиха, Быстринский, Шуринда и Амнунда. При этом источник Амнунда отнесен к рассматриваемому типу условно (в нем не было произведено определение фтора), в силу того, что он находится в пределах одной тектонической зоны с источником Точа и условия его формирования сходны с условиями формирования Баунтовского, Ципинского и других фторидных источников этого района Байкальской рифтовой зоны.

Питателевский тип. Выделение хлоридно-сульфатных и хлоридно-гидрокарбонатных натриевых гидротерм, так же как и фторидных в самостоятельный тип связано с исключительно большим интересом, который представляют для выяснения условий формирования термальные воды с повышенным содержанием фтора и хлора. Из всех известных месторождений азотных терм Байкальской рифтовой зоны максимальное содержание хлора отмечено в воде скв. 63, 52, 58, 56 Питателевского месторождения, где оно достигает 285 мг/л при общей минерализации воды порядка 2 г/л. Гидротермы с несколько меньшим, но близким содержанием хлора вскрыты и другими скважинами на этом месторождении. Термальные воды Питателевского месторождения приурочены к мощной зоне разлома в древних кристаллических породах — гранитах, гранодиоритах и диоритах протерозоя, перекрытых песчано-конгломератовыми осадочными образованиями мезозоя мощностью от нескольких до 200 м. Учитывая величину минерализации (2 г/л) при содержании хлора в количестве 150—300 мг/л, что в эквивалент-процентном выражении составляет величину порядка 15—30, термальные воды Питателевского месторождения всеми исследователями относились к сульфатным термам.

В последние годы (1968—1970) наметилась тенденция к повышению в воде месторождения абсолютного содержания хлора, что можно объяс-

нить подтоком глубинных вод в результате интенсивных откачек и длительного фонтанирования многочисленных скважин, пробуренных при его разведке. Так, по данным исследований сотрудников Иркутского госуниверситета (Г. М. Гановичева, Н. В. Бехтерева), в сентябре 1968 г. содержание хлора в воде скв. 58 составляло 285 мг/л при минерализации 1,83 г/л. В отдельные периоды года содержание хлора достигало 47 экв.% (Гановичева, Писарский и др., 1970).

Таким образом, термальную воду Питателевского месторождения по преобладающим анионам следует считать не сульфатной, а хлоридно-сульфатной.

Кроме Питателевских, к рассматриваемому типу гидротерм могут быть отнесены источники северо-восточной окраины Байкальской рифтовой зоны — Чарский, Олекминский, Тунгурчаканский, Толмачевский и ныне затопленный источник Кулинных болот на оз. Байкал (см. табл. 2, рис. 2).

Заканчивая рассмотрение азотных терм питателевского типа, следует еще раз отметить, что наличие в них повышенных содержаний хлора является очень важным генетическим показателем для азотных терм в целом. Концентрация таких источников на северо-восточном фланге рифтовой зоны, где в настоящее время наблюдается наибольшая тектоническая активизация и имеют место самые молодые голоценовые вулканы, не случайна, так же как не случайно увеличение хлора в термальной воде длительно эксплуатирующихся скважин (Питателевское месторождение). Повышенное содержание хлора в Большелереченском, Давшинском, Котельниковском и некоторых других термальных источниках, отмеченное В. Г. Ткачук (1959) и не подтвердившееся нашими исследованиями, требует дальнейшего изучения и объяснения. Вероятно, несоответствие химических анализов связано с изменением химического состава этих терм в годовом и многолетнем разрезе, зависящим от многих факторов, в частности, от сейсмической активности территории в различные годы.

В целом сульфатно- и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые азотные термы типа питателевских очень широко распространены среди азотных терм как на территории Советского Союза в областях новейшего горообразования, так и в других, особенно вулканических районах мира. Подобного типа азотные термы развиты, например, среди туфов, андезитов, дацитов и вулканогенно-осадочных пород Камчатки (Начикинские ист. 1, Апапельские, Паратунские Нижние и Верхние и др.) и Кавказа (Тбилиси, скв. 1, Махинджаури, Абастумани и др.), среди осадочных пород Копетдага (Арчман), Тянь-Шаня (Джергалан, Ку-Арасан и др.) и Северо-Востока СССР (Сытыган-Сылба). Значительно реже рассматриваемый тип терм встречается среди гранитных пород или на контакте с ним. К таким термам относятся Ходжа-Оби-Гарм, Ак-Су, Иссык-Ата, Копал-Арасан, Оби-Гарм в Тянь-Шане и Быссинские на востоке СССР.

Азотные термы с высоким содержанием хлора известны в Японии, Исландии, Новой Зеландии и других районах современной вулканической деятельности.

УГЛЕКИСЛЫЕ ГИДРОТЕРМЫ

Углекислые гидротермы в Байкальской рифтовой зоне имеют ограниченное число выходов на поверхность и развиты лишь на ее флангах, где наряду с явлениями горообразования, выражающимися в интенсивной горизонтальной и вертикальной дифференциации новейших движений в неоген-четвертичное время, проявились процессы активной вулканической деятельности. К таким районам на востоке рифтовой зоны относится Становое, на юго-западе — Саяно-Тувинское нагорье.

Для углекислых гидротерм в отличие от азотных характерна исключительно высокая газонасыщенность. Весовое содержание свободной углекислоты составляет 550—2000 мг/л (источники Шумак, Плотинный, Сыни и др.) достигая в скв. 28 на Аршан-Тункинском месторождении 9500 мг/л. При высокой газонасыщенности содержание углекислого газа превышает 90%, а в источнике Сыни и скв. 28 на Аршан-Тункинском курорте 97—99%. Из других компонентов газового состава в незначительных количествах присутствуют азот, кислород, водород и редкие газы. Углекислые термы содержат мало радона, исключение представляют Шумакский и Чойганский источники, в которых концентрация радиоактивного газа достигает соответственно 55 и 8,7 мкКюри/л.

Рассматриваемые термы отличаются от азотных не только характером газовой фазы, но также повышенной минерализацией воды, концентрацией водородных ионов и микрокомпонентным составом. Так, величина минерализации повсеместно превышает 1 г/л, достигая в Плотинном источнике 7,2 г/л. Высокая газонасыщенность и минерализация в свою очередь определяют выпадение и накопление у источников известковистых туфов — травертинов мощностью до нескольких метров. Углекислые термы относятся к слабокислым с величиной pH от 6,1 до 6,8 и только источник Саган-Сайр имеет pH 8,1.

По химическому составу воды углекислых термальных источников достаточно разнообразны. Если в анионном составе терм повсеместно преобладают гидрокарбонаты, при подчиненном значении сульфатов и хлора, то катионный состав их более пестрый. В большинстве источников среди катионов преобладают щелочные земли, особенно кальций, содержание которого достигает 50 экв.% и более, при содержании магния 22—38 экв.%. В воде источников Травертинового, Плотинного и Чойганского, наоборот, в катионной составляющей доминируют щелочи, содержание которых колеблется от 50 до 70 экв.%, а кальция не превышает 39 экв.%.

Микрокомпонентный состав углекислых гидротерм достаточно специфичен. С одной стороны, углекислые термы обеднены фтором, максимальное содержание которого отмечено в скв. 28 Аршан-Тункинского и составляет 2,5 мг/л, с другой — в них больше брома, калия, железа и других микрокомпонентов. Содержание кремниевой кислоты достигает 120 мг/л.

Для углекислых терм характерна резко выраженная окислительная обстановка. Так, в углекислой воде Шумака величина окислительно-восстановительного потенциала достигает +450 и даже +550 мВ.

Особенности химического состава углекислых терм Байкальской рифтовой зоны предопределили выделение на этой территории двух типов гидротерм: шумакского и боржомского.

Шумакский тип. К этому редкому типу термальных вод, выделенному впервые В. Г. Ткачук, относятся термальные углекислые воды, в химическом составе которых доминируют гидрокарбонаты кальция и магния. К шумакскому типу терм относится группа Шумакских источников и источник Саган-Сайр в Тункинских гольцах, углекислые термы, вскрытые скважинами на Аршин-Тункинском месторождении и группа источников в районе четвертичного вулкана Сыни в Становом нагорье.

Наиболее изученными из перечисленных источников являются источники Шумака, детально обследованные В. Г. Ткачук в 1954 г., И. М. Борисенко в 1964—1966 гг., Н. А. Селиной в 1969—1971 гг. Шумакские источники находятся на северном склоне Тункинских гольцов, в долине р. Шумак, и связаны с тектоническим разломом северо-восточного простирания в сильно трещиноватых метаморфизованных известняках протерозоя. Суммарный дебит источников достигает 7—8 л/с. И. М. Борисенко при детальном исследовании района выходов минеральной воды наметил три группы линейных выходов источников, которые отличаются по

температурае, содержанию углекислоты и радона. Первая линия имеет протяженность 70 м и насчитывает 44 отдельных грифона с температурой воды 20—32°C, содержанием углекислого газа 200—606 мг/л и радона 0,4—1,6 ммКюри/л. Вторая линия проходит вдоль бровки первой надпойменной террасы в 50 м от русла и протягивается на 175 м. Вода имеет температуру 25—35°C, содержит до 300 мг/л углекислоты и 3,5 ммКюри/л Rn. Третья линия, куда входят источники, каштированные ваннами, расположена на правобережье р. Шумак ниже устья правого притока и насчитывает 7 грифонов на протяжении 110—120 м. Температура терм изменяется в различных выходах от 28 до 37,5°C, а содержание радона — от 22 до 55 ммКюри/л. Количество свободной углекислоты в основном выходе (ванный корпус) составляет 352 мг/л.

Химический состав воды источников характеризуется преобладанием гидрокарбонатов и щелочных земель при минерализации более 1 г/л (см. табл. 2). Из редких элементов спектральным анализом в незначительных количествах установлены марганец, свинец, молибден, цинк и некоторые другие компоненты. Следует отметить, что в Шумакской группе источников наряду со щелочноземельными встречаются отдельные выходы углекислых терм, содержащие высокие концентрации натрия, а в одном из выходов натрий является даже преобладающим.

Исключительно большой интерес представляют углекислые термы, выявленные в последние годы на Аршан-Тункинском курорте в результате гидрогеологических исследований Института курортологии и физиотерапии (Э. М. Романова, М. А. Кашина). В 1967 г. скв. 28 на месторождении в интервале 400—650 м встретила углекислые воды с температурой 43,5°C и максимальной для аршанской минеральной воды минерализацией и газонасыщенностью. Дебит скважины превысил суммарный дебит всех ранее пробуренных скважин и равнялся 14 л/с.

По химическому составу углекислые термы Аршана относятся к углекислым сульфатно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым водам с минерализацией 2,5—4,2 г/л. Следует обратить внимание на повышение концентрации сульфатов в термальных водах при увеличении температуры воды (табл. 3). Углекислые термы Аршана характеризуются также повышенным содержанием кремниевой (до 120 мг/л) и метаборной (до 9,2 мг/л) кислот.

Таблица 3

Характеристика субтермальных и термальных углекислых вод курорта Аршан-Тункинский (по М. А. Кашиной, 1968, 1971 гг.).

№ скв.	Интервал водопритока к скважине, м	T, °С	CO ₂ своб., г/л	H ₂ SiO ₃ , г/л	Формула химического состава воды	pH
8-Э	39—130	14,2	3,58	0,062	M _{2,86} HCO ₃ 76SO ₄ 21 Ca55Mg26	6,2
24	115—200	19,0	8,72	0,115	M _{4,18} HCO ₃ 72SO ₄ 24 Ca52Mg23	6,1
25-Э	160—300	21,1	5,40	0,078	M _{2,56} HCO ₃ 76SO ₄ 21 Ca58Mg27	6,2
26	247—255	25,2	4,50	0,45	M _{2,76} HCO ₃ 75SO ₄ 22 Ca60Mg28	6,2
27	435—540	15,2	0,60	0,042	M _{1,20} HCO ₃ 85SO ₄ 9 Ca49Mg38	6,7
28	400—660	43,5	9,50	0,120	M _{4,10} HCO ₃ 70SO ₄ 27 Ca60Mg22	6,1
29	323—411	39,8	8,20	п. с.	M _{4,20} HCO ₃ 71SO ₄ 26 Ca51(Na+K)25Mg23	п. с.

В процессе дальнейшей разведки месторождения термальная углекислая вода с температурой до 50°C была встречена и другими глубокими скважинами (№ 29, 30). Особенностью углекислых терм Аршана является исключительно высокая газонасыщенность, достигающая в скв. 289,5 г/л практически чистого углекислого газа (табл. 3).

Углекислые гидротермы Аршанского месторождения приурочены к метаморфизованным, сильно брекчированным и трещиноватым, осложненным системой тектонических нарушений известнякам иркутской свиты протерозоя мощностью 260 м, которые подстилаются практически безводными кварцево-слюдистыми и амфиболово-слюдистыми сланцами протерозоя. Вся толща протерозойских пород перекрыта мощными (100—400 м) рыхлыми неоген-четвертичными и четвертичными отложениями, содержащими водоупорные прослои глинистых пород (рис. 4).

Термальные воды Аршана-Тункинского, так же как и углекислые термы Шумака, расположены в районе недавно угасшей вулканической деятельности. Достаточно сказать, что близ Аршана-Тункинского до сих пор сохранился конус четвертичного вулкана (вулкан Черского).

К району недавно угасшей вулканической деятельности приурочен и другой представитель углекислых терм шумакского типа — источник Сыни, расположенный на востоке Байкальской рифтовой зоны в горном обрамлении Чарской впадины. Источник связан с мощной Удоканской системой разломов, протягивающейся на расстояние 140—150 км вдоль северного склона хр. Удокан от бассейна р. Таксимо на западе до Верхне-Каларской впадины на востоке. В последние годы работами Института земной коры СО АН ССР под руководством В. П. Солоненко в этом районе Станового нагорья выявлены самые молодые (голоценовые) вулканы Сибири. К одному из таких вулканов, тяготеющему к Удоканской системе разломов, вулкану Сыни, и приурочен углекислый термальный источник одноименного названия.

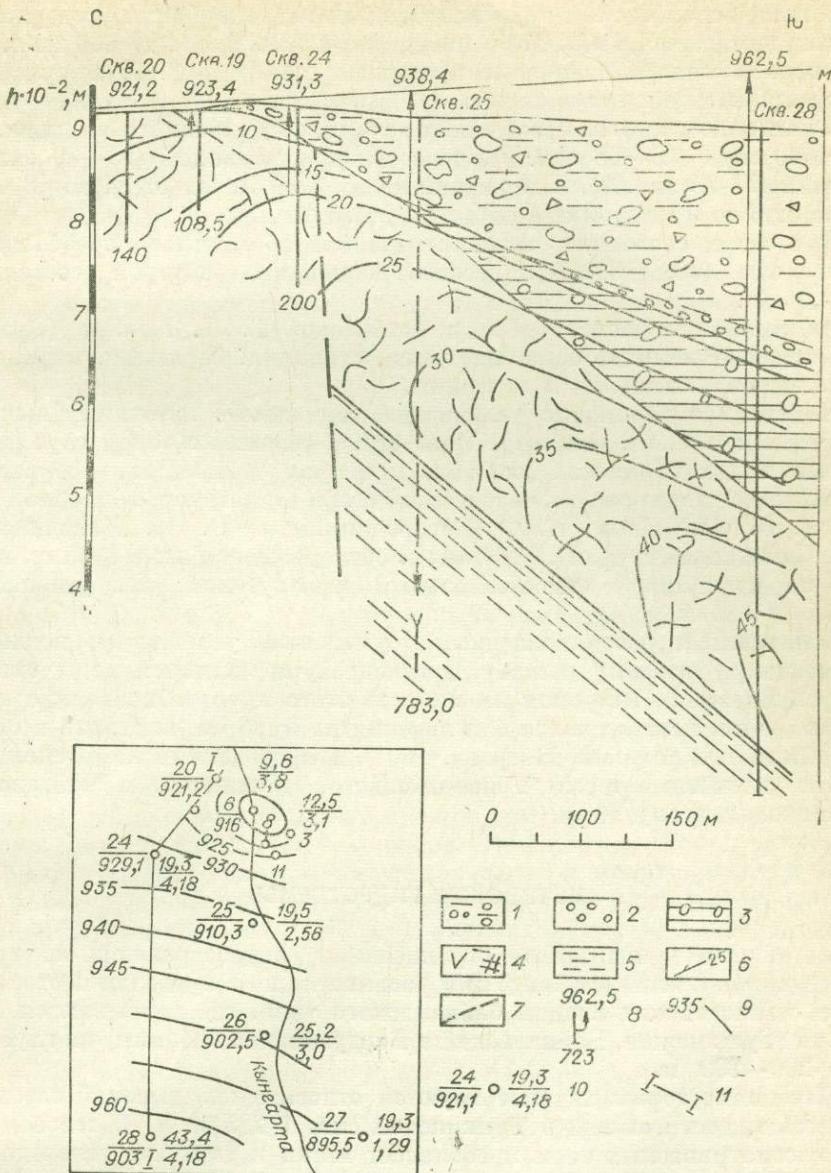
Химический состав воды термального источника Сыни несколько отличается от состава рассмотренных выше углекислых терм (см. табл. 2), что выражается в повышенном содержании в ней щелочей. Таким образом, вода Сынийского источника является как бы переходной от Шумакского к следующему боржомскому типу углекислых гидрокарбонатных натриевых терм. В этом отношении источник Сыни напоминает группу Шумакских источников. Из других особенностей химического состава Сынийского источника следует отметить высокое содержание в воде кремниевой кислоты — 120 мг/л, железа — 21, брома — 7, аммония — 3,5 мг/л.

Свободный газ источника на 97,9% состоит из углекислоты и содержит незначительную примесь азота (1,9%) и водорода (0,2%). По данным Б. И. Писарского, В. И. Ключникова и др. (1968), в воде отмечается 2,5 мг/л общего сероводорода.

Как мы отмечали ранее, углекислые термы шумакского типа в целом очень редко встречаются среди природных минеральных вод, тогда как их холодные аналоги исключительно широко распространены, в частности, в Забайкалье (дарасунский тип) и на Кавказе, где они известны как нарзаны.

Близкий состав к рассмотренному типу терм имеют всего несколько источников — Гарм-Гаша в Таджикистане и радоновая минеральная вода курорта Ямкун в Забайкалье.

Боржомский тип. Углекислые термы гидрокарбонатного кальциево-натриевого и натриевого состава, отнесенные нами к боржомскому типу, представлены тремя источниками — Травертиновым, Плотинным и Чойгансским. Первые два источника находятся на востоке Байкальской рифтовой зоны, в том же районе недавно угасшей вулканической деятельности, что и рассмотренный ранее источник Сыни. Как и последний, они связаны с Удоканской системой разломов. Вода источников Траверти-



нового и Плотинного характеризуется невысокой температурой, которая изменяется в отдельных выходах от нескольких до 19—23°C (результат смешения термальных вод с поверхностными и грунтовыми водами), наибольшей из всех известных на территории рифта минерализацией (до 7,2 г/л) и высокой концентрацией кремнекислоты (до 113 мг/л).

В химическом составе терм преобладают гидрокарбонаты, содержание которых достигает 4,6 г/л, хлор находится в количестве до 600 мг/л, что при высокой минерализации не превышает 10—18 экв.%, а сульфаты и фтор практически отсутствуют.

В катионном составе преобладает натрий, содержащийся в количестве 360—1460 мг/л (48—68 экв.%), далее следуют кальций (15—39 экв.%) и магний (7—25 экв.%), содержание калия колеблется от 24 до 48 мг/л, железа от 6 до 9 мг/л, брома до 2 мг/л (см. табл. 2).

В составе свободных газов отмечается абсолютное преобладание углекислоты (98,8—99,9%), весовое количество которой составляет 1,5—2,0 г/л.

Из микрокомпонентов в воде источников Г. И. Климов (Орлова, 1966) отмечает наличие бора, марганца, стронция, бериллия, меди, цинка, молибдена, мышьяка и герmania.

Чойганские радионовые углекислые термальные источники выходят в Восточном Саяне в истоке р. Изыг-Суг и связаны с зоной глубинного разлома в докембрийских гнейсах, мраморах и сланцах, прорванных гранитами и диоритами палеозоя. Источники достаточно подробно описаны С. В. Обручевым, К. Ф. Богородицким и В. И. Валединским, Е. В. Пиннекером и др. В. Г. Ткачук, обследовавшая их в 1955 г., выделила на их примере самостоятельный изиг-сугский тип углекислых терм.

Близкими к рассматриваемым термальным углекислым водам по химическому, газовому составу и температуре являются воды скв. 41 курорта Боржоми. Широкая известность этого курорта позволила минеральные воды, используемые для лечения на курорте, выделить в самостоятельный тип (Иванов, Невраев, 1964), а проведенный нами анализ — отнести углекислые термы Травертинового, Плотинного и Чойганского источников к этому типу.

МЕТАНОВЫЕ ГИДРОТЕРМЫ

Метановые термы имеют ограниченное распространение на территории рифтовой зоны (см. рис. 2) и развиты лишь в пределах неотектонических кайнозойских впадин байкальского типа, где вскрываются скважинами (Тункинская, Байкальский и Баргузинская впадины) на глубинах более 200—800 м.

Метановые термы характеризуются относительно высокой газонасыщенностью, достигающей в Тункинской скв. 4 225 мг/л. В газовом составе рассматриваемых терм преобладает метан и тяжелые углеводороды (до 80—90%), наряду с которыми в значительных количествах присутствует азот (до 47%), углекислота, водород и редкие газы. Весовая концентрация сероводорода не превышает 5 мг/л. Бедны метановые термы радион, содержание которого находится в пределах натурального фона.

Минерализация терм увеличивается с глубиной, обычно она составляет менее 1—1,2 г/л, но в глубоких горизонтах достигает 3—3,5 г/л. По солевому составу метановые термы являются гидрокарбонатными или хлоридными натриевыми (см. табл. 2) и, таким образом, отличаются от большинства как азотных, так и углекислых термальных вод. Содержание гидрокарбонатов изменяется от 60 до 1230 мг/л и достигает 57—97 экв.%, натрия — 75—90 экв.% при весовом содержании 15—430 мг/л. В них очень мало (до полного отсутствия) сульфатов, но в значительных количествах появляется хлор. В отдельных случаях хлор даже становится преобладающим компонентом солевого состава. Хлоридные натриевые метановые термы с минерализацией 3 г/л вскрыты, например, в устье р. Селенги скв. 3 в районе д. Исток на глубине 2732—2925 м и содержат более 1,5 г/л хлора. Как и азотные, метановые термы относятся к щелочным,

величина рН колеблется от 7,2 до 8,5. Окислительно-восстановительный потенциал, определенный в одиночных пунктах, характеризует окислительную обстановку.

Температура воды метановых терм изменяется от 27° (скважина у д. Сухая) до 100°С (скв. 5 на Истокской площади).

Микрокомпонентный состав метановых терм изучен весьма слабо. Спектральным анализом установлено небольшое количество Al, Cu, Ti, Ni, Mn, Sr, Li и некоторых других элементов. Отличаются они и более низкими, по сравнению с другими типами терм, содержаниями кремниевой кислоты, количество которой не превышает 65 мг/л (скв. Сухая-1).

Различия в содержании основных компонентов химического состава, а также в степени соленасыщенности позволили выделить среди метановых терм Байкальской рифтовой зоны два типа — тункинский и истокский.

Тункинский тип. В Тункинской и некоторых других кайнозойских впадинах байкальского типа выведены на поверхность метановые гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые термы с небольшой, обычно менее 1 г/л минерализацией, относящиеся к тункинскому типу.

В Тункинской впадине при бурении структурно-поисковых скважин на нефть трестом «Востсибнефтегеология» в 1954 г. на правом берегу р. Иркут в 1,5 км от пос. Жемчуг была пройдена скважина глубиной 1026 м, вошедшая на глубине 1000 м в граниты и вскрывшая в интервалах 728—732 и 754—766 м в разнозернистых песках плиоцен, а также в интервале 834—864 м в кварцевых песках миоцена термальную воду гидрокарбонатного натриевого состава. При вскрытии первого водоносного горизонта в песках плиоценового возраста скважина самоизливалась термальной водой (38°С) и имела дебит 11,2 л/с; при вскрытии второго горизонта дебит снизился до 1,9 л/с при той же температуре. По химическому составу термальная вода обоих горизонтов почти не различалась, это была гидрокарбонатная натриевая вода с минерализацией 0,76—0,77 г/л и повышенным содержанием хлора. Миоценовый водоносный горизонт дал самоизливом (6,1 л/с) горячую воду (41°С) с минерализацией 0,8 г/л. Скважина самоизливается и в настоящее время, дебит на самоизливе 8 л/с. По химическому составу вода относится к чистому гидрокарбонатному натриевому типу с минерализацией 1,2 г/л (см. табл. 2). Содержание гидрокарбонат-иона достигает 750 мг/л, хлор-иона — 91, натрия — 300 мг/л. Величина рН 7,2.

Спектральным анализом в воде обнаружено 0,03—0,1 % лития, 0,01—0,03 стронция, следы титана и молибдена. Содержание кремниевой кислоты невелико — 36 мг/л.

По газовому составу вода метановая с небольшим, до 15,9% содержанием азота, и слабым запахом сероводорода, количество которого не превышает 1 мг/л. Радиоактивность 0,5 мМККюри/л. Скважина подобного типа была пробурена в 1953—1956 гг. в Тункинской впадине близ курорта Аршан-Тункинский в 300 м к югу от д. Хурай-Хобок. Глубина ее 2117 м. Скважиной вскрыт мощный разрез рыхлых четвертичных (430 м) и неогеновых (1678 м) отложений, в процессе опробования которых на нефть была получена пластовая вода гидрокарбонатного натриевого типа в следующих интервалах глубин: 974—986; 1504—1510; 1652—1699; 1845—1957; 1897—1909 м. Начала фонтанировать при испытании интервала 1504—1510 м. Дебит при самоизливе 0,5 л/с. Температура воды на изливе была 16°С, а на глубине интервала опробования 37°С. Максимальная температура воды отмечена в интервале 1897—1909 м, где она равнялась 48,9—49,8°С. Дебит 0,31 л/с при понижении уровня на 200 м. Вода по химическому составу гидрокарбонатная натриевая с минерализацией 1,46 г/л. В составе газов в отличие от предыдущих водоносных горизонтов, где преобладал азот, доминирует метан (76,16%).

Кроме Тункинской, гидрокарбонатные натриевые термы вскрыты глубокими скважинами на восточном берегу оз. Байкал в пределах Байкальской впадины в устьевой части р. Селенги. Как показали результаты бурения, здесь с глубин порядка 1000—1200 м в отложениях неогенового возраста прослеживается зона горячих пресных, с минерализацией до 0,6 г/л, гидрокарбонатных натриевых вод, связанных с мощной глубинной тектонической зоной субмеридионального профиля. В газовом составе этих вод преобладают азот, водород и метан, при этом в наиболее погруженных частях впадины доминирует метан (см. рис. 1).

На Истокской площади термальные гидрокарбонатные натриевые азотно-метановые и метановые воды вскрыты несколькими скважинами (см. табл. 2). Скв. 1, расположенная в 1,5 км южнее д. Исток, в интервале глубин 2780—2783 м вскрыла в кварцевых песках миоцена напорный водоносный горизонт (уровень установился на глубине 5—7 м), дебит скважины 2,3 л/с при понижении уровня на 30 м. Горизонт содержал слабоминерализованные (0,53 г/л) хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды, температура которых на глубине интервала опробования была 86°С. По газовому составу воды смешанные, азотно-метановые. Скв. 5 в 6 км южнее д. Исток вскрыла также в песчаниках миоцена на глубине 2255—2271 м метановые и водородные гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,53 г/л и несколько повышенным содержанием хлорида (33 экв. %). Скважина фонтанировала (дебит 2,7 л/с) горячей водой с температурой на изливе 65°С. Гидрокарбонатные натриевые термальные воды вскрыты этой же скважиной в интервалах глубины 2610—2678 и 2859—2906 м. При вскрытии нижнего водоносного горизонта температура в интервале опробования приближалась к 100° С. Минеральная вода имела несколько меньшую минерализацию (0,46 г/л), а в газовом составе увеличилось содержание азота. Вскрытые скважиной минеральные термальные воды имеют щелочную реакцию (рН 7,4—7,8). Сходные по химическому составу термальные воды вскрыты на Байкальской разведочной площади, близ с. Степной дворец и д. Творогово (см. табл. 2).

Метановые термы также вскрыты скважинами на берегу оз. Байкал у д. Сухая. Одна из скважин глубиной 227,5 м под отложениями неогена встретила докембрийские гнейсы и фонтанировала водой с температурой 37° С. Химический анализ ее воды произведен не был. Вторая скважина глубиной 150 м встретила термальную воду в песчано-глинистых отложениях неогена. Температура воды на изливе была 27° С. В настоящее время сохранилась лишь вторая скважина, которая фонтанирует. При обследовании нами этой скважины дебит ее на самоизливе составлял 1,3 л/с, а температура воды 27,5° С. По химическому составу это гидрокарбонатная, с повышенным содержанием хлора натриевая вода с минерализацией 0,70 г/л и величиной рН 7,6. В газовом составе ее преобладает метан, а также содержится 14,8% азота и 11% углекислого газа. Содержание сероводорода достигает 7 мг/л. Вода слаборадионовая (0,5 ммКюри/л).

Близкие по химическому и газовому составу метановые термы вскрыты в Баргузинской впадине близ пос. Могоито с глубины 922 м (см. табл. 2). Аналогичный тип воды следует ожидать во впадинах байкальского типа — Верхне-Ангарской, Ципинской и некоторых других, хотя в настоящее время из-за отсутствия скважин глубокие горизонты этих впадин не изучены.

Гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые слабоминерализованные термы тункинского типа, не имеющие «специфических» компонентов, относятся к малоизвестному типу лечебных минеральных вод. Изученных лечебных аналогов этой воды в настоящее время нет, хотя более минерализованные и с несколько иным солевым составом метановые термы широко распространены в нефтегазоносных районах Союза (Апшеронский полуостров, Майкопский район и др.).

Истокский тип. Метановые термы хлоридного натриевого состава, отнесенные нами к истокскому типу, распространены на ограниченном

участке Байкальского артезианского бассейна в дельте р. Селенги. Здесь на Истокской разведочной площади скв. З в песках миоцена на глубине 2732—2925 м была встречена термальная хлоридная натриевая вода с температурой до 99° С, минерализацией более 3 г/л (см. табл. 2) и содержанием метана до 84 %. Дебит скважины при фонтанизации составил 1,3 л/с. Воды подобного типа не характерны для впадин байкальского типа, так как последние выполнены незасоленными континентальными терригенными отложениями, и объяснение высоких содержаний хлора за счет выщелачивания вмещающих пород представляется весьма трудным и спорным. Несмотря на ограниченную площадь распространения и небольшой фактический материал, выделение истокского типа, на наш взгляд, является вполне обоснованным, а решение вопросов формирования этого типа вод представляет несомненный теоретический интерес.

Хлоридные натриевые термы истокского типа, не содержащие «специфических» компонентов, с определенной долей условности могут быть сопоставлены с Сакскими, Грозненскими и некоторыми другими метановыми термами, хотя и отличаются от последних несколько меньшим содержанием натрия.

ГЛАВА III

ГЕНЕЗИС СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Несмотря на большое количество работ, посвященных вопросам формирования термальных вод областей новейшего горообразования вообще и современных гидротерм Прибайкалья в частности, до настоящего времени нет единой точки зрения на их происхождение. Взгляды отдельных исследователей на генезис терм сводятся к трем различным точкам зрения. Одни придерживаются ювелирной, другие инфильтрационной гипотез; третьи допускают возможность формирования терм смешанным путем.

Начало дискуссии по этому вопросу положил 70 лет назад Э. Зюсс (Suess, 1902), обосновавший теорию ювелирных вод — сложных, насыщенных солями и рудными компонентами растворов, поднимающихся с больших глубин из магматического очага и впервые попадающих на дневную поверхность. Идея Э. Зюсса была поддержана В. И. Вернадским (1933), допускавшим «существование горячих паров воды, поднимающихся снизу и сгущающихся в жидкую массу, немедленно превращаясь в растворы, в более близких к земной поверхности участках планеты». В. И. Вернадский признавал связь пресных термальных источников с магматическими очагами, хотя и указывал, что чистых ювелирных вод в природе нет.

Участие в формировании термальных источников вод ювелирного происхождения признавали и признают специалисты различных направлений геологической науки — геологи, геохимики, гидрогеологи (А. П. Герасимов, А. Н. Огильви, Б. И. Пийп, А. Г. Бетехтин, D. White, М. С. Гуревич, С. И. Набоко, О. Н. Толстыхин и др.). В последней сводке по азотным термам СССР Л. Н. Барабанов и В. Н. Дислер (1968а) также допускают возможность участия эманаций глубоких недр в формировании некоторых азотных терм.

Аналогичные взгляды на природу термальных вод Прибайкалья — района исключительно широкого распространения различных типов современных гидротерм — высказывали в различное время В. К. Котульский (1920), А. В. Николаев (1929), Н. И. Толстыхин (1932, 1934, 1935, 1937, 1938), Б. Н. Форш (1935) и др.

Особенно большой вклад в изучение условий формирования терм Прибайкалья был сделан В. Г. Ткачук, обобщившей результаты своих исследований в ряде публикаций (1957, 1958, 1959 и др.). В. Г. Ткачук, признавая вслед за Н. И. Толстыхиным и некоторыми другими исследователями инфильтрационное, поверхностное происхождение значительной массы термальных вод, вместе с тем не исключает, что часть их является глубинной, и тем самым формирование терм Прибайкалья в какой-то мере связывает с выделением из глубоких магматических очагов не только воды, но и некоторых компонентов ее химического состава. «Учитывая наличие в термальных водах меди, цинка, свинца и других металлов, — пишет В. Г. Ткачук (Минеральные воды..., 1961, с. 182), — можно рассматривать термальные воды как «хвосты» гидротермальных растворов, формирующих на глубине рудные месторождения».

Другая группа исследователей (А. М. Овчинников, В. В. Иванов, Е. В. Порохов, Г. А. Гонсовская и др.) связывает происхождение азотных терм исключительно с процессами выщелачивания и растворения вмещающих кристаллических пород инфильтрационными водами. Полностью отрицают какое-либо участие в формировании азотных терм Прибайкалья ювенильных вод В. В. Красинцева (1955), Е. А. Басков и Г. И. Климова (1963), В. Н. Попов (Маринов, Попов, 1963), В. А. Албагачиева (1965).

Автор, занимающийся в последние годы изучением современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны, с различных позиций рассмотрел вопрос о возможном участии ювенильных вод в формировании терм Прибайкалья (Ломоносов, Лысак, 1967; Ломоносов, Яснитская и др., 1967; Ломоносов, 1968, 1968а; Lomonossow, Pinneker, 1969; Pinneker, Lomonossov, 1970; Ломоносов, 1970; 1971; Брезгунов, Ломоносов и др., 1971; и др.).

В формировании термальных вод Байкальской рифтовой зоны основную роль играет геологическая обстановка. Именно особенности геологического строения и тектоники предопределили распространение здесь трех групп терм — азотных, углекислых и метановых.

Азотные термы распространены преимущественно в пределах центральной части рифта, где наиболее ярко выражена неотектоническая активность, связанная с глубинными омоложенными разломами в древних кристаллических породах; углекислые термы тяготеют к площадям кайнозойской вулканической деятельности и располагаются на северо-восточном и юго-западном флангах рифтовой зоны, а метановые термы развиты исключительно во впадинах, выполненных кайнозойскими угленосными отложениями.

Несмотря на ведущую роль геологического строения региона в формировании современных гидротерм, оно еще не дает решения их генезиса. Для выяснения этого вопроса нами привлечены не только новейшие данные по геологическому строению, нео- и сейсмотектонике, тепловому режиму, окислительно-восстановительным условиям недр, газовому, солевому, микрокомпонентному и изотопному составу терм, но и произведен анализ палеогидрологической обстановки формирования этого интересного типа природных вод.

Большинство исследователей, занимавшихся вопросами формирования современных гидротерм Прибайкалья, рассматривали их генезис в целом, хотя гидротермы представляют собой сложные многокомпонентные растворы (электролиты), в которых следует различать непосредственно саму воду (растворитель), растворенные в ней соли, микрокомпоненты и, наконец, газы, насыщающие эту воду. Происхождение и формирование этих составляющих гидротерм различно, а, следовательно, и формирование самих гидротерм — процесс сложный и многогранный.

В настоящем разделе работы нами произведен анализ формирования гидротерм, исходя из изложенной предпосылки. Если такого рода анализы раньше производились для солевого, микрокомпонентного и газового

состава гидротерм, то вода как химическое соединение водорода и кислорода самостоятельно не рассматривалась. Это стало возможным лишь в последнее время в связи с успехами изотопной геологии, позволившими проследить поведение и дать количественную характеристику тяжелых изотопов водорода и кислорода в различных типах природных вод, в том числе и в термальных водах Байкальской рифтовой зоны.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ H_2O СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА

Изучение изотопного состава термальных вод Байкальской рифтовой зоны началось в середине 70-х годов по инициативе Института земной коры СО АН СССР. Первые пробы воды для определения содержания дейтерия были отобраны из источников Котельниковского, Змеиного, Хакусского, Тарынского, Чойганского и скв. 11 Уш-Белдирского месторождения в 1966 г. Дейтерий определялся фотонейтронным методом в лаборатории В. Н. Сойфера (институт ВНИИЯГГ). За стандарт, приравненный 1, взята вода московского водопровода¹ с абсолютным содержанием дейтерия 0,0147 ат. % (Брезгунов, Ломоносов и др., 1971.)

Несколько позже, в 1967—1969 гг., была отобрана еще серия проб термальных вод (скв. 26, 28 Аршана-Тункинского, скв. Р-1 Жемчуг, скв. 2 Нилова Пустынь, скв. 1/63 Горячинская, источники Баунтовский, Бусанский, Ципинский, Шуринда), в которых определение дейтерия производилось масс-спектрометрическим методом в изотопных лабораториях ВСЕГИНГЕО (Ю. Б. Селецкий и др.) и Института физической химии АН УССР (В. Е. Ветштейн).

Таким образом, к настоящему времени оказались охарактеризованы все три основные группы терм—азотные, углекислые и метановые, распространенные на территории Байкальской рифтовой зоны (табл. 4).

Термальные воды рассматриваемой территории имеют пониженные концентрации дейтерия, которые колеблются в пределах от —190 до —108 σ ($D\%$) относительно SMOW.² Анализ полученных материалов не позволяет выявить какую-либо зависимость между концентрацией дейтерия в термальных водах с одной стороны, температурой, газовым и химическим составом их — с другой. Для выявления зависимостей необходимы гораздо большие объемы работ. Достаточно сказать, например, что даже в специальном исследовании М. Кобаякова, где рассмотрено содержание дейтерия в 230 горячих источниках Японии, такая зависимость не установлена. Можно лишь отметить, что относительно повышенная концентрация дейтерия намечается для термальных вод, вскрытых скважинами на глубинах, превышающих 150 м, а самая минимальная — в Котельниковском источнике, выходящем на урезе оз. Байкал.

Кроме изотопов водорода, для выяснения происхождения термальных вод большое значение имеют изотопные вариации отношения O^{18}/O^{16} . Концентрация тяжелого кислорода (O^{18}) определялась экспрессным прецизионным масс-спектрометрическим методом в лаборатории В. Е. Ветштейна (Институт физической химии АН УССР). Содержание кислорода-18, так же как и дейтерия, дано по отношению к SMOW в промилле и получено из выражения

$$\delta (O^{18})_{\text{обр.}} = \frac{(O^{18}/O^{16})_{\text{обр.}} - (O^{18}/O^{16})_{\text{ст}}}{(O^{18}/O^{16})_{\text{ст}}} \times 1000.$$

¹ Результаты пересчитаны относительно SMOW.

² SMOW — стандарт среднеокеанической воды, отвечающий абсолютному содержанию 0,0158 ат. % H_2 и 0,1985 ат. % O^{18} .

Концентрациядейтерия в термальных водах Байкальской рифтовой зоны

Место отбора пробы	Дата отбора и исследователь	Водовмещение породы и их возраст	Минерализация, г/л	Формула химического состава воды	T°, С	$\delta(D) \text{ ‰}$ относительно SMOW
1	2	3	4	5	6	7
<i>Азотные термы</i>						
Котельниковский источник	13/VIII 1966 И. С. Ломонов	граниты архея	0,32	$\frac{\text{HCO}_356\text{F}20\text{SO}_416\text{Cl}8}{\text{Na}93}$	52	-190
Хакуский источник	15/VIII 1966 И. С. Ломонов	граниты протерозоя	0,32	$\frac{\text{SO}_464\text{HCO}_327\text{Cl}6}{\text{Na}79\text{Ca}19}$	46	-150
Змеиный источник	18/VIII 1966 И. С. Ломонов	То же	0,40	$\frac{\text{SO}_449\text{HCO}_330\text{F}11}{\text{Na}94}$	45,5	-140
Уш-Белдир, скв. 10, глубина 41 м	1/VII 1966 Е. В. Пиннекер	метаморфическая толща синия	0,40	$\frac{\text{HCO}_349\text{SO}_430\text{Cl}13\text{F}7}{\text{Na}77\text{M}12\text{NH}_47}$	83,5	-160
Тарынский источник	15/IX 1966 Е. В. Пиннекер	мраморизованные известняки протерозоя	0,57	$\frac{\text{SO}_470\text{HCO}_317\text{F}9}{\text{Na}96}$	45,5	-170
Горячинск, скв. 1/63 (глубина 100 м)	11/IX 1968 Б. И. Писарский, Р. Я. Колдышева	граниты протерозоя	0,57	$\frac{\text{SO}_484\text{HCO}_311\text{Cl}5}{\text{Na}85\text{Ca}13}$	53,5	-144
Нилова Пустынь, скв. 2 Самоизлив с глубины 145—165 м	15/VIII 1968 Б. И. Писарский Р. Я. Колдышева	Кальцифиры архея-протерозоя, граносиениты протерозоя	1,0	$\frac{\text{SO}_488\text{HCO}_38\text{Cl}4}{\text{Na}75\text{Ca}20}$	39,5	-108
Баунтовский источник	15/VII 1969 И. С. Ломонов	Граниты протерозоя	0,7	$\frac{\text{HCO}_332\text{F}18\text{SO}_415\text{CO}_314\text{H}_2\text{SiO}_311}{\text{Na}92\text{Ca}4}$	53	-113
<i>И. С. Ломонов</i>						
Бусанский источник	15/VII 1969 И. С. Ломонов	То же	0,59	$\frac{\text{HCO}_350\text{F}15\text{Cl}2\text{CO}_38\text{H}_2\text{SiO}_39\text{SO}_46}{\text{Na}92\text{Ca}4}$	48,5	-120
Источник Шуринда	8/VII 1969 И. С. Ломонов	"	0,63	$\frac{\text{SO}_441\text{HCO}_332\text{F}13\text{H}_2\text{SiO}_311}{\text{Na}90\text{Ca}7}$	67,5	-126
Ципинский (Могойский) источник	26/VII 1969 И. С. Ломонов	"	0,54	$\frac{\text{HCO}_337\text{F}19\text{H}_2\text{SiO}_316\text{CO}_313\text{SO}_411}{\text{Na}91\text{Ca}4}$	81	-128
<i>Углекислые термы</i>						
Аршан-Тункинский, скв. 28. Самоизлив с глубины 400—665 м	9/V 1968 Б. И. Писарский Р. Я. Колдышева	Известняки и метаморфические сланцы протерозоя	4,1	$\frac{\text{HCO}_369\text{SO}_427\text{Cl}3}{\text{Ca}57\text{Na}22\text{Mg}19}$ $\text{CO}_2 - 8,2 \text{ г/л}$	43 47 (пласто- вая)	-128
Чойганский источник	13/VIII 1966 Е. В. Пиннекер	Гнейсы, мраморы, сланцы докембрия, прорванные гранитами и диоритами палеозоя	2,62	$\frac{\text{HCO}_397}{\text{Na}848\text{Ca}44\text{Mg}7}$ $\text{CO}_2 - 0,7 \text{ г/л}$	38,8	-150
<i>Метановые термы</i>						
Жемчуг, скв. Р-1 Самоизлив с глубины 728—864 м	15/VIII 1968 Б. И. Писарский Р. Я. Колдышева	Разнозернистые пески и песчаники неогена	1,2	$\frac{\text{HCO}_383\text{Cl}14\text{SO}_42}{\text{Na}89\text{Ca}10}$ $\text{CH}_4 \text{ до } 84\%$	39	-112

Таблица 5

Концентрация кислорода-18 в термальных водах Байкальской рифтовой зоны

Место отбора пробы	Дата отбора и исследователь	Водовмещающие породы и их возраст	Минерализация, г/л	Формула химического состава	T°C	δ(O ¹⁸) ‰ относительно SMOW
						1 2 3 4 5 6 7
<i>Азотные термы</i>						
Баунтовский источник	15/VII 1969 И. С. Ломоносов	Граниты протерозоя	0,47	$\frac{\text{HCO}_3 \cdot 32 \text{F} \cdot 18 \text{SO}_4 \cdot 15 \text{CO}_3 \cdot 14 \text{H}_2 \text{SiO}_3 \cdot 11}{\text{Na} \cdot 92 \text{Ca} \cdot 4}$	53	-13,2
Бусанский источник	5/VII 1969 И. С. Ломоносов	То же	0,59	$\frac{\text{HCO}_3 \cdot 50 \text{F} \cdot 15 \text{Cl} \cdot 2 \text{CO}_3 \cdot 8 \text{H}_2 \text{SiO}_3 \cdot 9 \text{SO}_4 \cdot 6}{\text{Na} \cdot 92 \text{Ca} \cdot 4}$	48,5	-13,2
Источник Шуринда	8/VII 1969 И. С. Ломоносов	»	0,63	$\frac{\text{SO}_4 \cdot 41 \text{HCO}_3 \cdot 32 \text{F} \cdot 13 \text{H}_2 \text{SiO}_3 \cdot 11}{\text{Na} \cdot 90 \text{Ca} \cdot 7}$	67,5	-13,5
Ципинский (Могойский) источник	26/VII 1969 И. С. Ломоносов	»	0,54	$\frac{\text{HCO}_3 \cdot 37 \text{F} \cdot 19 \text{H}_2 \text{SiO}_3 \cdot 16 \text{CO}_3 \cdot 13 \text{SO}_4 \cdot 11}{\text{Na} \cdot 91 \text{Ca} \cdot 4}$	81	-15,9
Уш-Белдир, скв. 11 (глубина 41 м)	1/VII 1966 Е. В. Пиннекер	Метаморфическая толща синия	0,40	$\frac{\text{HCO}_3 \cdot 49 \text{SO}_4 \cdot 30 \text{Cl} \cdot 13 \text{F} \cdot 8}{\text{Na} \cdot 77 \text{Mg} \cdot 12 \text{NH}_4 \cdot 7}$	83,5	-18,4
Тарынский источник 6	15/IX 1966 Е. В. Пиннекер	Мраморизованные известняки протерозоя	0,57	$\frac{\text{SO}_4 \cdot 70 \text{HCO}_3 \cdot 17 \text{F} \cdot 9}{\text{Na} \cdot 96}$	45,5	-19,6
Пурелагский источник	6/VIII 1965 Г. И. Климов	Кристаллические породы протерозоя	0,46	$\frac{\text{SO}_4 \cdot 55 \text{HCO}_3 \cdot 20 \text{Cl} \cdot 16 \text{F} \cdot 9}{\text{Na} \cdot 60 \text{K} \cdot 29 \text{Ca} \cdot 10}$	42,0	-18,9
<i>Углекислые термы</i>						
Аршан-Тункинский, скв. 26. Интервал опробования 243—245 м	9/IX 1967 Б. И. Писарский	Мраморизованные известняки протерозоя	2,7	$\frac{\text{HCO}_3 \cdot 74 \text{SO}_4 \cdot 23}{\text{Ca} \cdot 63 \text{Mg} \cdot 27 \text{Na} \cdot 8}$ $\text{CO}_2 - 4,5 \text{ г/л}$	25,2	-14,9
Плотинный источник	27/VII 1965 Г. И. Климов	Кристаллические породы протерозоя	7,8	$\frac{\text{HCO}_3 \cdot 83 \text{Cl} \cdot 16}{\text{Na} \cdot 71 \text{Ca} \cdot 14 \text{Mg} \cdot 12}$ $\text{CO}_2 - 98,8\%$	16	-18,1
<i>Метановые термы</i>						
Жемчуг, скв. Р-1 Самоизлив с глубины 728—864 м	17/IX 1967 Б. И. Писарский	Пески и песчаники неогена	1,2	$\frac{\text{HCO}_3 \cdot 83 \text{Cl} \cdot 14}{\text{Na} \cdot 89 \text{Ca} \cdot 10}$ $\text{CH}_4 \text{ до } 84\%$	39	-14,4
<p>Были отобраны и проанализированы воды азотных углекислых и метановых терм. Источники Баунт, Шуринда, Ципинский, Пурелаг и Плотинный расположены на северо-восточном фланге рифтовой зоны, а источник Тарыс и скважины Уш-Белдирского, Аршан-Тункинского и Жемчужского месторождений термальных вод — на юго-западном.</p> <p>Результаты анализов, представленные в табл. 5, дают общую картину содержания кислорода-18 в термах Байкальской рифтовой зоны. Полученные концентрации O¹⁸ укладываются в рамки обычных предложений об изотопном составе гидросферы и сопоставимы со средним изотопным составом пресных вод (табл. 6). В то же время можно отметить и некоторые особенности. Так, для термальных вод Ципинской владины (источники Баунт, Шуринда, Бусали) характерно некоторое утяжеление изотопного состава. Это особенно видно, если учесть, что отобранные в этом районе атмосферные осадки (р. Пила у быв. пос. Нов. Кадали) имеют концептрацию кислорода-18, равную -18,8‰. Какие же воды можно сделать, исходя из полученного фактического материала по изотопному составу водорода и кислорода?</p> <p>В 1964 г. А. Ритман писал (с. 18): «До сих пор не представлялось возможным определить долю ювенильной воды в термальных водах. Но если удастся установить, что ювенильная вода содержит более тяжелой воды, чем поверхностная, то определение этой доли ювенильной воды станет в будущем вполне реальным».</p> <p>Приведенные результаты изучения изотопного состава водорода и кислорода пока не дают однозначного ответа на вопрос о доле ювенильных вод в исследованных гидротермах. Тем не менее возможно они позволяют судить об основном источнике пополнения их ресурсов. Дело в том, что к настоящему времени уже на колен значительный материал об изотопном составе глубинных вод, в той или иной степени связанных сmagматическими очагами и относящихся (хотя и с известной долей условности) к ювенильным водам. Это воды гейзеров, фумаролы и жидкие включения в молодых вулканических породах. Согласно имеющимся данным (Kokulu and ofh., 1961; Соффер и др., 1967; Вегштейн, 1967 и др.), для них характерны определенные концентрациидейтерия и тяжелого изотопа кислорода (O¹⁸). Так, концентрации дейтерия в воде жидких</p>						

Таблица 6
Изотопный состав кислорода гидросферы (по Emiliani, 1955)¹

Гидросфера	Занимаемый объем в виде H_2O при нормальных температуре и давлении, 10^6 км^3	Средний изотопный состав кислорода, $\delta_{\text{D}}^{18}/\text{‰}$ SMOW
Океан . . .	1360,0	0
Лед $P_{\text{ср}}=0,88$	16,5	-25
Пресная вода	0,5	-7
Водяные пары	0,01	(-7)–(-16)

¹ Взято из работы Я. Мияки «Основы геохимии». М., «Недра», 1969.

По содержанию дейтерия атмосферные осадки Прибайкалья близки к другим районам Советского Союза, где его концентрация на основании около 100 анализов, по данным В. Н. Сойфера, В. С. Брезгуна и Л. С. Власова (1967), колеблется от -220 до -40‰ относительно SMOW. Судя по анализам снега, в последнем содержание дейтерия несколько меньше, чем в дождевых водах. Это явление объясняется привносом арктического холодного воздуха, так как коэффициент разделения изотопов водорода при фазовых переходах воды существенно увеличивается с понижением температуры. В целом же следует отметить, что для атмосферных осадков и особенно снега характерны минимальные значения концентрации дейтерия относительно всех других разновидностей природных вод, и Байкальская рифтовая зона в этом отношении не является исключением.

Наиболее полные данные об изотопном составе поверхностных вод региона имеются по оз. Байкал, где в 1963 г. ВНИИАГГ, Институтом

Таблица 7

Сравнительная характеристика изотопного состава водорода и кислорода в различных типах природных вод (по данным ВНИИАГГ, Ин-та физ. химии АН УССР, ИЗК СО АН СССР)

Образец воды	Интервал значений концентраций		Методы определения
	дейтерия, $\delta(D)/\text{‰}$ SMOW	кислорода-18, $\delta(O^{18})/\text{‰}$ SMOW	
Воды жидкых включений вулканических пород . . .	-110÷-50	—	Масс-спектрометрический
Связанная вода вулканических стекол . . .	-170÷-40	—	То же
Фумаролы Камчатки и Курильских островов . . .	-110÷-40	-5,7÷+3,4	Фотонейтронный и масс-спектрометрический
Атмосферные осадки Сибири	-210÷-90	-18,8÷-10,9	То же
Речные и озерные воды Сибири . . .	-210÷-126	-17,6÷-13,9	»
Подземные холодные пресные воды Саяно-Байкальской горной страны . . .	-190÷-150	-19,3÷-17,0	»
Хлоридные натриевые рассолы в Сибири . . .	-170÷-90	-21,5÷-14,1	»
Хлоридные кальциевые рассолы в Сибири . . .	-126÷-25	-15,3÷0,0	»

включений вулканических пород и фумарол Камчатки достигает -40÷-50‰ и в большинстве случаев больше -110‰ (табл. 7).

Выявленные значения концентрации дейтерия в гидротермах Байкальской рифтовой зоны (-190÷-108‰) близки к содержанию дейтерия в воде оз. Байкал, рек Сибири, в атмосферных осадках этого района (рис. 5) и в подземных водах областей питания. Так, концентрация дейтерия в атмосферных осадках (дождевые воды) района г. Слюдянки (южный берег оз. Байкал) и пос. Байкальска (северо-западный берег оз. Байкал) колеблется от -130 до -90‰.

0,88 0,90 0,95 1,0 1,05 1,10 1,12 1,17

Ледники	• • •
Снега	• • •
Дожди	• • •
Реки с ледниковым питанием	• • •
Реки северо-европейской части СССР	• •
Реки Сибири	• • • •
оз. Байкал	• • • •
Реки и грунтовые воды баш. АССР	• • • •
Реки и озёра средней европейской части СССР	• • •
р. Москва	• • • •
бессточные озёра	• •
Моря	• •
Воды Камчатки	• •

Рис. 5. Содержание дейтерия в атмосферных осадках и поверхностных водах. Числу точек в вертикальном ряду соответствует число проб с данной концентрацией дейтерия. По В. С. Брезгулову, 1968.

Физической химии АН УССР и Лимнологическим институтом СО АН СССР были проведены детальные исследования изотопного состава вод (Ветштейн и др., 1967). Концентрация дейтерия и кислорода-18 в озерных водах во многом зависит от их содержания в источнике питания и от испарения с поверхности бассейна. Так как для оз. Байкал испарение в среднем многолетнем балансе составляет всего 13,4% против 85,6% стока через р. Ангару, то содержание дейтерия и кислорода-18 в байкальских водах практически полностью определяется их концентрацией в атмосферных осадках и реках, несущих свои воды в Байкал. Это хорошо подтверждается тем, что среднее значение концентрации дейтерия (-160‰ относительно SMOW) и кислорода-18 ($-16,5\text{‰}$ относительно SMOW) в Байкале близко к их концентрации в воде рек Ангара, Слюдянки, Енисея, Иртыша, Томи и других рек Сибири. В целом следует отметить, что по сравнению с другими реками Советского Союза в реках Сибири отмечается пониженная концентрация дейтерия (см. рис. 5), что, вероятнее всего, связано, как отмечает В. С. Брезгунов (1968), со значительным влиянием на атмосферные осадки холодных воздушных масс из Арктики, а также небольшим испарением.

Концентрация дейтерия в реках Сибири (Енисей, Ангара, Слюдянка, Ципа) составляет -180 — -170‰ (Сойфер, Брезгунов и др., 1967; Ветштейн, Гуляницкая и др., 1967; Брезгунов, Ломоносов и др., 1971; Ломоносов, 1971). Пресные холодные подземные воды, распространенные в районах выхода терм, имеют подобную же концентрацию дейтерия (-190 — -160‰). В целом необходимо отметить, что максимальное значение концентрации дейтерия, равное $+20\text{‰}$ относительно SMOW, по данным В. Н. Сойфера, В. С. Брезгунова и др. (1967), показали пробы, отобранные из воды океана, а минимальные (-230‰) — пробы из ледников и снега.

Как видно из изложенного, изотопный состав водорода современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны свидетельствует о формировании основной массы термальной воды за счет инфильтрационных приповерхностных и атмосферных вод.

На превалирующую роль инфильтрационного питания гидротерм указывают также данные по изотопному составу кислорода гидротерм (см. табл. 5). Сопоставление этих результатов с данными по содержанию тяжелого изотопа кислорода в водах гидросфера (см. табл. 6), а также атмосферных, поверхностных и подземных водах Сибири (табл. 7) показывает, что содержание изотопа O^{18} в термальных водах Байкальской рифтовой зоны, так же как и дейтерия, изменяется в пределах величин, ха-

рактерных для поверхностных вод этого региона. Интересно отметить, что аналогичную концентрацию O^{18} имеют термальные воды Камчатки и Курильских островов ($-5,0$ — $-17,4\%$), и лишь фумаролы значительно обогащены тяжелым изотопом кислорода (до $+3,4\%$).

Низкие концентрации тяжелых изотопов водорода и кислорода в термальных водах достаточно четко говорят о формировании основных ресурсов термальных вод (растворителя) за счет неглубокозалегающих подземных вод земной коры и вод атмосферы, проникающих по молодым, активным разломам на значительные глубины. Вместе с тем у нас нет оснований полностью отрицать участие в формировании гидротерм эндогенного водного флюида, так как выделение последнего среди большой массы инфильтрационных вод весьма затруднительно, требует всесторонних исследований и более точных методов анализа.

Предложенная трактовка генезиса воды в современных гидротермах справедлива лишь в первом приближении, так как изотопный состав водорода и кислорода в рассмотренных гидротермах не совсем одинаков. Эти небольшие колебания в свою очередь могут способствовать выяснению более тонкого механизма образования воды конкретных источников.

Так, например, если принять среднегодовое содержание O^{18} в атмосферных осадках Сибири равным -15 — -18% , то можно предположить, что в формирование источников, изотопный состав воды которых ниже -18% , заметный вклад вносят воды льдо- и снеготаяния, уменьшение содержания O^{18} следует ожидать при увеличении абсолютных высот областей питания и т. д.

Благоприятная геолого-тектоническая обстановка, высокая сейсмическая активность, наличие молодых вулканических аппаратов и другие факторы, указывающие на высокую активизацию и мобильность Байкальской рифтовой зоны в кайнозое, не дают оснований для игнорирования связи гидротерм с магматическими очагами. По тектоническим зонам дробления могут проникать эндогенные флюиды, поэтому здесь можно ожидать в воде отдельных источников, особенно на северо-востоке зоны (Ципинская, Муйская, Чарская и другие впадины), повышенные содержания кислорода-18 подобно тому, как это имеет место, например, в случае с фумаролами Курил, Камчатки, вулкана Паракутин в Мексике и др.

Данные по изотопному составу водорода и кислорода в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны показывают, что доля участия в них эндогенной воды не поддается количественному учету и ориентировочно может быть оценена в несколько процентов.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГАЗОВ

Изучение газовой составляющей термальных вод Прибайкалья началось практически одновременно с изучением их химического состава. На явления газирования термальных вод впервые указали еще в XVIII в. члены академических экспедиций И. Г. Георги, П. С. Паллас, Э. Лаксман. Первая экспедиция по исследованию газопроявлений на оз. Байкал была организована в 1868 г. в составе А. М. Ломоносова и А. А. Чекановского, которые отметили выделение газов на оз. Байкал у сел Лиственичного, Посольска, по рекам Голоустная, Кадильная, Баргузин и Верхняя Ангара. В дальнейшем, одновременно с исследованием химического состава, газы термальных вод изучали И. Богашев (1905 г.), В. К. Котульский (1909—1913 гг.), А. А. Белов (1921 г.), В. П. Никитенко (1921 г.), В. И. Жинкин (1936 г.), А. В. Львов (1909 г., 1930 г.), В. Д. Рязанов (1928 г.), М. М. Васильевский (1927 г.), А. Г. Франк-Каменецкий (1925 г.).

Для специального изучения газовых выходов Забайкалья Академией наук в 1925 г. были организованы экспедиции, возглавлявшиеся Г. Ю. Вещагиным (1930 г.), А. И. Лукашуком (1930 г.) и А. В. Николаевым

(1929 г.). Произведенный ими химический анализ газов позволил подразделить последние на азотные, воздушные и горючие (углеводородные).

В 1931 г. в Прибайкалье Газовым бюро проведены работы, установившие в отдельных выходах газов повышенные концентрации гелия. Все эти исследования в 1933 г. были обобщены сотрудниками бюро Т. А. Агафоновой, В. Белоусовым и др. в работе «Газопроявления Байкало-Баргузинского района». В последующие годы изучением газового состава термальных вод занимались как отдельные исследователи (А. И. Силин-Бекчурин, Н. И. Толстихин, Б. Н. Форш и др.), так и научно-исследовательские и геологоразведочные организации. Газовый состав минеральных вод Прибайкалья в 40—50-х годах изучали комплексная Бурят-Монгольская экспедиция СОПСа АН СССР (И. М. Овчинников, В. А. Албагачиева), экспедиция Центрального института курортологии (В. В. Красинцева), трест «Востсибнефтегеология» (В. Е. Кравченко, В. В. Самсонов и др.), Иркутский государственный университет (Б. В. Прокопьев), Иркутское геологическое управление (Н. И. Толстихин, Г. А. Анкудинова).

С 1953 г. исследованием газового состава термальных вод Прибайкалья занялась группа гидрогеологов и гидрохимиков Института земной коры СО АН СССР, возглавляемая В. Г. Ткачук. В результате работ в 1961 г. под редакцией В. Г. Ткачук и Н. И. Толстихина вышла монография «Минеральные воды южной части Восточной Сибири», в которой систематизирован весь имеющийся материал по газовому составу минеральных и, в частности, термальных вод Прибайкалья.

В последнее десятилетие продолжалось дальнейшее детальное изучение газового состава термальных вод. Центральным институтом курортологии было изучено Горячинское месторождение (Р. Р. Арутюнянц), Уш-Белдирское (В. Е. Сидоров) и продолжает изучаться Аршан-Тункинское (Э. М. Романова, М. А. Кашина); Бурятским геологическим управлением (И. М. Борисенко, Л. В. Замана) и Иркутским государственным университетом (Г. М. Шнейдер и др.) проведены работы по исследованию газового состава Питателевского и Ниловопустынского месторождений термальных вод и опробованы некоторые термальные источники южной части Байкальской рифтовой зоны. Забайкальским научно-исследовательским институтом (В. И. Флешлер) в 1969 г. проведено изучение гелия в отдельных выходах терм Баргузинской и Ципинской впадин.

Нами систематическое изучение растворенных и свободных газов в термальных водах Прибайкалья началось в 1962 г. Отбор проб производился как по методу В. П. Савченко, так и с помощью термодегазатора. Общий анализ газов выполнен на приборе типа ВТИ-2 и хроматографе ХЛ-6 в лаборатории газового анализа Института земной коры СО АН СССР (аналитики Н. В. Яснитская, Л. П. Зобнина, М. Н. Кругликова). Инертные газы определялись на приборе Гуревича-Флоренского и хроматографическим методом. Контрольные пробы анализировались в лабораториях Якутского филиала СО АН СССР (А. И. Косолапов) и ВостсибНИИГГиМСа (Б. Г. Демин).

Результаты проведенных исследований позволяют дать всестороннюю характеристику газов всех известных современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны и объяснить некоторые спорные вопросы их формирования.

Природные газы земной коры все больше привлекают исследователей в связи с различными вопросами теории и практики. Еще В. И. Вернадский в 1912 г. обратил внимание на необходимость детального изучения природных газов и их тесную связь с водной оболочкой земной коры. «С газами, — писал В. И. Вернадский (1933), — единая масса жидкой воды образует единое для всей планеты динамическое равновесие:

природные газы \rightleftharpoons природные воды

Лишь мысленно можно разделить при нашем изучении природную воду и природные газы. Они всегда проникают друг в друга и взаимно опреде-

ляют все свойственные им явления. В окружающей природе мы нигде не имеем газа, не связанного с водой, водного раствора, не заключающего газа».

Равновесие вода \rightleftharpoons газ, отмечал В. И. Вернадский, может быть взято как исходное для основного классификационного деления вод, так как относительное постоянство количества газа, находящегося в природных водах, делает отличие качественного состава газа исключительно удобным указателем характера различных равновесий, а относительное постоянство весового процента газов при их резком качественном различии является удобным параметром для сравнения разных природных вод. Этого принципа придерживались и придерживаются большинство исследователей, занимающихся изучением минеральных вод, принят он и нами при классификации термальных вод Байкальской рифтовой зоны.

Из многочисленных классификаций природных газов (Соколов, 1966; Флоренский, 1956; Козлов, 1950; и др.) наиболее приемлемой, на наш взгляд, является генетическая классификация В. В. Белоусова, предложенная им в 1937 г. В. В. Белоусов выделяет четыре типа газов.

А. Газы биохимического происхождения. Образуются в процессе разложения микроорганизмами органических веществ и минеральных солей. К ним относятся метан, углекислый газ, тяжелые углеводороды, азот, сероводород, водород, кислород.

Б. Газы воздушного происхождения. Образуются в результате проникновения в литосферу атмосферного воздуха. Таковы азот, кислород, инертные газы.

В. Газы химического происхождения:

газы метаморфического происхождения. Образуются при воздействии на горные породы высоких температур и давлений (CO_2 , H_2S , H_2 , CO , N_2 , HCl , HF , NH_3 , $\text{B}(\text{OH})_3$, SO_2 , Cl , S , хлориды и, возможно, др.);

газы природных химических реакций, протекающих при нормальных температурах и давлениях.

Г. Газы радиоактивного происхождения: гелий, эманации радия и тория.

А. А. Сауков (1966) все наблюдающиеся в природе скопления подземных газов разделил на три группы.

1. Метановые, где обычно присутствуют также CO_2 и N_2 и подчиненную роль играют другие углеводороды. Сюда относятся газы нефтяных и газовых месторождений, «болотные» и почвенные.

2. Углекислые, образовавшиеся в связи с вулканическими явлениями и с метаморфизмом пород. Иногда они состоят почти полностью из CO_2 (если вулканы потухли). Если же вулканы действуют, к CO_2 присоединяется некоторое количество H_2 , CO , H_2S , SO_2 , а в наиболее горячих газах присутствуют также HCl , HF , H_3BO_3 , NH_3 и др.

3. Азотные — обычно связанные с термальными источниками.

Именно эти три группы газов и определяют облик современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны.

Газовый состав современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны подчиняется определенной площадной зональности, парагенетически связан с химическим составом воды и во многом зависит от тектонической структуры того или иного участка региона.

Очень интересен и примечателен тот факт, что углекислые термы отсутствуют в центральной части рифта и концентрируются только по его окраинам. Если сравнить пространственное размещение отдельных групп гидротерм Байкальской рифтовой зоны с размещением гидротерм аналогичного газового состава в пределах Кавказской гидроминеральной области и альпийской области в целом, то выявляется весьма важная закономерность. На территории Большого Кавказа А. М. Овчинниковым (1948) отмечено ясное концентрическое положение гидрогеохимических зон: в центре зона углекислых вод, далее следуют зоны азотных вод, в со-

страве которых при наличии битумов появляется сероводород, и, наконец, весь Большой Кавказ окаймлен поясом метановых вод, приуроченных к третичным отложениям (рис. 6). Близкая картина наблюдается и на остальной территории альпийской гидроминеральной области (рис. 7).

На территории Байкальского рифта мы имеем диаметрально противоположную картину (см. рис. 2). К осевой части рифта приурочены метановые термы, связанные с впадинами байкальского типа, площадь распространения азотных терм образует вторую премежуточную зону, и, наконец, по периферии развита третья зона углекислых термальных вод. Отмеченная зональность газового состава термальных вод Байкальской рифтовой зоны имеет большое значение для расшифровки вопросов генезиса современных гидротерм в целом.

Азот. Из 65 групп термальных источников и скважин, вскрывающих термальную воду в пределах Байкальской рифтовой зоны, 51 относится к азотным, так как преобладающим в составе растворенных и спонтанных газов этих вод является азот. Содержание азота с примесью редких газов, как правило, превышает 90 об.% и передко достигает 99 и даже 100% (табл. 8).

По генетической классификации В. В. Белоусова, азот может быть биохимического, воздушного и химического происхождения.

Азот биохимического происхождения продуцируется микроорганизмами подземных вод и вмещающих пород и образуется, в частности, при разложении белков и в процессах денитрификации. Все эти процессы протекают в приповерхностных условиях в илах, почве или осадочных породах, богатых органическим веществом, главным образом, животного происхождения.

В условиях Прибайкалья термальные воды, насыщенные азотом, связаны с тектоническими нарушениями в древних изверженных, реже метаморфических породах, практически не содержащих органического вещества, поэтому биогенный азот в составе газовой фазы термальных вод маловероятен, а если и находится в ней, то лишь в виде примесей. Об этом свидетельствуют, в частности, незначительные содержания N_{org} в воде термальных источников, колеблющиеся от 0,8 до 2,5 мг/л. Косвенным доказательством незначительной роли биогенного азота в термальных водах Прибайкалья являются и высокие значения отношения тяжелых инертных газов к азоту.

Аргон-азотное отношение, введенное Ш. Мурье в 1914 г. (Mougeot, Lepare, 1914), уже давно применяется различными исследователями для суждения о генезисе газа. Для удобства сравнения была введена величина a .

$$a = \frac{\text{Ar (газ)} \cdot 100}{\text{N}_2 \text{ (газ)} \cdot 1,18}.$$

Если величина a в атмосфере равна единице, то при смешении воздушного азота, содержащего аргон, с биохимическим азотом, в котором аргон отсутствует, общее содержание аргона в исследуемом газе упадет и величина a будет меньше единицы. Так как величина a для газов термальных вод Прибайкалья почти всегда больше 1, то это может свидетельствовать о присутствии в газах современных гидротерм азота иного генезиса. Отсутствие в чистых азотных струях газов метанового ряда, обычно сопутствующих газам биохимического происхождения, также является признаком, не позволяющим выделить в газовом составе терм биохимический азот.

Таким образом, азот термальных вод Байкальской рифтовой зоны может быть по происхождению воздушным или химическим. Решение этого вопроса имеет большое значение для установления генезиса самих термальных вод.

В настоящее время существует две точки зрения на происхождение азота в термах Прибайкалья. В. Г. Ткачук (Минеральные воды ..., 1961),

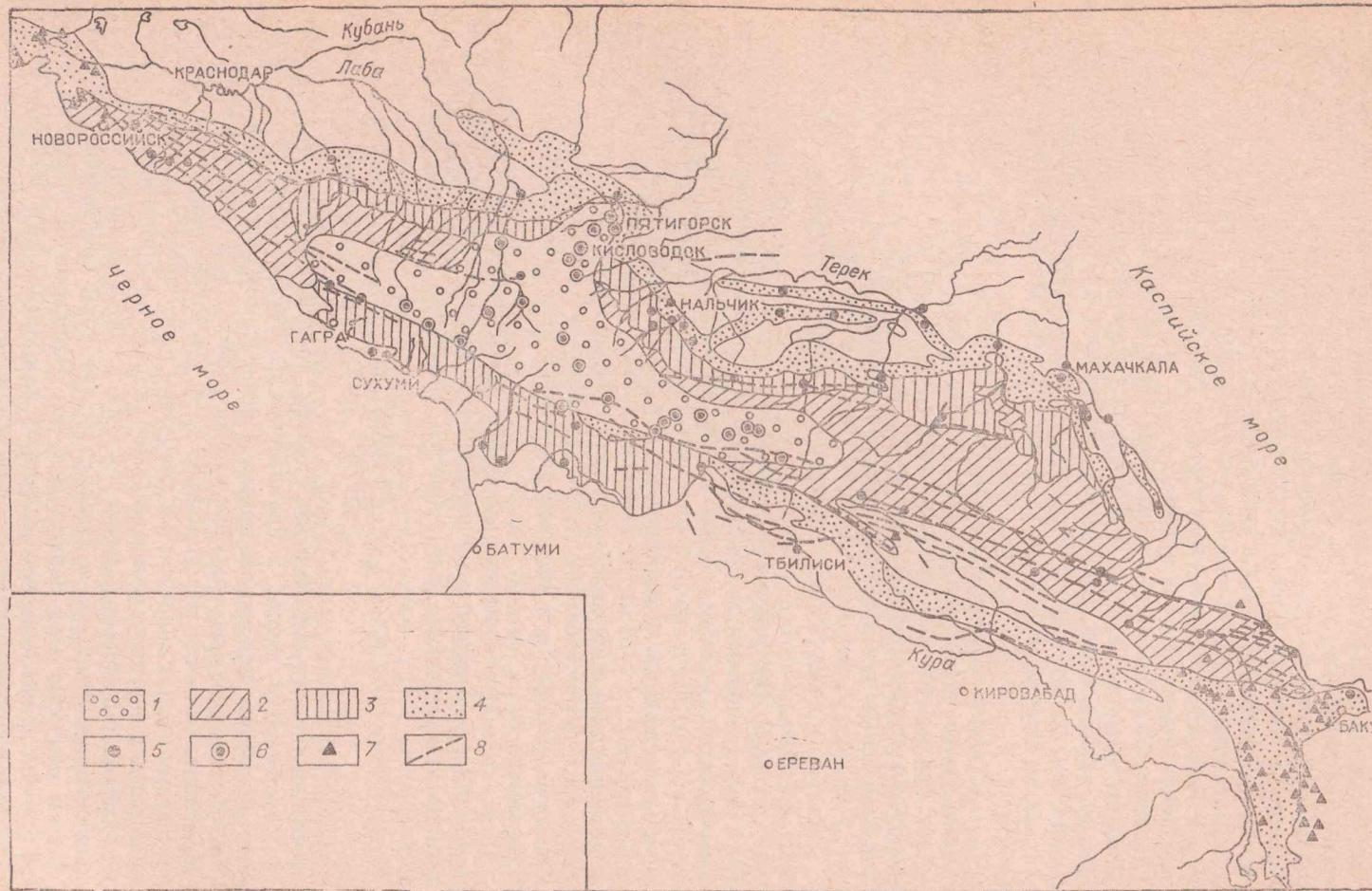


Рис. 6. Гидрогеохимические зоны минеральных вод Большого Кавказа. По А. М. Овчинникову, 1961.

Гидрохимические зоны вод: 1 — углекислых; 2 — азотных; 3 — сероводородных; 4 — метановых. Есдепуылы, есрығақшы: 5 — азотные и сероводородные воды; 6 — углекислые; 7 — метановые; 8 — зоны основных разломов.

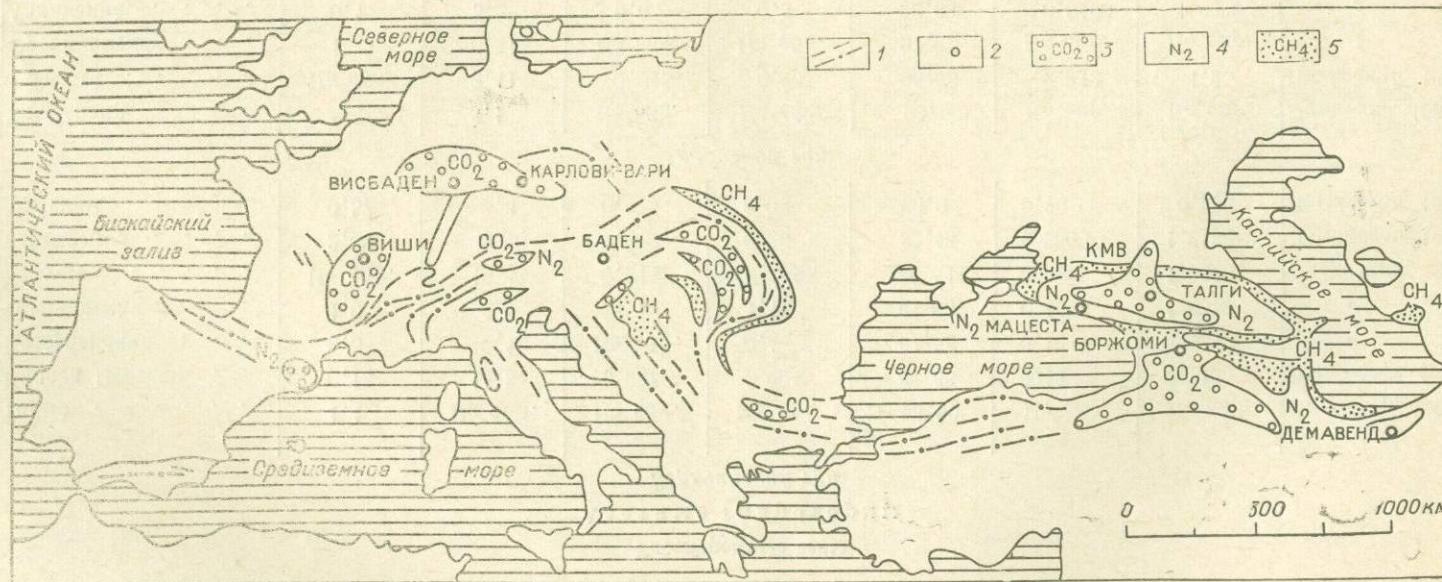


Рис. 7. Схема зональности минеральных вод альпийской области. По А. М. Овчинникову, 1947.
 1 — направление главных складок; 2 — крупные месторождения минеральных вод. Районы распространения терм: 3 — углекислых; 4 — азотных; 5 — метановых.

Таблица 8

Газовый состав современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны, об. %

Точки на карте тер- мальных вод (рис. 2)	Водопункт (для некоторых скважин указан интервал опробования, м)	$\text{CO}_2+\text{H}_2\text{S}$	O_2	H_2	$\text{CH}_4+\text{тяже-}лые углево-дороды$	N_2	$\text{He}+\text{Ne}$	$\text{Ar}+\text{Kr}+\text{Xe}$	Исследователь и время опробования
		1	2	3	4	5	6	7	

Растворенные газы

Азотные гидротермы

Горячинский тип

3	Тарыс	1,4	Не обн.	Не обн.	Не обн.	98,60 ¹	Не опр.	Не опр.	Пиннекер, 1966
15	Нилова Пустынь . . .	0,13	14,3	0,037	0,004	84,66	0,15	0,7150	Ломоносов, 1963
16	Енгорбайский	2,5	0,4	Не обн.	0,4	94,58	0,1637	1,9519	»
22	Горячинский	1,0	4,0	»	1,1	91,86	0,1006	1,9372	»
37	Хакусы	Не обн.	18,42	0,014	Не обн.	80,51	0,009	1,0500	Писарский, 1971
42	Гаргинский	2,00	8,40	0,200	0,80	83,43	0,2500	1,8184	Ломоносов, 1963
56	Муйский	0,57	2,3	0,075	0,02	96,0	0,76	0,255	Ломоносов, 1965

Аллинский тип

5	Уш-Белдир	4,2	3,1	Не обн.	Не обн.	93,60 ¹	Не опр.	Не опр.	Пиннекер, 1965
25	Змеиный	Не обн.	3,11	0,015	0,05	95,56	0,013	1,25	Писарский, 1971
38	Фролихинский	1,77	0,31	Не обн.	Не обн.	97,92	Не опр.	Не опр.	»
39	Аллинский	0,1	5,2	0,6	0,5	92,63	0,0499	1,9230	»
45	Верхне-Заимкинский .	1,1	5,3	0,3	Не опр.	91,52	0,017	1,7639	»
46	Корикей	1,1	5,3	Не обн.	Не обн.	91,62	0,0170	1,7689	»
47	Дзелинда	0,7	13,3	»	Сл.	84,18	0,0305	1,6937	»

Кулъдурский тип

27	Гусихинский	0,51	0,25	Не обн.	Не обн.	99,24 ¹	—	—	»
36	Котельниковский	Не обн.	10,02	0,008	1,20	87,55	0,045	1,18	Писарский, 1971
40	Сеюйский	0,96	4,28	Не обн.	0,048	94,43	0,016	0,55	Ломоносов, 1966
35	Большереченский	Не обн.	7,24	0,017	0,15	91,49	0,006	1,09	Писарский, 1971
33	Давшинский	»	16,23	0,005	Не обн.	82,74	0,012	1,02	»
43	Кучехир	0,6	4,2	Не обн.	0,4	94,4	0,039	1,5566	Ломоносов, 1963
44	Умхей	1,4	0,60	Не обн.	Не обн.	98,00 ¹	Не опр.	Не опр.	Ломоносов, 1964
53	Ципинский	1,48	18,27	Сл.	1,54	76,50	Не обн.	1,215	Ломоносов, 1969
52	Бусани	3,15	14,25	Не обн.	Сл.	82,275	»	1,335	»

Питателевский тип

24	Питателевская 52	0,6	11,3	Не опр.	Не опр.	85,70	0,1551	1,4008	Ломоносов, 1964
64	Олекма	0,1	0,5	»	0,7	97,72	0,0075	0,9703	Кононова, 1964

М е т а н о в ы е г и д р о г е р м ы

Тункинский тип

12	Тункинская скв. 1	Не опр.	0,90	Не обн.	84,2	14,00 ¹	Не опр.	Не опр.	Ломоносов, 1963
20	Скв. Сухая-1	5,4	0,5	0,5	64,6	28,46	0,0065	0,5305	Ломоносов, 1963

У г л е к и с с л ы е г и д р о г е р м ы

Шумакский тип

11	Шумак	96,50	0,42	Сл.	0,006	3,41	0,04	0,143	Шпейзер, 1970
60	Сыни	79,70	18,8	Нет	0,078	0,05	Не обн.	0,078	Ключников, 1970

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Свободные газы									
<i>Азотные гидротермы</i>									
<i>Горячинский тип</i>									
3	Тарыс	0,2	1,8	Не опр.	0,08	95,99	0,59	1,42	Контора «Геоминвод», 1964
22	Горячинская скв. 1/63 .	0,40	Не опр.	»	Не опр.	97,00	0,078	1,304	Арутюнянц, 1964
32	Инский	0,45	Не обн.	Не обн.	Не обн.	97,84	0,59	1,12	Овчинников, 1953
37	Хакусы	Не опр.	7,40	Не опр.	Не опр.	91,54	0,0616	1,0089	Албагачиева, 1954
42	Гаргинский	0,49	0,24	»	»	99,27	0,32	1,46	Красинцева, 1955
48	Ирканинский	Не опр.	0,40	»	»	95,13	0,2358	1,2302	Овчинников, 1952
<i>Аллинский тип</i>									
1	Маймалыш	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	100,00 ¹	Не опр.	Не опр.	Пиннекер, 1966
2	Тере-Холь	»	»	»	30,6	96,40 ¹	»	»	»
4	Джиглагин	3,3	3,1	»	Не обн.	93,60 ¹	»	»	»
5	Уш-Белтир	0,1	3,30	»	»	97,87	0,278	1,450	Сидоров, 1963
47	Дзелинда	2,6	0,2	»	»	95,86	0,0841	1,2559	Ломоносов, 1963
59	Пурелагский	0,8	4,8	»	»	93,02	0,125	1,246	Климов, 1966
38	Фролихинский	2,6	0,40	»	»	97,0	Не опр.	Не опр.	Ломоносов, 1963
39	Аллинский	Не опр.	Не опр.	»	2,00	96,06	0,2033	1,74	Овчинников, 1955
45	Верхне-Займкинский .	1,0	5,8	»	Не обн.	92,23	0,0687	0,8988	Албагачиева, 1954
46	Корикейский	Не обн.	0,2	»	»	99,8	Не опр.	Не опр.	Ломоносов, 1963
<i>Кульдурский тип</i>									
33	Давшинский	н.с.	н.с.	н.с.	н.с.	98,11	0,31	1,58	Овчинников, 1952
36	Котельниковский	Не опр.	Не опр.	Не опр.	8,00	89,81	0,4209	1,7649	Овчинников, 1951
<i>Питателевский тип</i>									
40	Сеойский	1,6	0,40	Не обн.	Не обн.	98,00 ¹	Не опр.	Не опр.	Ломоносов, 1964
43	Кучехир	Не опр.	1,20	Не опр.	Не опр.	96,80	Не опр.	1,444	Овчинников, 1951
50	Баунтовский	»	2,04	»	5,08	91,14	0,106	1,64	Ломоносов, 1969
51	Шуринда	0,416	1,239	0,010	20,10	76,193	0,410	1,630	»
52	Бусани	Не обн.	0,20	Не опр.	14,7	83,16	0,450	1,4860	»
53	Ципинский	0,60	1,60	»	5,30	90,90	0,1980	1,400	»
55	Муякан	Не обн.	1,00	»	Не обн.	97,30	0,0966	1,6084	Ломоносов, 1965
									Албагачиева, 1954
<i>Метановые гидротермы</i>									
<i>Тункинский тип</i>									
12	Тункинская скв. 1 (Жемчуг)	1,59	Не обн.	0,02	74,54	23,30	0,242	0,311	Писарский, 1967
17	Твороговская скв	0—87,6	1,3—93,6	0—30,2	0—55,4	Не опр.	н.с.	н.с.	Самсонов, 1952
20	Скв. Сухая	11,3	0,9	0,29	73,51	14,52	0,036	0,3217	Ломоносов, 1963
14	Тункинская 2, инт. 1909—1897	Не обн.	0,24	Не обн.	76,16	23,6 ¹	Не опр.	Не опр.	Повышев, 1956

Окончание табл. 8

64

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Истокский тип</i>									
18	Истокская скв. 1, инт. 2780—2783	1,24	Не опр.	1,7	52,76	44,3	Не опр.	Не опр.	Самсонов, 1962
18	Истокская скв. 3, глуби- на 2948 м	Не опр.	»	Не опр.	100,0	Не опр.	»	»	»
18	Истокская скв. 3	»	»	2,4—100	21—100	»	»	»	»
<i>Углекисловые гидротермы</i>									
<i>Шумакский тип</i>									
11	Шумак	95,21	1,22	Не обн.	0,833	2,46	0,076	0,075	Селина, 1970
13	Аршан-Тункинская скв. 28, инт. 400—580	94,55	Не обн.	0,0132	Не обн.	6,36	0,0198	0,0320	Кашина, 1968
13	Скв. 26	53,48	9,26	Не обн.	»	36,84	0,005	0,423	Писарский, 1967
60	Сыни	99,9	Не обн.	»	»	0,05	Не обн.	0,005	Климов, 1966
<i>Боржомский тип</i>									
6	Чойган	95,84	0,77	»	»	3,3	0,002	0,085	Пиннекер, 1967
61	Травертиновый	97,95	Не обн.	»	»	2,00	Не обн.	0,042	Писарский, 1967
62	Плотинный	95,86	»	»	»	4,06	»	0,081	»

! Редкие газы He+Ne, Ar+Kr+He входят в состав N₂.

основываясь главным образом на повышенном содержании аргона в термальных водах по отношению к содержанию аргона в воздухе, поддержала идею В. И. Вернадского о глубинном происхождении азота и пришла к заключению о наличии в земной коре Прибайкалья глубинной азотной оболочки, характеризующейся повышенным содержанием аргона.

Е. А. Басков и Г. И. Клинов (1963), ссылаясь на исследования К. П. Флоренского (1956), считают, что относительное обогащение аргоном газов азотных терм Прибайкалья, устанавливаемое по коэффициенту $\frac{\text{Ar}}{\text{N}_2} \cdot 100$, не отвечает истинному соотношению аргона и азота в природных газах, находящихся на глубине в растворенном состоянии. Это явление Е. А. Басков вслед за К. П. Флоренским считает результатом фракционного выделения растворенных газов из горячих вод при нарушении их фазового равновесия. Если учесть понижающий поправочный коэффициент (1,72—1,75), пишет Е. А. Басков, учитывающий нагрев вод от 10 до 85°C, и применить его для свободно выделяющихся азотных газов Забайкалья, получаем, что отношение $\frac{\text{Ar}}{\text{N}_2} \cdot 100$ для них не превышает значений, характерных для атмосферных газов. По Е. А. Баскову, азот терм Прибайкалья имеет исключительно воздушное происхождение. Воздушное происхождение азота в азотных термах признают и другие исследователи. Впервые эту мысль высказал Вальтер (Walther) в 1911 г., затем она была поддержана В. П. Савченко, В. В. Белоусовым, А. Л. Козловым, К. П. Флоренским и др. Обобщая данные предыдущих исследователей, А. А. Сауков (1966) писал: «Воздушное происхождение азотных газовых струй доказывается тем простым и очевидным фактом, что отношение инертных газов (кроме гелия) к азоту в атмосфере и в указанной группе газов примерно одинаково. Многочисленные анализы, выполненные у нас и за рубежом, действительно подтверждают эту особенность данной группы газов, хотя в отдельных случаях и наблюдаются отклонения как в ту, так и в другую сторону. Эти отклонения можно объяснить, во-первых, различной растворимостью в воде азота, с одной стороны, и инертных газов — с другой (в растворах $\frac{\text{Ar}}{\text{N}_2} \cdot 0,0235$); во-вторых, фиксацией азота в поверхностных частях литосферы некоторыми бактериями; в третьих, может быть известной химической активностью азота при повышенных температурах более глубоких частей литосферы, где он может поэтому частично выпадать из газового круговорота».

Все свободные газы исследованных термальных вод Байкальской рифтовой зоны имеют повышенное значение величины a , которое нередко достигает 2,0 (Уш-Белдир, Шуринда).

Решение вопроса о генезисе азота в термах Прибайкалья кроется, на наш взгляд, в природе самого азота и аргона, отношение которых друг к другу служит до настоящего времени для многих исследователей критерием генезиса.

Кроме азота, входящего в состав атмосферного воздуха, свободный азот присутствует в горных породах (до 85%) и метеоритах (до 16%). Значительные содержания азота установлены в вулканических газах, особенно в фумаролах, и газово-жидких включениях в различных минералах. Некоторые сведения о содержании природных газов, в том числе и азота, в закрытых порах различных изверженных пород приведены в табл. 9.

Лабораторными опытами установлено, что при нагревании горных пород наряду с другими газами выделяется азот. Источник азота в данном случае до конца не выяснен. Вероятно, азот частично образуется за счет реакции разложения нитритов железа и других металлов при температурах более 900°C.

Таблица 9

Содержание некоторых природных газов в закрытых порах различных изверженных пород, об. %

Порода	H ₂ O	H ₂	CO ₂	CO	CH ₄	N ₂	S ₂	Cl	F	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Щелочные сиениты										
Хибин Ийолит-уриты . . .	—	0,62	0,35	—	12,60	83,13	—	—	—	Дробление при $P=1$ атм, $T=20^\circ\text{C}$, по М. Н. Полянскому, 1965
Хибиниты . . .	—	1,70	2,30	—	26,00	70,00	—	—	—	
Обсидиан (Калифорния)	94,434	2,253	0,075	0,008	—	1,153	0,039	1,498	2,205	
Обсидиан (штат Нью-Мексика) . . .	92,761	0,377	0,672	0,007	—	1,1380	0,800	1,713	4,329	Нагрев до 1200°C , по Е. Шеферду, 1938
Анdezитовые лавы (Калифорния) . . .	93,658	0,412	2,070	0,623	—	0,577	0,882	0,297	1,524	
Базальтовые лавы (вулкана Килауэа) . . .	90,580	1,085	5,673	0,601	—	0,269	1,384	0,404	—	
Гранит горы Стоун (Калифорния) . . .	90,152	4,823	1,965	0,081	—	0,334	0,268	0,007	1,970	
Гранит Нью-Джей (США) . . .	79,559	11,603	4,236	0,536	—	1,228	0,159	0,051	2,563	
Диабаз (штат Нью-Джерси) . . .	92,399	2,944	2,944	0,026	—	0,797	0,079	0,984	0,341	
Габбро-диабазы Норильска . . .	—	0,0	34,2	0,0	30,7	35,1	—	—	—	
Порфириты Норильска . . .	—	51,3	23,6	0,0	8,9	16,2	—	—	—	
Граниты Северного Кавказа . . .	—	26,9	16,3	0,0	1,8	55,0	—	—	—	По М. С. Гуревичу, Л. В. Кац и др., 1960
Кварцевые порфиры Северного Кавказа . . .	—	24,8	0,0	0,0	0,0	75,2	—	—	—	*

Увеличение температуры нагрева пород влечет за собой закономерное изменение состава газов в следующей последовательности:

CO₂—CO—H₂—CH₄—N₂.

Порядок выделения газов свидетельствует о течении в горных породах определенных химических реакций, характер которых зависит от температуры и времени ее воздействия.

Если с этой точки зрения рассмотреть образование азота в термах Байкальской рифтовой зоны, то становится понятной газовая зональность, отмеченная нами в начале настоящего раздела, так как на площадях развития азотных терм отмечается максимальный (аномальный) тепловой поток, тогда как по периферии рифта снижение теплового потока сопровождается развитием углекислых гидротерм и холодных углекислых вод.

Необходимо отметить, что гипотеза, допускающая формирование азота в термальных источниках за счет выделения его из пород глубоких зон литосфера под воздействием высокой температуры, не нова. Выдвинутая в 1906 г. А. Готье (Gautier), она долгое время оставалась популярной и лишь в последние два-три десятилетия подвергается критике и многими исследователями забыта. Достаточно сказать, что А. В. Шербаков в монографии «Геохимия термальных вод», выпущенной в 1968 г., рассматривая газовый состав подземных вод, вообще не упоминает о возможности образования азота химическим (метаморфическим) путем. Однако уместно напомнить, что большинство современных исследователей источник вулканических газов, таких как CO₂, CO, H₂ и других, видят в горных породах, из которых они выделяются под влиянием высоких температур (Сауков, 1966 и др.). Естественно возникает вопрос, почему азот должен являться исключением, тогда как он реально существует в газах вулканического происхождения (азотные фумаролы Авачи, Безуэвия и др.), выделяется при нагревании из кристаллических пород, что подтверждено многочисленными экспериментальными исследованиями, а в закрытых порах изверженных пород его содержание нередко достигает 60—70% (табл. 9).

На образование азота в глубинных условиях указывал А. П. Благородов (1959), видевший источник азота в соединениях аммиака (натриварьер и др.), поступающих на поверхность в результате вулканической и фумарольной деятельности. Наличие благоприятной геологической и геотермической обстановки на отдельных участках земной коры несомненно приводит к процессам обогащения газовой составляющей термальных вод азотом химического (метаморфического) происхождения. Анализ этой обстановки показывает, что примером такого региона может

служить рассматриваемая Байкальская рифтовая зона, где, как нам представляется, азот имеет смешанное атмосферно-термометаморфическое и магматическое происхождение.

Близкого взгляда на генезис азотного газа акротерм придерживается М. С. Гуревич (1968а). Свой вывод он подтверждает сходством химического и газового состава азотных акротерм южной части Дальнего Востока (Кульдур и др.) с поствулканическими экскальяциями — фумаролами, сольфатарами и соффиони. Для последних также характерны высокие значения аргон-азотного отношения (а), превышающие 1 и достигающие 17. Минерализация конденсатов фумарольных газов и их температура не немного отличается от минерализации акротерм и температуры наименее термальных фумарол. В тех и других присутствуют такие специфические компоненты, как F, Cl, NH₄, H₂SiO₃. «Азотный газ акротерм,— пишет М. С. Гуревич,— имеет смешанное атмосферно-химическое происхождение; значительная его часть образовалась в результате окисления NH₄Cl, выщелачиваемого водой из магматических горных пород. Обладая хорошей растворимостью в воде, хлористый аммоний окисляется в ней кислородом воздушного происхождения с образованием азота. В гидрогеологических условиях трещиноватых массивов кристаллических пород, где проявляются азотные акротермы, трудно ожидать на протяжении геологического времени сохранения азотного газа только чисто химического происхождения. Под влиянием проникновения на глубину инфильтрационных вод, обогащенных атмосферным азотом, должно было иметь место смешение азотного газа химического и атмосферного генезиса».

Возможность участия эманаций глубоких недр в формировании некоторых азотных терм признают А. Н. Барабанов и В. Н. Дислер в своей последней сводке «Азотные термы СССР» (1968). В пользу глубинного происхождения части азота и редких газов, по мнению этих исследователей, свидетельствуют следующие факты:

1) наличие молекулярного и связанныго азота в магматических экскальяциях;

2) определение азота (до 83%) в газах, выделенных из закрытых пор различных изверженных пород;

3) выделение радиогенного Ar⁴⁰ из калийсодержащих минералов, которому может соответствовать некоторая избыточная часть азота, не компенсируемая воздушным Ar (Гуревич, 1968);

4) выделение азота из метеоритов в количестве от 4,9% объема всех газов, полученных из каменных метеоритов, до 16% — из железных метеоритов.

Данные, приводимые А. П. Виноградовым (1964), также говорят о том, что инертные газы выделяются из метеоритов (хондритов); причем, как было сказано выше, изотопный состав их близок изотопному составу атмосферы.

Интересные выводы сделаны Л. Н. Барабановым и В. Н. Дислером при рассмотрении газонасыщенности термальных вод. Анализ газонасыщенности азотных терм СССР, проведенный этими исследователями, показал, что содержание азота в воде различных источников нередко достигает 18—26 мг/л (табл. 10), что значительно превосходит допустимое его количество при чисто инфильтрационном генезисе рассматриваемых терм.

Так в 1 литре воды при температуре 0°C и давлении 760 мм рт. ст. растворяется 29,2 см³ воздуха в пропорции 65,2% азота и 34,2% кислорода, что для азота составит 19 см³. Если учесть поправку на давление воздуха в областях питания терм (менее 650 мм рт. ст.) и высокую температуру их (до 80°C), то наиболее распространенной величиной насыщения вод азотом будет 10—12 см³/л. Исходя из приведенных расчетов, Л. Н. Барабанов и В. Н. Дислер делают следующий вывод: «При средней газонасыщенности терм в 18,9 см³ примерно 65% всех газов привносятся раст-

Таблица 10

Газонасыщенность азотных терм СССР (по Барабанову, Дислеру, 1968)

Источник	T, °C	Содержание в 1 л воды, мл			Автор и год обследования
		растворенный газ	спонтанный газ	всего	
Уш-Белдир, скв. 1 . . .	82	9,9	12,1	22,0	Л. Н. Барабанов, 1964
Начики, скв. 14-р . . .	79	—	10,0	—	Р. Р. Арутюнянц, 1965
Ходжа-Оби-Гарм, скв. 6	61	—	11,3	—	С. П. Воронков, 1955
Горячинск, скв. 1/63 . . .	52,5	—	1,2	—	Р. Р. Арутюнянц, 1963
Белокуриха, скв. 1-к . . .	35,8	13,8	12,6	26,1	А. А. Асташкина, 1952
Талаа, скв. 1 . . .	90,4	6,3	4,8	11,1	В. В. Красинцева, 1949
Джалал-Абад, скв. 1-к . . .	44,0	13,14	12,35	25,49	Н. С. Красникова, 1955
Цхалтубо, ист. 1 . . .	34,8	—	—	18,0	В. Г. Улуханов, 1939

воренными в инфильтрационных водах. Остальная часть газов, очевидно, либо привнесена на глубину путем механического захвата воздуха, либо умеет глубинное происхождение».

На большую роль таких соединений азота, как NO_2 , NO_3^- , NH_4^+ и др., в процессах формирования гидротерм указывает Ф. А. Летников (1968), который на основании физико-химического анализа поведения азота в гидротермальном процессе показал, что азот имеет огромное значение в создании всевозможных комплексных соединений металлов, а факт синтеза полимеров с кремний-азотными связями, по его мнению, указывает на существенную роль азота и в переносе гидротермами петрогенных элементов. Таким образом, на глубинное происхождение части азота в термальных водах указывают не только особенности геолого-тектонической и геотермической обстановки на территории Байкальской рифтовой зоны, но также характер газонасыщенности и физико-химические данные поведения азота в гидротермальном процессе.

Что же касается аргон-азотного отношения, привлекаемого для решения генезиса азота в термальных водах, то при его использовании следует учитывать не только такие факторы, как фракционное выделение газа из горячих вод, растворимость азота и аргона в воде, химическую активность азота при повышенных температурах, его бактериальную фиксацию и т. д., о чем было сказано ранее, но и изотопный состав как аргона, так и азота. Недоучет этой поправки может привести к ошибке в десятки и сотни процентов. Так как изучение изотопного состава аргона в азотных термах Прибайкалья только еще начинается (см. раздел «Инертные газы»), а изотопный состав азота вообще не изучен, во избежание ошибочных выводов применять аргон-азотное отношение для суждения о генезисе азота терм преждевременно.

Углекислый газ. В современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны наряду с азотом почти всегда присутствует углекислый газ (см. табл. 8). Содержание его обычно невелико и исчисляется десятыми долями и целыми процентами от общего количества газов. Только в 7 источниках свободная углекислота преобладает над другими компонентами газового состава, достигая 90—99 об. %. Весовое количество CO_2 в этих термах исчисляется величинами порядка 3—5 и даже 9 г/л (скв. 28 курорта Аршан-Тункинский).

Все без исключения углекислые термы пространственно связаны с районами развития очагов молодого вулканизма (см. рис. 2). Это обстоятельство позволяет считать, что насыщение современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны углекислым газом идет за счет выделения его как непосредственно из неглубокозалегающих магматических очагов, так и в результате теплового воздействия их на вмещающие, главным образом карбонатные, породы путем гидролиза и диссоциации последних.

Таким образом, углекислый газ в термах рифтовой зоны имеет химическое происхождение. Часть углекислоты является продуктом мантии и может быть отнесена к газам вулканического (магматического) происхождения, а другая часть — продуктом земной коры, так как ее образование связано с процессами термометаморфизма, протекающими на относительно небольших глубинах от поверхности. В последнем случае CO_2 образуется как при непосредственном взаимодействии магмы, содержащей свободный кремнезем, с карбонатными породами (например, по следующей реакции: $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$, так и при более низких температурах без соприкосновения с магматическим расплавом. Для разложения карбоната кальция и выделения значительного количества углекислоты достаточна температура всего 400—450° С.

Помимо карбонатных пород источником CO_2 могут служить и изверженные породы, подвергающиеся нагреву до 700—1100° С, о чем свидетельствуют экспериментальные исследования по высокотемпературному извлечению газов из разнообразных пород.

Говорить о преобладании магматогенной или метаморфогенной углекислоты в термальных водах Байкальской рифтовой зоны пока трудно, хотя мы склонны отдать предпочтение магматогенной. К этому выводу приводят следующие соображения. Насыщение терм CO_2 происходит исключительно вблизи древнечетвертичных (Аршан-Тункинское месторождение, Шумакские источники и др.) и голоценовых (источники Сыни, Травертиновый и др.) вулканических аппаратов независимо от того, имеются ли в этом районе выходы карбонатных пород или они отсутствуют, как и на северо-востоке рифтовой зоны в горном обрамлении Чарской впадины.

Даже при наличии карбонатных пород, наиболее благоприятных для образования метаморфогенной углекислоты, взаимодействие их с магматическим расплавом или флюидом ограничено во времени и пространстве, так как последние движутся по разломам. Если в начальный период карбонаты интенсивно вступают в реакцию с образованием CO_2 , то в дальнейшем этот процесс не может иметь большого значения, так как прореагировавшие карбонаты не смогут выделять CO_2 . И, наконец, если бы углекислый газ в углекислых термальных источниках формировался за счет теплового воздействия на изверженные породы, то естественно ожидать выходы углекислых терм в центральной части рифтовой зоны, где, как установлено геотермическими исследованиями, наблюдается максимальный тепловой поток. Практически же в центральной части рифта мы имеем выходы высокотемпературных азотных терм, а углекислые термы концентрируются по его периферии. Что же касается присутствия в незначительных количествах CO_2 в азотных термах (до нескольких процентов), то его появление скорее всего объясняется природными химическими (разложение бикарбонатов вод при выходе на поверхность) и биохимическими реакциями разложения органического вещества в результате жизнедеятельности различных бактерий и окисления кислородом воздуха.

Метан. В газовой фазе современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны метан встречается в ограниченном количестве источников, и только скважины, пробуренные в толще кайнозойских отложений впадин байкальского типа, вскрывают термальную воду с преобладанием в составе газа метана.

В подавляющем большинстве термальных источников рифта метан или отсутствует, или его содержание в растворенных и свободных газах не превышает 1,0—2,0%. Исключение представляют источники, отнесенные нами к кульдурскому типу. В составе свободных газов этих источников количество метана увеличивается до нескольких, а в отдельных случаях даже до 20—32% (источники Ципинский, Шуринда).

Иное дело глубокие скважины, вскрывающие термальные воды в отложениях впадин байкальского типа. Практически все без исключения термы этих впадин насыщены метаном, которому нередко сопутствуют тяжелые углеводороды. Количество метана в составе свободных и растворенных газов обычно составляет 50—80% (см. табл. 8), и по преобладающему газу термы относятся к метановым. Насыщенные метаном термы встречаются как в соседстве с очагами кайнозойского вулканизма (Тункинская впадина), так и за пределами его распространения (Байкальская впадина, район дельты р. Селенги), но обязательно им сопутствуют отложения, богатые органикой. Все это позволяет сделать заключение, что газовая фаза метановых терм имеет органическое происхождение. Появление углеводородных газов в метановых термах нельзя объяснить только биохимическими процессами разложения органического вещества вмещающих пород, так как в большинстве случаев термы вскрываются и выводятся на поверхность с глубин порядка 800—2500 м, где роль бактерий и, как следствие, интенсивность биохимических процессов во много раз слабее, чем на поверхности. Достаточно сказать, что оптимальные температуры для жизнедеятельности метановых бактерий 40—45° С. Отклонение от этой температуры в ту или иную сторону приводит к замедлению, а затем и прекращению деятельности этих бактерий. Значительно большую роль в глубоких горизонтах, по мнению В. А. Соколова (1966), играют термокатализитические и гидрогенизационные процессы, приводящие к обуглероживанию органического вещества и выделению главным образом метана. Не последнюю роль в этих процессах играют современные гидротермы, поднимающиеся из фундамента и оказывающие термальное воздействие на органическое вещество пород, а также высокий тепловой поток, наблюдаемый в пределах кайнозойских впадин. Высказываемое некоторыми исследователями предположение о глубинном, неорганическом происхождении метана в термах Прибайкалья хотя и нельзя отрицать полностью, но на данной стадии изученности региона оно не подтверждается какими-либо конкретными данными и остается проблематичным.

Водород. В термальных водах Байкальской рифтовой зоны водород распространен еще в меньшей степени, чем метан. В большинстве терм он совершенно отсутствует, а если и содержится, то в количествах, не превышающих 0,2—0,6% (источники Гаргинский, Аллинский, Верхняя Заимка). Исключением являются термы, вскрытые глубокими скважинами в районе дельты р. Селенги (Байкальская впадина). Здесь скважинами в дер. Корсаково (скв. 4-р), Исток (скв. 2, 3, 5) и Творогово (скв. 1-р на глубинах 600—2000 м и более были обнаружены газы, содержащие до 70—100% водорода. Учитывая, что водород встречается на больших глубинах в ассоциации с метаном в осадочных угленосных отложениях, правомерно говорить о его образовании за счет обуглероживания органического вещества этих отложений при термометаморфизме. Этот процесс, хорошим стимулятором для которого служит аномальный тепловой поток в данном районе, приводит к обеднению органического вещества водородом и, как следствие, к выделению его в составе углеводородных газов и в свободном виде.

Вышесказанное подтверждают экспериментальные исследования А. И. Фридмана и А. П. Ван-Ван-Е по нагреванию норильских углей без доступа воздуха до 600—800° С (Фридман, 1970). В результате этих опытов из 1 г угля было получено 12—13 см³ водорода, а в целом состав газа характеризовался преобладанием водорода (70%) с примесью тяжелых углеводородов (5—10%), метана, окиси углерода и непредельных углеводородов. А. И. Фридман отмечает, что наиболее благоприятными условиями для образования тяжелых газообразных гомологов метана являются температуры меньше 400° С; при более высоких температурах они разлагаются с выделением свободного водорода. Учитывая мощность

углесодержащих кайнозойских отложений (более 5 км) в районе, обнаружение термальной воды с температурой 100° С и аномально высокий тепловой поток (до 3,2 мккал.см.².с), вполне возможно ожидать наличия здесь на относительно небольших глубинах в пределах тектонических зон температурных аномалий, приводящих к термическому преобразованию органического вещества и выделению углеводородных газов и водорода. Действительно, наиболее интенсивные проявления водорода в дельте р. Селенги наблюдались при бурении скважин, расположенных вблизи крупных тектонических нарушений. Это обстоятельство, в частности, дало возможность В. В. Самсонову (1963), детально изучавшему газопроявления района, предположить глубинное происхождение водорода.

Сероводород. Наличие сероводорода в термальных водах рифтовой зоны неоднократно отмечалось многочисленными исследователями, но до последнего времени количественное определение его было выполнено лишь в единичных случаях. Проведенные нами исследования, сопровождавшиеся определением сероводорода как непосредственно на месте выхода источников (иодометрический метод), так и путем фиксации его уксусокислым кадмием с последующим определением в лаборатории, позволили получить общую картину распределения сероводорода в термальных водах рассматриваемого региона.

В целом современные гидротермы Байкальской рифтовой зоны бедны сероводородом. Его количества в воде редко превышают 1 мг/л, а наибольшие содержания зафиксированы в Умхейском (31 мг/л), Кучехирском (29 мг/л), Язовском (28 мг/л), Ципинском (26 мг/л), Аллинском (25 мг/л), Змеином (23 мг/л) и еще нескольких источниках Прибайкалья, вода которых, согласно принятым нормам (>10 мг/л), может быть отнесена к сероводородным минеральным лечебным. Известно, что сероводород в воде существует в трех формах: в виде растворенного в воде газа («свободный сероводород»), гидросульфидных (HS⁻) и сульфидных (S²⁻) ионов.

Все эти формы находятся между собой в равновесии: $\text{H}_2\text{S} \rightleftharpoons \text{H} + \text{HS}$; $\text{HS}^- \rightleftharpoons \text{H} + \text{S}^{2-}$, состояние которого определяется активной концентрацией водородных ионов. Так как все современные гидротермы рифта являются щелочными ($\text{pH} > 7,0$), то преобладающей формой сероводорода в них, согласно произведенным расчетам, является гидросульфидная (табл. 11).

Что же касается генезиса сероводорода, то главным источником его являются биохимические процессы, приводящие, в частности, к разложению серосодержащих белковых тел и восстановлению сульфатов различными десульфиризаторами. Принятая точка зрения на происхождение сероводорода в термальных водах рифтовой зоны объясняет его небольшие содержания в термах, так как последние формируются в подавляющем большинстве случаев в изверженных и метаморфических породах, практически лишенных органического вещества и бактериальной жизни. Небольшое содержание сероводорода объясняется и тем, что последний, легко растворяясь в подземных водах, быстро уходит из газовой фазы и разлагается в приповерхностных условиях. Благодаря этому процессу нередко в месте выхода терм образуются иловые сероводородные грязи, как это имеет место, например, на Кучехирском, Умхейском и некоторых других источниках.

Кислород. При определении состава свободных и особенно растворенных газов термальных вод в большинстве случаев обнаруживается

Таблица 11

Зависимость между формами сероводорода в водах и значением pH в % от H₂S

Форма сероводорода	pH			
	7	8	9	10
H ₂ S	53,39	10,04	1,11	0,11
HS ⁻	46,61	89,96	98,83	99,53
S ²⁻	—	—	0,04	0,36

кислород, содержание которого колеблется от долей и единиц процентов до 10 и даже 20% (Змеиный источник). Учитывая, что формирование гидротерм происходит в восстановительных условиях, где кислород отсутствует, примесь последнего в газовом составе терм можно объяснить привносом его из атмосферы и смешением в верхней, наиболее проникающей гипергенной зоне с газами, непосредственно сопутствующими термальным водам. Нельзя исключить также возможность захвата кислорода из атмосферного воздуха при отборе проб.

Гелий. Наиболее легкий инертный газ — гелий — не вступает в химические соединения с другими элементами и встречается, как правило, в смеси с другими газами. В. П. Якудени по условиям нахождения гелия в природе выделяет следующие его проявления: 1) гелий, растворенный и окклюдированный в твердых породах; 2) гелий, растворенный в водах и нефтях; 3) гелий свободный, смешанный с газами атмосферы, а также с газами сухих газовых скоплений в недрах Земли; по степени гелиеносности: газы низкой и пониженной гелиеносности ($\text{He} > 0,025\%$), средней и повышенной (He от 0,025 до 1,0%) и высокой гелиеносности ($\text{He} \geq 1,0\%$).

Содержание гелия в свободных и растворенных газах термальных вод рифтовой зоны весьма велико, особенно в азотных термах. Так, количество гелия в свободных газах азотных терм колеблется от 0,1 до 0,75%, а в растворенных — от 0,0075 до 0,51%. Таким образом, азотные термы характеризуются средней и повышенной гелиеносностью. Лишь отдельные выходы (источники Змеиный, Олекминский, Верхняя Заимка и Корикейский) имеют низкую гелиеносность. Небольшие содержания гелия свойственны углекислым и метановым термам (см. табл. 8).

Повышенная гелиеносность азотных терм Прибайкалья, установленная еще в 1931 г. работами Газового бюро, в дальнейшем неоднократно привлекала внимание различных исследователей, в связи с установлением промышленного значения этих газов. Особенно интересные работы проведены в последние годы В. И. Флешлером, занимающимся изучением распределения гелия в свободных и растворенных газах минеральных вод Забайкалья, в том числе и в термах Байкальской рифтовой зоны (Флешлер, 1970). Изучение содержания гелия методом изотопного спектрального анализа дало результаты, хорошо согласующиеся с полученными нами данными. Концентрация гелия в растворенных газах, по данным В. И. Флешлера, колеблется от 0,0001 до 0,5 об.% и, таким образом, изменяется от 0,1 до 100 и более значений нормального геохимического фона содержания гелия в пресных подземных водах региона, которое близко к концентрации гелия в атмосферном воздухе (0,0005%). Любезно предоставленные В. И. Флешлером данные подтверждают высокую гелиеносность терм Питателевского месторождения, превышающую нормальный фон в 400—660 раз, Горячинского и Гаргинского в 120, Аллинского в 110 раз и т. д. Эти цифры становятся еще более наглядными, если учесть, что аномальным принято считать содержание гелия, превышающее нормальный геохимический фон всего в 3,5 раза. По содержанию гелия в термах Байкальская рифтовая зона резко выделяется по сравнению со смежными территориями (рис. 8).

Несмотря на высокое содержание гелия, последний не имеет промышленного значения из-за незначительного дебита газа и представляет только геохимический интерес. В частности, полученные данные дают основание говорить о высокой гелиеносности флюидов, поступающих из недр Байкальской рифтовой зоны. В этом отношении Байкальская рифтовая зона может быть сопоставлена с зоной Великих Африканских рифтов, термальные источники которой при общем азотном составе содержат в газовой смеси максимальное из известных в мировой практике количество гелия (источники Маджи-Мото (13,2%), Ньямози (17,9%), Могонде (~10%), Парква (~7%) и др. в районе центральной рифтовой зоны.)

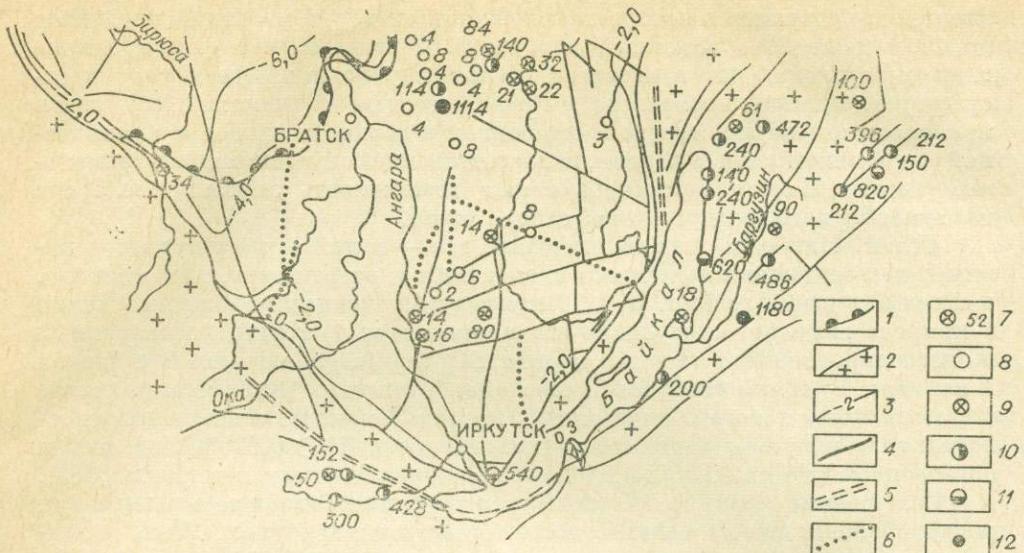


Рис. 8. Распределение гелия в подземных водах юга Восточной Сибири. Составили И. С. Ломоносов, Б. Г. Демин, 1973 г.

1 — граница Саяно-Енисейской депрессии; 2 — граница Иркутского нефтегазоносного бассейна и его горного обрамления; 3 — изогипсы кровли фундамента, км; 4 — основные разломы фундамента; 5 — краевые глубинные разломы; 6 — основные разломы фундамента, прослеженные в осадочном чехле; 7 — источник подземных вод (цифра — величина содержания гелия по отношению к фону). Превышение содержания гелия в воде источников по отношению к фоновому: 8 — до 10, 9 — 10—100; 10 — 100—500; 11 — 500—1000; 12 — более 1000 фонов.

Небезынтересно отметить, что исследовавшие африканские источники Т. К. Джемс (James, 1959) и Д. Ф. Харрис (Harris, 1958) пришли к выводу о магматическом происхождении гелия в этих термах. Так, Д. Ф. Харрис связывает насыщение гелием терм за счет глубинных эманаций, поступающих из богатого радиоактивными элементами магматического очага. Т. К. Джемс считает высокогелиеносные источники Африки вулканического происхождения близкими по природе к фумаролам. На современном уровне знаний известно, что основным источником гелия в литосфере, на долю которого приходится 99, 999% всего гелия (тяжелый изотоп He_4), является α -распад радиоактивных элементов (U , Ra , Th , Sm и др.). Исходя из этого, следует признать два возможных пути поступления гелия в термы рифтовой зоны. Учитывая широкое развитие на рассматриваемой территории изверженных, главным образом гранитных, пород и приуроченность терм к ним, можно считать источником гелия радиоактивные элементы верхней гранитной оболочки земной коры. Если полностью стать на эту точку зрения, то следует ожидать высокую гелиеносность не только азотных терм рифтовой зоны, но и пресных холодных вод, связанных с тектоническими нарушениями и зонами повышенной трещиноватости в кислых породах. Однако холодные воды региона бедны гелием. Этот факт позволяет утверждать существование другого, дополнительного источника генерации гелия, а именно ювенильного гелия, поступающего наряду с другими компонентами из мантии.

В последние годы к аналогичному выводу пришли Е. А. Басков, А. Л. Дервиц и др. (1970), изучавшие изотопный состав гелия вулканических источников Южно-Курильских островов.

Аргон. В термальных водах рифтовой зоны наибольшее содержание аргона, определенного совместно с Kr и He , так же как и гелия, отмечается в азотных термах. В свободных газах его количество колеблется от 0,89 до 1,76%, а в растворенных — от 0,25 до 1,92% (см. табл. 8). Определения аргона в метановых термах дали величину, не превышающую 0,53, углекислых — 0,42%.

Таблица 12

Расчетные данные относительного возраста современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны, млн. лет

Еще в начале текущего столетия единственным источником аргона и сопутствующих ему инертных газов (криптон, ксенон) в подземных водах считалась атмосфера. Успехи изотопных исследований последних лет привели к открытию радиогенного изотопа Ar^{40} и Ar^{38} . Проведенное различными исследователями определение радиогенного аргона в газовых залежах, вулканических газах, термальных и холодных источниках показало, что соотношение радиогенного и воздушного аргона (Ar^{36}) в различных типах природных вод и газов варьирует в очень больших пределах. В одних случаях как в растворенном, так и в свободном газе может присутствовать до 90% и более радиогенного аргона, в других — такое же количество воздушного аргона. Так, например, по данным К. Ранкама (1956), в фумаролах Италии отношение $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}$ колеблется от 295,5 до 568,0, т. е. от соотношения, близкого к атмосферному (296), до превышающего его в два раза; перегретый пар Лардерелло в Тоскане имеет отношение 363,5—388,6, саффиони г. Пизы до 505,2.

Аргон термальных вод Новой Зеландии, судя по отношению $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}$ (Hulstton, Mc. Cabe, 1962), имеет в основном атмосферное происхождение и т. д.

Изотопный состав аргона в термах Байкальской рифтовой зоны был определен в лаборатории геологии докембрия АН СССР Ю. А. Шуколюковым и И. Н. Толстыхиным (1965) в трех источниках — Го-

№ точки на карте термальных вод	Источник	$\frac{\text{Не}}{\text{Аг}} \cdot 25$	$\frac{\text{Не}}{\text{Аг}} \cdot 115$
		в спонтанных газах	в растворенных газах
1	2	3	4

Азотные гидротермы

Горячинский тип

3	Тарыс	10,4	—
15	Нилова Пустынь	—	24,1
16	Энгорбайский	—	9,6
22	Горячинский	1,49	5,97
32	Инский	13,17	—
22	Скв. 1/63 на курорте Горячинск	—	6,88
37	Хакусы	1,53	0,99
42	Гаргинский	5,48	15,8
48	Ирканинский	4,777	21,1

Аллинский тип

5	Уш-Белдир	4,91	—
25	Змеиный	—	1,2
39	Аллинский	2,93	3,0
45	Верхне-Заимкин- ский	2,0	1,1
46	Корикей	2,0	1,1
47	Дзелинда	1,67	2,08
59	Пурелагский	2,51	—

Кульдурский тип

33	Давшинский	5,0	1,26
35	Большереченский	—	0,63
36	Котельниковский	4,9	4,4
40	Селюйский	—	3,35
43	Кучехир	—	2,9
50	Баунтовский	1,62	—
51	Шуринда	3,81	—
52	Бусани	7,57	—
53	Ципинский	3,5	—
55	Муякан	1,7	—

Питателевский тип

21	Питателевская 52	14,5	12,8
63	Чарский	21,1	—
64	Олекма	—	0,9

Метановые гидротермы

Тункинский тип

12	Тункинская скв. 1	19,25	—
20	Скв. Сухая	2,8	1,4

Окончание табл. 12

1	2	3	4
<i>Углекислые гидротермы</i>			
<i>Шумакский тип</i>			
11	Шумак	25	—
13	Аршан-Тункинская скв. 28 . .	15,47	—
<i>Боржомский тип</i>			
6	Чойган	0,59	—

аргона в Горячинском, Гусихинском, Пурелагском и Травертиновом источниках и несколько повышенное содержание радиогенного аргона в Чарском источнике. В метановых термах скв. 1 у с. Жемчуг отобранная проба свободного газа была проанализирована в лаборатории ВНИГРИ. Содержание Ar^{40} составило 30%, а отношение $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}$ оказалось равным 423.

Ю. А. Шуколюков и И. Н. Толстыхин (с. 807), интерпретируя полученные данные, пишут: «Это может служить указанием на незначительное участие в формировании азотных терм глубинных ювенильных вод. Однако говорить о полном отсутствии ювенильных газов в азотных термах на основании настоящих анализов нельзя. Действительно, если за «чисто ювенильный» газ принять углекислый газ из Нью-Мехико, США, содержащий всего 0,003% практически радиогенного аргона ($\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}$ равно 34 000), то ясно, что такие количества радиогенного аргона не могут быть обнаружены на фоне высоких содержаний воздушного аргона в изучавшихся образцах».

Таким образом, аргон, или точнее его часть, подобно гелию, также может поступать из глубоких горизонтов земной коры и мантии и иметь ювенильное происхождение. С определенной долей условности можно говорить, что в термальных водах Байкальской рифтовой зоны содержание радиогенного аргона (если судить по скв. у с. Жемчуг) может достигать нескольких десятков процентов. Этот вывод важен для определения времени нахождения термальной воды в породах, т. е. относительного возраста современных гидротерм по гелий-аргоновому отношению. Отношение He/Ar^{36} для условий рифтовой зоны является пока единственным наиболее достоверным, хотя и несовершенным методом определения возраста воды. Практически это отношение дает нам характеристику времени, истекшего с момента начала накопления гелия в воде, что принимается как время начала ее формирования в породе. В случае с байкальскими термами эта картина искажается процессами смешения вод различного генезиса и, в частности, разбавлением близ поверхности «молодыми» водами зоны активного водообмена. Учесть же пропорции смешения пока не представляется возможным даже при помощи такого современного метода, как определение содержания в водедейтерия и тяжелого изотопа кислорода (O^{18}). Смешение вод различного генезиса, наряду с присутствием радиогенного аргона, учесть который мы пока не можем, значительно искажает цифры возраста терм в сторону их занижения. Следовательно, полученный по гелий-аргоновому отношению возраст воды является минимальным, и практически его следует увеличить не менее чем в два раза, а учитывая, что содержание гелия в десятки и сотни раз превышает фоновое, возможно, еще более. Мы не останавливаемся на других недостатках метода, достаточно подробно рассмотренных в литературе.

Формула для расчета возраста воды была введена В. П. Савченко в 1935 г. и модифицирована А. Л. Козловым в 1950 г. С учетом поправоч-

рячинском, Гусихинском и Чарском. Отношение $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}$ оказалось равным соответственно 288 и 328. В лаборатории ВСЕГЕИ выполнены анализы свободного газа Пурелагского и Травертинового источников (Мишина, Климов, 1969), в которых отношение $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}$ оказалось равным 306 и 305. Эти отношения указывают на воздушное происхождение

ных коэффициентов она выглядит следующим образом:

$$\text{для растворенных газов } T = \frac{\text{He}}{\text{Ar}} \cdot 115,$$

для свободных газов $T = \frac{\text{He}}{\text{Ar}} \cdot 25$, T — время нахождения воды в земной коре (млн. лет).

В табл. 12 приведены расчетные данные относительного возраста современных гидротерм, из которых следует, что большинство их близки между собой по времени нахождения в земной коре. Относительно более древними оказались углекислые термы шумакского и азотные термы питаевского типов, начало формирования которых приходится на конец палеогена — начало неогена.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИОННО-СОЛЕВОГО И МИКРОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА

Следующим вопросом, подлежащим рассмотрению, является вопрос формирования солевого и микрокомпонентного состава современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны в свете новых данных, полученных в результате комплекса полевых и лабораторных гидрогеологических и гидрохимических исследований Института земной коры СО АН СССР в период с 1962 по 1972 г. До последнего времени, несмотря на многолетние исследования (Кензина, Ломоносов и др., 1967) и значительные успехи, достигнутые в изучении термальных вод Прибайкалья, обобщенные в ряде сводных работ (Минеральные воды..., 1961; Албагачиева, 1965; Басков, Клинов, 1963; и др.), сведения о химическом и особенно микрокомпонентном составе современных гидротерм были далеко не полными. В большинстве случаев при изучении состава термальных вод определялись лишь макрокомпоненты (SO_4 , Cl , HCO_3 , $(\text{Na} + \text{K})$, Ca и Mg) и физиологически активные — кремнекислота, железо и др. Из макрокомпонентов не определялись калий, карбонат-ион и в большинстве случаев фтор. Еще хуже обстоит дело с микрокомпонентным составом гидротерм. До сих пор в опубликованной литературе очень мало сведений о количественном содержании тех или иных микрокомпонентов в термальных водах рифта. Все немногочисленные характеристики микрокомпонентного состава гидротерм, как правило, приводились на основании ограниченных данных полуколичественного спектрального анализа сухих остатков вод. Сделанная Е. А. Басковым и Г. И. Клиновым в 1963 г. попытка дать количественную характеристику микрокомпонентов в воде нескольких источников путем пересчета результатов полуколичественного спектрального анализа, исходя из процентов от веса сухого остатка, не внесла существенно нового в наши знания о микрокомпонентном составе гидротерм, а в некоторых случаях привела к значительным ошибкам. Так, по данным Е. А. Баскова и Г. И. Клинова, содержание лития в воде Кучехирского источника составляет 0,028 мг/кг, а по нашим данным, полученным на пламенном фотометре, — 0,107 мг/л, соответствующие данные по Гаргинскому источнику — 3,03 мг/кг и 1,48 мг/л и т. д.

В Институте земной коры СО АН СССР определение содержания микрокомпонентов в термальных водах Байкальской рифтовой зоны проведено химико-аналитическими и физико-химическими методами. Контрольные анализы выполнены арбитражно-контрольной лабораторией Иргиредмета. Часть анализов сделана в химической лаборатории Иркутского геологического управления, в Институте геохимии СО АН СССР и лаборатории неорганической химии института нефте- и углехимического синтеза при Иркутском государственном университете. Химико-аналитическими методами определены фтор, бром, иод, марганец, бор, титан,

Таблица 13

Химический состав гранитов, вмещающих азотные кремнистые гидротермы. %¹

Окислы	Источник			
	Сеюйский	Кучкирский	Умхейский	Енгорбайский
SiO ₂	72,48	73,80	69,31	71,04
TiO ₂	Нет	0,30	0,31	0,41
Al ₂ O ₃	16,46	12,19	13,87	11,21
Fe ₂ O ₃	Нет	1,33	3,23	3,57
FeO	1,79	1,42	0,45	1,64
MnO	0,02	0,03	0,05	0,04
MgO	Нет	0,09	0,28	0,50
CaO	0,80	1,24	2,11	1,02
Na ₂ O	4,00	3,85	4,85	3,72
K ₂ O	4,31	4,0	3,44	4,42
H ₂ O ⁻	0,24	0,3	0,34	0,28
H ₂ O ⁺	0,34	0,61	0,66	0,84
P ₂ O ₅	0,06	Нет	Нет	0,04
SO ₃	0,32	»	»	1,12
CO ₂	Нет	0,22	0,22	Нет
Сумма	100,58	99,08	99,78	99,67

¹ Анализы произведены в химической лаборатории ИЗК СО АН СССР, аналитик Т. А. Лахно.

Основной солевой состав гидротерм отражает условия формирования их в трещинных коллекторах кислых изверженных пород и зависит главным образом от глубины формирования, температуры, окислительно-восстановительного потенциала и взаимосвязи с пресными холодными водами верхней зоны интенсивного водообмена.

Все компоненты основного солевого состава современных гидротерм теоретически могут быть получены за счет выщелачивания инфильтрационными водами вмещающих изверженных пород-гранитов. Химический состав гранитов, отобранных в районе выходов источников, приведен в табл. 13 и отражает в целом средний состав вмещающих термы пород. Об этом свидетельствуют результаты сравнения химических анализов гранитных пород (более 200), отобранных геологами ИЗК СО АН СССР из различных районов Прибайкалья. Так, Е. В. Павловский и А. С. Ескин (1964), приводившие изучение архейских пород Прибайкалья, отмечают что архейские граниты характеризуются значительным однообразием химического состава. Особенно сходны содержания кремнезема (68,77—76,27%), алюминия (12,09—16,81%) и щелочей (Na₂O—4,02—6,0%; K₂O—0,6—2,56%). Вариации содержания кальция (1,79—4,18%), магния (0,14—1,24%) и калия незначительны и свидетельствуют о вполне близком и однотипном составе архейских гранитов. Натрий всегда преобладает над калием, что выражено доминированием в минеральном составе пород кислых и средних плагиоклазов. Гранитоиды более молодого возраста относятся к типу нормальных щелочноземельных пород, колебания содержания Na₂O—1,72—5,17%, K₂O—2,40—5,68%, CaO—0,57,—3,56%. Сравнение химических анализов послеархейских гранитов Ольхона

алюминий, мышьяк, фосфор, железо, на пламенном фотометре — стронций, литий, калий, цезий, рубидий, атомно-адсорбционным методом — ртуть, свинец, цинк, медь и другие металлы. Содержание отдельных редких и рассеянных элементов было установлено на спектрографе КСА-1 из сухих остатков, полученных выпариванием.

В современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны в настоящее время установлено более 60 элементов. Кроме основных шести компонентов, в них в количествах, исчисляемых миллиграммами и десятками миллиграммов на литр, присутствуют кремний, фтор, калий, железо, алюминий, стронций, литий и бор.

По содержанию кремнекислоты, достигающей в отдельных источниках 100 мг/л и более, современные гидротермы Байкальской рифтовой зоны относятся к кремнистым. В отдельных гидротермах обнаружено аномально высокое содержание фтора, достигающее 20—26 мг/л, что позволило выделить самостоятельный тип фторидных гидротерм. Остальные элементы содержатся в количествах, не оказывающих влияния на название типа воды.

с нижнепротерозойскими гранитами других районов Прибайкалья и Забайкалья подтверждает близость их химического состава, т. е. принадлежность к гранитам щелочноземельного типа. Как видно из результатов химического анализа пород, все основные компоненты гидротерм присутствуют во вмещающих породах и в результате процессов выщелачивания, катионного обмена, растворения и адсорбции могут перейти в раствор.

О тесной взаимосвязи состава азотных гидротерм и вмещающих пород говорит следующий факт. Все современные гидротермы Прибайкалья, связанные с изверженными алюмосиликатными породами, характеризуются преобладанием в составе катионов натрия. Имеется единственный термальный источник, газирующий азотом, в катионном составе которого содержание щелочей не превышает 10—20 экв. %, а преобладает кальций и магний — Челолекский, гидрокарбонатная магниево-кальциевая вода его выходит из трещин в мраморизованных известняках нижнего кембрия. Челолекский источник, кроме того, характеризуется и самым низким из всех¹ азотных терм содержанием H_2SiO_3 (<10 мг/л) и практически не может быть отнесен к категории кремнистых терм. Термы Челолека отражают химический состав вод верхних водоносных горизонтов и не представляют самостоятельного типа.

Кремнезем. Наибольшие содержания H_2SiO_3 отмечаются в азотных и углекислых гидротермах (до 120—180 мг/л), наименьшие — в метановых (до 65 мг/л).

Судя по растворимости аморфного кремнезема при различных температурах и рН, современные гидротермы рифтовой зоны недонасыщены им (рис. 9). Об этом же говорит и отсутствие в районе большинства выходов терм отложений кремнезема. Вполне вероятно, что в результате понижения температуры по мере приближения к поверхности осаждение кремнезема из гидротерм происходит на некоторой глубине (месторождение Уш-Белдир). Накоплению кремнезема в гидротермах способствуют высокие температуры (рис. 10) и давление, при которых уменьшается устойчивость силикатов (опал, халцедон, кварц и др.), высокие значения концентрации водородных ионов (рН 8—9) и повышенное содержание в растворах солей натрия. Так, растворимость кремнезема в водных растворах Na_2CO_3 и $NaHCO_3$, по сравнению с чистой водой, по данным А. И. Захарченко, возрастает в 30—50 раз. Не случайно, например, высокие содержания кремнезема в углекислых гидрокарбонатных натриевых термах отмечаются при более низких температурах, чем в азотных сульфатных (рис. 11).

Количество кремнезема в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны находится в пределах содержания его в термальных источниках других горных районов земного шара (Алтай-Саянская область, Тянь-Шань, Джунгарская складчатая область, Карпаты, Кавказ, Копет-Даг, Сихоте-Алинская, Буреинско-Амурская, Верхояно-Колымская складчатые области, Пиренеи, Родонский массив, Шварцвальд и др.), расположенных вне зоны развития современного вулканизма. Термальные

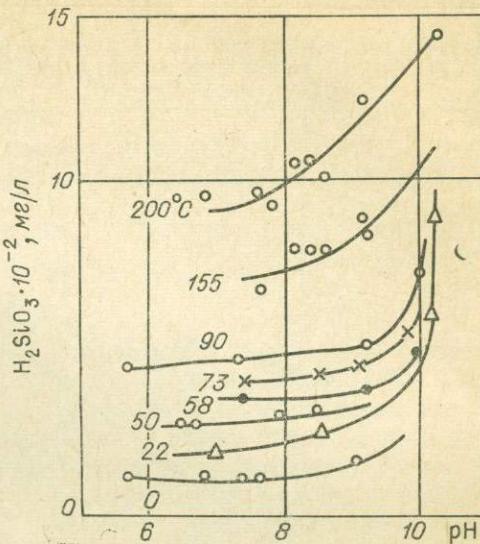
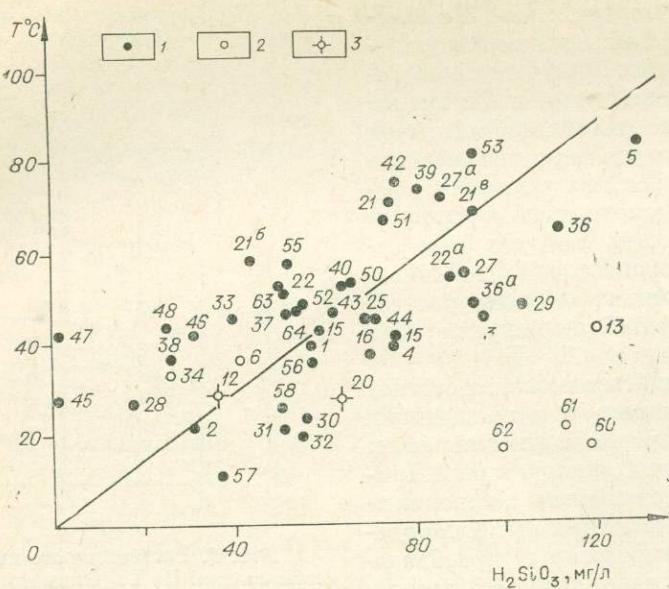


Рис. 9. Растворимость аморфного кремнезема. По Го Окамото и др., 1963.



источники вулканических районов (Камчатка, Курилы, Новая Зеландия, Япония, Италия, Исландия и др.) содержат значительно большие количества кремнекислоты, достигающие 500—800 мг/л и более.

Остается невыясненным вопрос о формах нахождения кремнезема в воде современных гидротерм. О. А. Алекин (1953) для ориентировочного суждения о соотношениях различных форм кремниевой кислоты в природных водах рекомендует пользоваться следующими величинами (табл. 14). Учитывая, что в современных азотных гидротермах Прибайкалья величина pH изменяется от 7 до 9,3, кремниевая кислота в них находится главным образом в молекулярной форме в виде метакремниевой кислоты и в меньшей степени в виде гидросиликата и коллоидного комплекса (SiO_2). Для примера можно привести расчет различных форм кремнезема, сделанный В. Г. Андреевой для Уш-Белдирского термального источника. При величине pH 8,5 и температуре 80° С общее содержание кремнезема в источнике составляет 140 мг/л, из которых 80,3 мг/л приходится на метакремниевую, 32,6 мг/л на коллоидную и 4,7 мг/л на кремнекислоту в ионной форме.

Основным поставщиком кремнезема в современных гидротермах являются силикатные минералы, на долю которых приходится 75% земной коры.

Основной ионный состав. Из компонентов основного химического состава терм несомненный интерес представляет преобладание в большинстве из них сульфат-иона, а в некоторых — высокие концентрации хлора и фтора, несмотря на то, что содержание серы, хлора и фтора во вмещающих породах невелико.

В настоящее время большинство исследователей сульфатный состав терм, приуроченных к изверженным породам, относят за счет окисления сульфидных минералов и, в частности, пирита, халькопирита, сфalerита и др.

Соглашаясь в целом с данным положением, необходимо напомнить, что в пределах Байкальской рифтовой зоны азотные сульфатные натриевые гидротермы преобладают над всеми другими типами терм, а широкое их развитие в различных геологических условиях и индеферентность по отношению к составу пород указывают на существование в пределах горных сооружений рифта на глубинах порядка 2—4 км, ниже основного базиса эрозии оз. Байкал, гидрохимической зоны сульфатных натриевых вод. Объяснить существование мощной гидрохимической зоны сульфатных натриевых вод в условиях восстановительной обстановки одним лишь процессом выщелачивания сульфидных минералов вмещающих пород, с нашей точки зрения, нельзя.

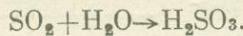
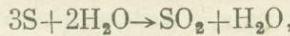
Не отрицая роли выщелачивания и растворения вмещающих пород в формировании химического облика современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны, наряду с ними следует признать наличие иных источников питания и пополнения терм серой и другими компонентами. Такими источниками могут быть только глубинные флюиды.

При наличии элементарной серы в глубинных условиях при больших давлениях и температуре без доступа кислорода образование сульфат-иона может происходить, как это доказано опытами С. И. Набоко и В. Г. Сильниченко (1960), в присутствии воды и горных пород, содержащих соединения трехвалентного железа. Образование сульфат-иона из элементарной серы в этих условиях идет в две стадии.

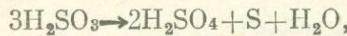
Таблица 14
Соотношения форм производных кремниевой кислоты в воде в зависимости от pH, мол. %
(по О. А. Алекину, 1953)

Форма	pH				
	7	8	9	10	11
$[\text{H}_2\text{SiO}_3]$	99,6	96,1	71,5	20,0	2,4
$[\text{HSiO}_3]$	0,4	3,9	28,5	80,0	97,6

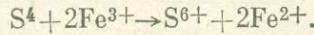
В первую стадию происходит гидролиз серы:



Во вторую стадию из сернистой кислоты образуются сульфаты двумя способами: 1) самоокислением — восстановлением



2) окислением сернистой кислоты с помощью иона Fe^{3+}



Уточнение доли участия ювенильной серы в общем балансе солевого состава современных гидротерм мы видим в изучении ее изотопного состава.

Суждение, высказанное относительно происхождения серы в современных гидротермах, в большей степени относится и к другому компоненту их солевого состава — хлору. Объяснить повышенное содержание хлора в отдельных источниках (термы питателевского типа) только за счет выщелачивания вмещающих пород (гранитов, диоритов и др.) и минералов (различных слюд и т. д.) еще труднее, а осадочные породы морского генезиса в регионе практически отсутствуют.

В то же время известно, что хлор является непременным компонентом минералообразующих растворов и вулканических экскаваций районов современной вулканической деятельности.

В. В. Красинцева, специально занимавшаяся гидрогохимией хлора и брома, на основании анализа корреляционных связей между этими элементами в термальных водах Новой Зеландии и Камчатки подтвердила вывод большинства исследователей этих районов (Д. Уайт, В. В. Аверьев, С. И. Набоко, А. Д. Эллис, Д. В. Андерсон и др.) о выносе хлора эндогенным флюидом. В этом флюиде, по ее мнению, кроме продуктов дегазации мантии, содержится вода, мобилизованная из нижней части земной коры, привносящая галогены.

Возможность обогащения термальных вод Прибайкалья хлором глубинного происхождения, выделяющимся вместе с другими летучими по трещинам из магматических очагов, допускали Б. Н. Форш (1935), В. Г. Ткачук (1959) и др.

Действительно, как показали наши исследования, наличие повышенных содержаний хлора в отдельных типах современных гидротерм подчиняется определенной закономерности, подтверждающей связь этих гидротерм с наиболее глубинными зонами земной коры.

О глубинном очаге питания современных гидротерм свидетельствует выявленная площадная гидрогохимическая зональность гидротерм, существование которой не зависит от состава вмещающих пород и поверхностных условий. Азотные гидротермы, содержащие повышенное количество галогенов, приурочены к центральной и наиболее активной части Байкальского свода, где существуют благоприятные условия для развития активизированных глубинных разломов. На периферии (крыльях) сводовой структуры и за ее пределами гидротермы связаны с разломами относительно меньшей глубины. Это сказывается на их химическом составе. Сульфатные натриевые гидротермы с повышенным содержанием хлора и фтора переходят в гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные, а затем в чистые гидрокарбонатные натриевые и кальциевые термы.

В свою очередь, этот факт свидетельствует и о другом, очень важном явлении, а именно, о существовании в пределах Байкальской рифтовой зоны глубинной вертикальной гидрогеохимической зональности (зон формирования), наличие которой в пределах Саяно-Байкальской горной страны раньше лишь предполагалось (Ткачук, 1959). В верхней части земной коры рифта на глубинах 1,5—3 км, где господствуют относительно низкие температуры (до 100° С), в восстановительных условиях формируются преимущественно гидрокарбонатные и смешанные сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые гидротермы. На глубинах 3—6 км, где температуры превышают 100° С, развита гидро-геохимическая зона, в которой происходит формирование преимущественно сульфатных, фторидно-сульфатных и хлоридно-сульфатных натриевых гидротерм. Исходя из факта существования в Байкальском рифте гидротерм с повышенным содержанием хлора (до 60—200 мг/л при минерализации от 0,4 до 2,0 г/л) в Олекминском, Чарском, Толмачевском, Питателевском и других источниках, а также хлоридного натриевого состава жидких включений в гидротермальных минералах (флюорите, кварце и др.) и вод, выделяющихся при нагревании минералов и горных пород, можно говорить о наличии ниже зоны сульфатных вод (на глубине более 6 км) зоны формирования хлоридных и фторидных натриевых гидротерм, находящихся в перегретом и даже надкритическом состоянии.

Об изменении с глубиной основного состава гидротерм свидетельствует, например, факт увеличения в последнее время концентрации хлора в сульфатных гидротермах Питателевского месторождения в результате длительного самоизлива и эксплуатации многочисленных скважин, вызвавших подток глубинных вод, о чем уже говорилось ранее.

Химический и микрокомпонентный состав подземных вод глубинных зон рифта приближается к составу минералообразующих гидротермальных растворов и отличается от состава современных гидротерм на их выходе за счет обогащения на глубине рудоносными эндогенными парами и газами, поступающими из нижних слоев земной коры и верхней мантии. В этой связи становится понятным некоторое обогащение хлором углекислых терм (ист. Плотинный и др.), приуроченных к районам голоценового вулканизма. Объяснить высокие содержания, а порою и преобладание хлора в метановых термах (истокский тип) только результатом выщелачивания рассеянных солей из континентальных незасоленных вмещающих пород или миграцией с отжимаемыми под действием геостатического давления из осадочных толщ межгорных впадин седиментационными водами также, на наш взгляд, нельзя. Тем более, что имеются случаи, когда метановые термы с повышенным содержанием хлора встречаются в гнейсах (скв. д. Сухая).

Помимо хлора, для выяснения генезиса современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны исключительный интерес представляет анализ поведения в них фтора.

В результате наших исследований установлено, что почти все азотные гидротермы региона, в отличие от углекислых и метановых, обогащены фтором. Содержание в них фтора нередко превышает 15 мг/л и достигает 20—26 мг/л (кульдурский тип), что в большинстве случаев значительно выше, чем в аналогичных термах других районов земного шара.

Появление высоких концентраций фтора в азотных гидротермах, так же как и хлора, почти всеми исследователями (Посохов, 1957; Басков, Клинов, 1963; Крайнов, 1965; Албагачиева, 1965 и др.) объясняется процессами выщелачивания вмещающих пород.

В 1956 г. А. А. Алексеев высказал мысль о том, что высокие содержания фтора в азотных термах областей молодой (альпийской) складчатости могут быть связаны с поступлением в зону водообмена по линиям тектонических разломов и контактов экскаваций вклинивающихся очагов магмы и сопоставил азотные гидротермы с фумаролами и софионами.

Таблица 15

Химический состав терм Прибайкалья и данные расчета изобарно-изотермического потенциала реакции

Источник	$\frac{T, ^\circ C}{T, ^\circ K}$	рН	К	Na	Mg	Ca	HCO_3	CO_3	SO_4	Cl	F	Si	Ионная сила, μ	Коэффициенты активности	Произведение активностей $a_{Ca} \cdot a_F$	Изобарно-изотермический потенциал реакции при T°	
																ΔZ_{T^*}	ΔZ_{T^*}
Гусихинский . . .	55 328	7,2 0,46	17,94 0,468	180,0 7,83	1,53 0,06	18,76 0,468	106,8 1,75	He опр.	286,05 2,98	36,17 1,02	16,00 0,842	26,57 0,558	0,01298	0,883 0,631	$1,63 \cdot 10^{-10}$	-14,56	+0,13
Ирканский . . .	38 311	7,8 0,06	2,13 6,18	142,1 0,07	1,65 0,675	27,05 1,20	73,20	»	245,20 2,55	28,67 0,81	10,60 0,558	7,28	0,01100	0,883 0,659	$1,57 \cdot 10^{-10}$	-13,89	+0,06
Муйский . . .	35 308	7,3 0,18	7,22 4,95	114,0 0,01	3,28 1,113	44,90 1,96	119,62	»	239,90 2,50	10,33 0,29	8,00 0,421	16,53	0,01110	0,894 0,660	$1,04 \cdot 10^{-10}$	-13,79	+0,28
Котельниковский .	64 337	8,5 0,15	5,80 3,20	0,44 0,02	8,56 0,221	61,05 1,00	27,0 0,45	24,69 0,26	14,47 0,41	20,00 1,05	13,51	0,00480	0,923 0,736	$1,53 \cdot 10^{-10}$	-14,95	+0,18	
Сеойский . . .	51 324	9,0 0,05	1,96 3,17	72,9 0,46	1,09 0,044	1,75 1,67	102,18 0,45	27,0 1,04	99,87 0,50	17,74 0,920	17,50 0,920	23,57	0,00727	0,909 0,703	$2,17 \cdot 10^{-11}$	-14,39	+1,42
Кучехирский . . .	43 316	9,3 0,05	2,05 3,97	91,3 0,081	1,89 0,051	2,04 1,15	70,15 0,45	27,0 1,66	159,06 0,60	21,37 0,973	18,50 0,973	29,05	0,00793	0,907 0,694	$2,72 \cdot 10^{-11}$	-14,07	+1,20
Умхейский . . .	43 316	9,25 0,09	3,78 4,03	92,8 0,05	1,21 0,058	2,33 1,25	76,25 0,40	24,0 1,51	144,67 0,52	18,50 0,684	13,00 0,684	20,43	0,00738	0,910 0,701	$1,68 \cdot 10^{-11}$	—	—
Баунтовский . . .	53 326	8,5 0,07	2,81 5,35	123,1 0,10	2,40 0,136	5,45 2,30	140,32 0,50	30,0 0,54	51,44 0,70	25,00 1,263	24,00 1,263	52,96	0,00753	0,907 0,694	$1,23 \cdot 10^{-10}$	-14,48	+0,30
Шуринда . . .	68 341	8,5 0,11	4,46 7,34	168,8 0,07	1,64 0,275	10,91 2,80	170,80 0,10	6,00 1,77	170,10 0,13	4,65 1,095	20,82 1,095	14,07	0,01019	0,892 0,653	$1,72 \cdot 10^{-10}$	-15,11	+0,12
Ципинский . . .	81 354	8,5 0,10	3,91 5,56	128,0 0,08	1,86 0,161	6,45 2,80	170,80 0,50	30,0 0,43	40,94 0,25	8,97 1,389	26,40 1,389	40,09	0,00750	0,903 0,682	$1,73 \cdot 10^{-10}$	-15,72	+0,09
Горячинский . . .	54 327	7,6 0,12	4,72 6,26	144,1 0,09	2,29 0,728	29,11 0,90	54,90 0,90	He опр.	318,3 3,32	13,57 0,38	2,60 0,436	24,15	0,01218	0,886 0,639	$6,51 \cdot 10^{-12}$	-14,51	+2,22
Нилова Пустынь .	43 316	6,8 0,27	10,74 9,68	229,6 0,19	4,60 1,432	57,30 1,25	76,25 1,25	«	527,1 5,49	23,40 0,66	2,53 0,133	16,00	0,02021	0,863 0,585	$1,09 \cdot 10^{-11}$	-14,07	+1,78

Аллинский . . .	70 343	8,9 0,10	3,99 4,07	93,60 0,03	0,70 0,046	1,85 1,55	94,55 0,35	21,0 0,95	90,91 0,78	27,57 0,684	13,00 0,684	20,43	0,00641	0,911 0,704	$1,24 \cdot 10^{-11}$	-15,21	+1,90
Питателевский . . .	68 341	8,0 0,97	38,05 22,73	522,8 0,17	3,98 0,65	112,10 2,802	39,65 0,65	He опр.	1135,00 11,82	187,7 5,29	6,00 0,316	21,89	0,03952	0,815 0,486	$8,99 \cdot 10^{-11}$	-15,11	+0,56
Гаргинский . . .	76 349	7,7 1,05	1,89 10,0	230,00 опр.	He опр.	24,11 0,603	110,41 1,81	»	498,13 5,19	49,97 1,41	11,00 0,579	21,97	0,01855	0,860 0,576	$8,61 \cdot 10^{-11}$	-15,48	+0,59

Примечание. В числителе концентрация C в мг/л, в знаменателе — в г/ион/л · 10^3 .

Произведенный нами анализ показывает, что действительно во многих отложениях азотные гидротермы Байкальской рифтовой зоны близки к фумарольным и термальным водам вулканических районов, и, таким образом, выносимый ими фтор может являться не только результатом выплавления фтористых минералов, но и продуктом эманации фторитобразующей деятельности недр. Подтверждением сложанному служат расчеты возможностей осаждения из азотных терм фтористых минералов и, в частности, флюорита.

Априори, на возможность выделения фтора в виде CaF_2 при смешении восходящих азотных терм Прибайкалья с трещинно-грунтовыми инфильтрационными водами указывали Е. А. Басков и Г. И. Климов (1963), П. А. Котов (1970). В пользу реальности флюоритобразования (глубина, температура, возраст и т. д.) флюоритовых месторождений Забайкалья и азотных терм Прибайкалья, сделанное В. Н. Дислером (1971).

Нами совместно с сотрудниками Иркутского госуниверситета (П. Б. Полетаева, Т. М. Шпейзер) впервые для рассматриваемых гидротерм проведены термодинамические расчеты вероятности осаждения CaF_2 в условиях, моделирующих природную обстановку.

В табл. 15 приведены данные основного химического состава гидротерм и результаты расчета произведения активности CaF_2 и изобарно-изотермического потенциала ΔZ_{T^*} , из которых видно, что рассматриваемые гидротермальные растворы близки к насыщению или несколько пересыпаны CaF_2 . Произведение растворимости CaF_2 при $298^\circ K$ $4 \cdot 10^{-11}$, а для 323° и $348^\circ K$ рассчитанные нами по Г. К. Хеллесону (1967) величины ПР соответственно равны $4,57 \cdot 10^{-11}$ и $4,68 \cdot 10^{-11}$.

Величины ΔZ_{T^*} близки к нулю, что также указывает на состояние равновесия и возможность осаждения CaF_2 при минимальном изменении термодинамических условий. Действительно, на северо-восточном фланге рифтовой зоны (Ломоносов, 1970) в Иллинском высокотермальном ($81^\circ C$) источнике обнаружены своеобразные фтористо-кремнистые водные новообразования, близкие по составу и сходные по внешним признакам с отложениями гейзеров районов современной вулканической деятельности. Ципинский гейзерит на 82,5% состоит из водной кремнекислоты, сумма CaO и MgO не превышает 7%, содержание фтора 2%, Al_2O_3 — 1,65%.

Рентгеноструктурным анализом, проведенным в Институте земной коры СО АН СССР Г. М. Карапаевой, в гейзере установлен флюорит. Его рентгенометрические константы:

3,12(8шп)¹; 1,92(10шп); 1,639(8шп); 1,36(4шп); 1,25(4шп); 1,113(9шп) свидетельствуют о слабой степени раскристаллизованности минерала.

Из микрокомпонентов в гейзерите установлены марганец, литий, рубидий, стронций, барий, бор, медь, вольфрам, ртуть и др.

Химический состав Ципинского гейзера практически идентичен гейзериту терм Банных Ключей Камчатки. Интересна и другая деталь. Недавно в керне скважины Большебанного месторождения гидротерм Г. А. Карповым (1970) также найден современный флюорит. Сам по себе факт нахождения новообразований флюорита весьма интересен, так как отлагающие флюорит источники очень редки не только на территории СССР, но и других стран мира (Уайт, 1958).

Несмотря на незначительное в целом внешнее проявление фторсодержащей минерализации, количество выносимого современными гидротермами Байкальской рифтовой зоны фтора и других химических элементов весьма велико. Только один Ципинский источник, имеющий дебит 50 л/с при содержании фтора 26 мг/л, выносит последнего более 4 т/год. В целом гидротермами Прибайкалья ежегодно выносятся сотни тонн фтора, стронция, лития, алюминия и других металлов и неметаллов.

Значительное содержание металлов и, в частности, алюминия (до нескольких мг/л) в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны позволяет предположить миграцию фтора в первую очередь в виде комплексного иона $(AlF_6)^{3-}$, образование которого в растворе является энергетически выгодным, ΔZ образования $(AlF_6)^{3-}$ равен—28,16 ккал.

Исходя из константы нестойкости данного комплекса были рассчитаны равновесные концентрации фтора. Как и следовало ожидать, насыщенность растворов CaF_2 в этом случае оказалась несколько ниже, а величина ΔZ также близка к нулю. Таким образом, и в этих условиях вероятность выпадения флюорита не исключена.

Проведенные исследования позволяют предполагать возможность нахождения в районе выходов современных гидротерм молодых месторождений флюорита, а также концентраций других элементов, миграция которых связана с фторидными комплексами.

Таким образом, если компоненты основного ионно-солевого состава современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны, такие как гидрокарбонаты, карбонаты, кальций, магний, натрий и некоторые другие, поступают в современные гидротермы за счет выщелачивания вмещающих пород, атмосферных, поверхностных вод и других экзогенных факторов, то часть хлора, фтора и серы, по нашему мнению, имеет экспандиционный генезис.

Некоторый интерес в этом отношении представляет и проведенный анализ корреляционных связей между отдельными компонентами состава азотных гидротерм, температурой и минерализацией. Критические значения коэффициентов парной корреляции (r_{xy}) при числе степеней свободы каждого типа терм порядка 9—17 и 5% уровня значимости равны 0,45—0,60. Наиболее интересные значимые связи отмечаются в питателевском типе терм, где хлор коррелируется с бромом и фтором; фтор с бромом и натрием, а сульфат-ион с минерализацией и температурой. Этот тип азотных терм, как указывалось ранее, является наиболее глубинным представителем современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. В менее глубинном кульдурском типе отмечена лишь значимая связь фтора с сульфат-ионом, которая остается и в горячинском типе терм. В последнем же имеется высокая связь сульфат-иона с хлором. В самом разбавленном поверхностными водами аллинском типе терм все перечисленные связи отсутствуют.

¹ Величины межплоскостных расстояний даны в Å; ш — широкая линия; д — диффузная линия.

Гидрокарбонат-ион имеет значимые связи с кальцием, натрием и только в термах горячинского типа с сульфат-ионом. Во всех остальных случаях связь HCO_3^- с сульфат-ионом, а также с хлором и фтором отсутствует и часто является отрицательной. Особенно это хорошо видно на примерах кульдурского и питателевского типов азотных гидротерм.

Влияние температуры на состав современных гидротерм в силу высокой их разбавленности поверхностными водами учесть трудно. Однако можно отметить определенную закономерность (см. рис. 11), заключающуюся в том, что все современные гидротермы, в составе которых преобладают ионы хлора, фтора и сульфат-иона, в большинстве случаев имеют значительно большую температуру, чем термы с высоким содержанием HCO_3 и CO_3 . При этом с ростом температуры увеличение количества сульфат-иона идет на фоне уменьшения HCO_3 и Ca при более быстром возрастании содержаний фтора, хлора и натрия.

Микрокомпонентный состав. Распределение микрокомпонентов в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны подчиняется следующей основной закономерности: наиболее обогащены микрокомпонентами азотные термы питателевского, кульдурского, горячинского типов и углекислые гидротермы. В них в значительных концентрациях встречается стронций (до 8 мг/л на Питателевском месторождении, источниках Плотинном, Энггорбайском и др.), литий (1,6—2,8 мг/л в Шумакском, Плотинном, Гаргинском источниках) и в меньшей степени Al, Br, Ti, Mo, Ba, W, Mn, Hg (десятие и сотые доли мг/л), Ge, Zn, Pb, Au, Sn и другие (тысячные доли мг/л).

Несколько обеднены микрокомпонентами азотные термы аллинского типа. В них содержится значительно меньше Li, Sr, Ti, Mo, Ge, Ba и др. Еще меньшие концентрации микрокомпонентов свойственны метановым гидротермам, хотя в них и обнаружены Al, Cu, Ti, Br, Ni, Mn, Sr, Li и другие элементы.

В табл. 16 сведены данные о встречаемости, минимальном, максимальном, среднем содержании и вероятности обнаружения микроэлементов в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны. Анализ данных таблицы показывает, что средние содержания таких широко распространенных (80—100%) и часто встречающихся (50—80%) в гидротермах микрокомпонентов, как Ti, Mo, Cu, B, Ge, Zn, W и др., превышают фоновые в подземных водах на один, два и более порядков. Высоки содержания в термах малых компонентов, как, например, Tb и Eu ($n \times 10^{-5}$ мг/л).

В целом средние содержания всех изученных микроэлементов в гидротермах выше их фоновых содержаний в пресных подземных водах.

По вероятности обнаружения ряд микроэлементов в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны выглядит следующим образом: $\text{Al} \rightarrow \text{Sr} \rightarrow \text{Br} \rightarrow \text{Li} \rightarrow \text{B} \rightarrow \text{Ti} \rightarrow \text{Hg} \rightarrow \text{W} \rightarrow \text{Zn} \rightarrow \text{I} \rightarrow \text{Rb} \rightarrow \text{Sn} \rightarrow \text{Ba} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Cs} \rightarrow \text{Sb} \rightarrow \text{Mn} \rightarrow \text{Cr} \rightarrow \text{Zr} \rightarrow \text{Ge} \rightarrow \text{Ga} \rightarrow \text{Pb} \rightarrow \text{Mo} \rightarrow \text{V} \rightarrow \text{Ni} \rightarrow \text{As} \rightarrow \text{P} \rightarrow \text{U} \rightarrow \text{Ag} \rightarrow \text{Be} \rightarrow \text{Ra}$.

Высокие содержания отдельных микроэлементов, насыщенность гидротерм их большим количеством и выявленная закономерность в распределении по отдельным типам являются косвенным подтверждением возможности поступления отдельных рудных элементов в современную эпоху из глубинного очага.

Ниже приведен более детальный анализ такой возможности на примерах ртути, цезия, рубидия, лития и стронция.

Ртуть. Наиболее полные данные по геохимии ртути и вариациям ее концентраций в различных типах природных вод приведены в работах А. А. Саукова (1966), А. А. Саукова, Н. Х. Айдиньян, Н. А. Озеровой (1972), Д. Е. Уайта (1970) и др. В то же время следует отметить, что количество сведений о ртутеносности природных и особенно подземных вод еще крайне ограничено. Достаточно сказать, что впервые содержание ртути в подземных водах Сибири было определено лишь в 1965 г. при гидроgeo-

Таблица 16

Встречаемость, содержание и вероятность обнаружения микрокомпонентов в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны

Микрокомпонент	Количество определений	Встречаемость, %	Содержание, мг/л			Вероятность обнаружения	Фоновые содержания в подземных водах, по А.А. Резникову и др. (1970)
			от	до	среднее		
1	2	3	4	5	6	7	8

Широко распространенные (80—100%)

Алюминий	29	100	$2 \cdot 10^{-2}$	14,2	3,20	320	$n \cdot 10^{-3}$
Титан .	36	100	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-2}$	4,0	$n \cdot 10^{-3}$
Молибден	33	90	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-3}$	0,36	$n \cdot 10^{-4}$
Медь . .	30	90	$5 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	1,8	$n \cdot 10^{-4}$
Бром . .	33	90	$1,1 \cdot 10^{-1}$	7,0	$9,4 \cdot 10^{-1}$	84,6	—
Фосфор .	25	84	$6 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,17	$n \cdot 10^{-3} \div n \cdot 10^{-2}$

Часто встречающиеся (50—80%)

Галлий .	30	75	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	0,45	$n \cdot 10^{-5} \div n \cdot 10^{-4}$
Цирконий	31	74	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$	0,51	—
Бор . .	33	73	$2 \cdot 10^{-3}$	3,4	$4 \cdot 10^{-1}$	29,2	$n \cdot 10^{-3}$
Германий	34	70	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$	0,49	$n \cdot 10^{-5}$
Цинк . .	38	63	$6 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-2}$	3,1	$n \cdot 10^{-4} \div n \cdot 10^{-8}$
Хром . .	21	62	$3 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-3}$	0,56	$n \cdot 10^{-4}$
Никель .	28	50	$2 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	0,25	$n \cdot 10^{-4}$
Вольфрам	34	50	$5 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-1}$	$6,4 \cdot 10^{-2}$	3,2	$n \cdot 10^{-6} \div n \cdot 10^{-5}$

Неравномерно распределенные (25—50%)

Свинец .	34	44	$1 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	0,44	$n \cdot 10^{-4}$
Барий .	28	35	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-2}$	2,10	$n \cdot 10^{-2}$
Олово . .	30	33	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-1}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	2,14	—
Серебро .	36	33	$1 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	0,09	$n \cdot 10^{-4}$
Марганец	32	31	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-2}$	0,62	$n \cdot 10^{-3} \div n \cdot 10^{-2}$
Ванадий .	30	27	$4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	0,32	$n \cdot 10^{-5}$
Сурьма .	19	26	$5 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	1,04	$n \cdot 10^{-5}$

Ограниченно встречающиеся (10—25%)

Иод . . .	20	20	$1 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	3,0	$n \cdot 10^{-2}$
Мышьяк .	28	14	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	0,21	$n \cdot 10^{-4} \div n \cdot 10^{-3}$

1	2	3	4	5	6	7	8
Редко встречающиеся (10%)							
Радий . .	15	7	—	—	$4,5 \cdot 10^{-8}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-9}$
Европий .	3	—	$4 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Тербий .	3	—	$3 \cdot 10^{-5}$	$19 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Золото .	23	0	—	—	$2 \cdot 10^{-2}$	—	$n \cdot 10^{-6}$
Кобальт .	23	0	—	—	$1 \cdot 10^{-2}$	—	$n \cdot 10^{-5} \div n \cdot 10^{-4}$

химических поисках на Томь-Яйском междуречье, а в минеральных, и в том числе термальных водах Прибайкалья, в конце 60-х годов (Пиннекер, Писарский, Гольдапель, 1969).

Кларк ртути для земной коры равен $7,7 \cdot 10^{-6}\%$, при этом средний кларк ртути в кислых интрузивных породах $6,35 \cdot 10^{-6}\%$, а в основных — $9,0 \cdot 10^{-6}\%$. Кларк ртути в гидросфере $1 \cdot 10^{-6}$ г/л.

Каковы же содержания ртути в подземных водах? Обобщая литературные данные по этому вопросу, можно отметить, что в целом количество ртути в различных типах подземных вод невелико и сопоставимо с содержанием как в породах земной коры, так и в поверхностных водах рек и крупных водоемов.

Фоновое содержание ртути в пресных подземных водах можно принять равным $n \cdot 10^{-7} \div n \cdot 10^{-8}$ г/л ($5 \cdot 10^{-7}$ г/л, по Н. А. Озеровой), хотя часто ртуть содержится в еще меньших количествах или вообще отсутствует. Об этом, в частности, свидетельствуют данные исследований

Таблица 17

Содержание ртути в современных гидротермах и вулканических экскавациях

Провинция	Район изучения	Содержание ртути	
		в воде, г/л	в газах, г/м³
Сероводородно-углекислые термы областей современного вулканизма	Курильские острова, Камчатка	$1 \cdot 10^{-7} \div 7 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-7} \div 4 \cdot 10^{-6}$
Углекислые воды областей молодой магматической деятельности	Кавказские минеральные воды, Закавказье	$(2 \cdot 3) \cdot 10^{-7}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$
Азотные щелочные термы областей новейших тектонических движений	Камчатка, Сахалин Прибайкалье	$4 \cdot 10^{-7} \div 2,5 \cdot 10^{-6}$ $5 \cdot 10^{-7} \div 7,4 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6} \div 1,8 \cdot 10^{-5}$
Азотные, азотно-метановые и метановые воды артезианских бассейнов платформ, краевых прогибов и складчатых областей	Камчатка Северо-Восток СССР Средняя Азия Прибайкалье Предкавказье, Западная Туркмения Приаташентский р-н, Прибайкалье	$6 \cdot 10^{-7} \div 4 \cdot 10^{-6}$ $2 \cdot 10^{-7} \div 5 \cdot 10^{-7}$ $5 \cdot 10^{-7} \div 3 \cdot 10^{-6}$ $5 \cdot 10^{-7} \div 4,2 \cdot 10^{-5}$ $(1 \div 6) \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-7}$ — — — $(1 \div 6) \cdot 10^{-7}$ $(1 \div 2) \cdot 10^{-7}$
Современные гидротермы, генетически связанные с месторождениями ртути	Сульфер-Бэнк, Калифорния, США Уэйбер-Спрингс, Калифорния, США Стимбот, Невада, США Ньява, Новая Зеландия	$2 \cdot 10^{-4}$ $2,2 \cdot 10^{-4}$ $1 \cdot 10^{-4}$ $1 \cdot 10^{-4}$	— — — —

Таблица 18

Встречаемость, среднее и максимальное содержание ртути в различных типах подземных вод юга Восточной Сибири (по данным Е. В. Пиннекера, Б. И. Писарского, С. Я. Гольдапель, 1969)

Тип воды	Число опробованных водопунктов	Процент встречаемости	Содержание ртути, мкг/л	
			среднее	максимальное
Пресные воды (м. до 1 г/л)	6	66,6	0,5	2,0
Солоноватые воды (м. 1—10 г/л)	3	100,0	Сл.	0,5
Соленые воды (м. 10—35 г/л)	1	—	3,0	3,0
Рассолы хлоридного натриевого состава	4	75,0	2,62	10,0
Рассолы хлоридного кальциевого состава	4	75,0	Сл.	0,5
Азотные термы	12	91,7	0,79	2,0
Метановые »	1	—	0,5	0,5
Углекислые »	6	50,0	1,40	7,4
Углекислые холодные воды	10	80,0	0,55	2,5
Радоновые воды	1	—	1,6	1,6

в Сибири, на Камчатке, в Дагестане и т. д. Незначительно выше фонового содержания ртути в водах, омывающих ртутные месторождения. Так, в водах Гаштахского и Хпельского ртутных месторождений Дагестана содержания ртути колеблются от $1 \cdot 10^{-6}$ до $5 \cdot 10^{-6}$ г/л, в ртутных месторождениях Средней Азии $1 \cdot 10^{-6}$ — $3 \cdot 10^{-6}$ г/л, Донбасса $1 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-5}$ г/л, Закарпатья $1 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$ г/л и т. д.

Несомненный интерес представляют данные по содержанию ртути в современных гидротермах, формирующихся в различных геохимических и гидрогеологических условиях. Содержания ртути в этом типе подземных вод приводятся в работах А. А. Саукова, Н. Х. Айдиньян и др. (1972), Д. Уайта (1970) и др. и свидетельствуют о небольших пределах колебания количеств ртути, обычно не выходящих за пределы $1 \cdot 10^{-7}$ — $1 \cdot 10^{-5}$ г/л (табл. 17).

Наибольшие количества ртути отмечены в горячих флюидах, участвующих в формировании современных месторождений и рудопроявлений ртути (Hg до 100—200 мкг/л), таких как Сульфер-Банк, Стимбот, Монте-Амиата, Ньява, и в конденсате из Маунтосского вулкана (70 мкг/л).

Определение содержания ртути в подземных водах Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий юга Восточной Сибири проведено атомно-адсорбционным методом (табл. 18). Данные таблицы свидетельствуют об определенной закономерности в распределении ртути в различных типах природных вод и в целом о достаточно широком распространении ее, особенно в соленых водах и рассолах юга Сибирской платформы.

Самым важным фактором, выявленным в процессе исследований подземных вод Байкальской рифтовой зоны, является установление повышенных концентраций ртути в современных гидротермах (табл. 19). Из 16 опробованных термальных источников в шести обнаружена повышенная ртутеносность (1,4—7,4 мкг/л), а в азотном термальном источнике Шуринда, опробованном нами в 1969 г., количество ртути (42 мкг/л)

Таблица 19

Содержание ртути в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны

Название и местонахождение водопункта (источника)	T, °C	Минерализация, г/л	Химический состав воды	Содержание ртути, мкг/л
<i>Углекислые гидротермы</i>				
Скв. 26 на курорте Аршан-Тункинский . . .	25	2,8	Гидрокарбонатная магниево-кальциевая	0,5
Плотинный	20	7,2	Гидрокарбонатная натриевая	0,5
Сыни	20	4,4	Гидрокарбонатная кальциевая	7,4
<i>Азотные гидротермы</i>				
Тайрис № 6	45	0,6	Сероводородная термальная сульфатная натриевая	0,5
Тайрис № 18	45	0,5	Сероводородная термальная сульфатная натриевая	0,5
Язовский	23	0,3	Гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	Сл.
Умхейский	46	0,4	Гидрокарбонатно-сульфатная	2,0
Корикейский	42,5	0,3	Гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	0,5
Муйский	35	0,6	Гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-натриевая	1,4 1,4
Скв. 3 на курорте Нилова Пустынь	41	0,9	Сульфатная кальциево-натриевая	
Кучехирский	40	0,5	Гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	0,5
Аллинский	74	0,5	Гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	1,4
Шуринда	67,5	0,6	Фторидно-гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	42,0
Ципинский	81	0,5	Фторидно-гидрокарбонатная натриевая	0,5
Баунтовский	53	0,5	Фторидно-гидрокарбонатная натриевая	0,5
<i>Метановые гидротермы</i>				
Скважина в с. Жемчуг, Тункинская впадина		1,2	Гидрокарбонатная натриевая	0,5

приближается к содержанию ее во флюидах, генетически связанных с современными месторождениями ртути. Обращает внимание и высокое содержание ртути (7,4 мкг/л) в углекислом субтермальном источнике Сыни, расположенным близ одноименного голоценового вулкана. Для сравнения небезынтересно отметить, что содержание ртути в воде Апапельского термального источника на Камчатке, отлагающего в настоящее время киноварь, достигает всего 4 мкг/л. В водных отложениях современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны видимых новообразований ртути не обнаружено, хотя анализ этих отложений показывает несколько повышенное содержание ртути в травертинах Гаргинского (14 мкг/л), Травертинового (1,2 мкг/л), Плотинного (1,0 мкг/л) источников и гейзерита Ципинского источника (1,2 мкг/л).

Каковы же источники поступления ртути в воды современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны?

На территории рифтовой зоны известно несколько десятков ртутныхrudопроявлений, для которых хорошо выражена пространственная связь с кайнозойскими структурами. Локализация ртутной минерализации

приурочена к зонам кайнозойских разломов (Баргузинская и Верхне-Ангарская впадины, западное побережье оз. Байкал и т. д.). По мнению В. М. Кандера (1969), такое закономерное размещение ртутных рудопроявлений в пределах молодых разломов указывает на кайнозойский возраст ртутных руд. Этот вывод тем более ценен, что до самого последнего времени здесь не было известно ни одного эндогенного месторождения ртути, кайнозойский возраст которого был бы доказан. Между тем о юном возрасте ртутных месторождений говорит не только факт глубоких изменений внутренней структуры рифта в неоген-четвертичное время, не закончившихся поныне и вызвавших процессы эндогенного рудообразования, но и, в частности, аномально высокое содержание ртути в современных гидротермах рифтовой зоны, близкое к содержанию в рудообразующих флюидах, формирующих современные месторождения ртути.

Изложенные факты, наряду с намечающейся парагенетической связью ртутного оруденения и производными глубинной базальтовой магмы, свидетельствуют о том, что ртутная минерализация зон активизации генетически связана с глубинными рудогенерирующими очагами, а обогащение современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны ртутью происходит, скорее всего, за счет поступления по глубинным сейсмогенерирующими разломам паров ртути из подкоровых магматических очагов. В. А. Кузнецов и А. А. Оболенский (1970) считают, что ртуть и ее спутники Sb и As имеют в основном мантинское происхождение и привносятся ювелирными гидротермальными растворами из подкоровых очагов субщелочной базальтоидной магмы. О возможности «дыхания» глубинных зон разломов свидетельствуют, в частности, результаты изучения паров ртути в зоне Ташкентского землетрясения, а также наличие аномально высоких содержаний ртути в современных гидротермах, таких как углекислый субтермальный источник Сыни близ одноименного голоценового вулкана, азотный термальный источник Шуринда, расположенный на пересечении региональных глубинных зон разломов северо-восточного и северо-западного направлений и т. д.

Перенос элементарной ртути в паровой фазе, принципиальную возможность которого показал в 1951 г. К. Б. Краускопф, весьма ограничен, так как рано или поздно парообразная ртуть смешивается с водой в капельно-жидком состоянии и дальнейший перенос осуществляется в виде комплексных ионов.

Работами А. А. Саукова, Ф. В. Диксона, К. Б. Краускопфа, А. Л. Павлова, Л. А. Непеиной, Б. И. Пещевицкого, Х. Л. Барнса, Г. К. Чаманского, Д. Е. Уайта и др. показано, что в водном растворе перенос ртути осуществляется главным образом в виде сульфидного комплекса HgS^{2-} — в щелочных растворах, а также, возможно, в виде ртутно-хлоридного комплекса HgCl_4^{2-} , наиболее устойчивого по сравнению с другими тяжелыми металлами, и фторидного комплекса HgF_2 .

Важно отметить и то, что работами Ф. В. Диксона и др. установлена возможность переноса значительных количеств ртути высокотемпературными (более 100° С) гидротермальными растворами на большие расстояния за счет резкого увеличения растворимости сульфида ртути при повышении температуры выше 100° С и концентрации сернистого натрия в растворе.

Таким образом, благоприятной средой для переноса значительных количеств ртути и формирования рудных месторождений являются растворы с достаточно высокими значениями pH (8—9) и общим высоким содержанием серы и отчасти хлора и фтора. Рассматривая с этих позиций химический состав современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны — щелочных кремнистых преимущественно сульфатных растворов, можно сделать вывод о том, что последние могут и должны рассматриваться как возможные носители ртути, способные формировать при благоприятных условиях рудные месторождения. Здесь уместно напомнить, что более

Таблица 20

Содержание редких щелочей и стронция в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны и углекислых водах Прибайкалья (мг/л)

№ на карте	Водопункт	Cs	Rb	Sr	№ на карте	Водопункт	Cs	Rb	Sr									
<i>Азотные гидротермы</i>																		
<i>Горячинский тип</i>																		
3	Тарынский . . .	0	0	0	52	Бусанский . . .	0,021	0	0,03									
51	Нилова Пустынь	0,07	0,09	3,0	53	Ципинский . . .	0,024	0	0,036									
16	Энгорбайский . . .	0	0	7,8	55	Муяканский . . .	—	—	0,245									
22	Горячинский . . .	0	0	0,397	<i>Питателевский тип</i>													
26	Нечаевский . . .	—	—	0,10	21	Питателевская скв. 56 . . .	0,044	0,014	7,90									
31	Алгинский . . .	0	0	0,80	30	Быстринский . . .	—	—	0,10									
32	Инский . . .	0	0	1,84	58	Голмачевский . . .	—	—	0,170									
33	Давшинский . . .	0	0	0,40	<i>Метановые гидротермы</i>													
37	Хакуский . . .	0	0	Сл.	<i>Тункинский тип</i>													
42	Гаргинский . . .	0,07	0,13	3,60	12	Скв. в с. Жемчуг . . .	0	0	0,25									
56	Муйский . . .	0	0	0,558	20	Скв. близ с. Сухая . . .	0	0	0									
<i>Аллинский тип</i>																		
1	Маймалышский . . .	0	0	0	<i>Углекислые гидротермы</i>													
2	Тере-Хольский . . .	0	0	0	<i>Шумакский тип</i>													
4	Джиглагинский . . .	0	0	Сл.	11	Шумакский . . .	0,32	0,12	1,0									
5	Уш-Белдир . . .	0	0	0	13	Аршан-Тункинский скв. 28 . . .	0,009	0,11	—									
34	Язовский . . .	—	—	0,262	10	Сынийский . . .	Сл.	0	0,1									
35	Большереченский . . .	—	—	0,211	<i>Боржомский тип</i>													
39	Аллинский . . .	0,020	0,05	0,360	6	Чойганская . . .	0,118	0,146	4,0									
45	Верхне-Займкинский . . .	—	—	0,26	62	Плотинный . . .	Сл.	0,411	8,0									
46	Корикейский . . .	—	—	0,30	61	Травертиновый . . .	0,123	0,265	4,2									
47	Дзелиндянский . . .	—	—	0,28	<i>Холодные углекислые воды</i>													
25	Змеиный . . .	0	0,008	0,074	<i>Забайкалья</i>													
28	Толстихинский . . .	—	—	0,12	Дарасун . . .	0,004	0	—	—									
38	Фролихинский . . .	—	—	0	Молоковка . . .	0,009	0	—	—									
54	Туриканский . . .	—	—	—	Кука . . .	0	0	—	—									
59	Пурелагский . . .	0	0,03	0,42	Шиванда . . .	0,006	0	—	—									
17	Гусихинский . . .	0,06	0,05	0,85	Ямкун . . .	0,008	0	—	—									
<i>Кульдурский тип</i>																		
63	Котельниковский . . .	—	—	0,072	Олентуй . . .	0,004	0	—	—									
40	Сеойский . . .	0,04	0,05	0,10	Ургучан . . .	0,008	0	—	—									
43	Кучехирский . . .	0,014	0,017	0,123	Ямаровка . . .	0,002	0	—	—									
34	Умхейский . . .	0,007	—	0,125														
50	Баунтовский . . .	0,010	0,003	0,13														
51	Шуриница . . .	0,07	0,004	1,00														

10% всех ртутных месторождений мира связано с термальными или минеральными источниками, распространенными в районах с высоким геотермическим градиентом. Этот факт еще раз свидетельствует о генетической связи месторождений ртути с ныне циркулирующими горячими флюидами, а следовательно, о молодости этих отложений.

Приведенные данные по ртути подтверждают существование в Байкальской рифтовой зоне неоген-четвертичной металлогенической эпохи.

Строинций, подобно литию, имеет высокую миграционную способность в природных водах, но в отличие от последнего его поведение и концентрация резко изменяются в зависимости от основного химического состава и величины минерализации вод.

Максимально обогащены стронцием хлоридные патриевые и особенно кальциевые соленые воды и рассолы. В рассолах Ангаро-Ленского артезианского бассейна при минерализации ниже 290—350 г/л количество стронция не превышает 200 мг/л, а в предельно насыщенных рассолах достигает 6000—8000 мг/л. Таким образом, отмечается прямая зависимость между содержанием стронция в водах и их минерализацией, особенно при концентрации более 200—300 г/л. Эта зависимость прослежена в подземных водах других районов: Раздольного серного месторождения, нефтяных месторождений Куйбышевской области, Припятской впадины Предкарпатского прогиба и т. д. Содержание стронция в хлоридных водах находится в прямой зависимости и от концентрации кальция. Так, Г. В. Богомолов считает, что увеличение концентрации стронция определяется не столько ростом самой минерализации, сколько кальцием, превалирующим в катионном составе рассолов с минерализацией более 300 г/л. Обратная зависимость наблюдается между стронцием и сульфат-ионом, так как сульфаты выводят стронций из раствора и осаждают его в виде минеральных новообразований целестина (SrSO_4). Благодаря этому процессу содержание стронция в водах сульфатного типа невелико. Еще более бедны стронцием воды гидрокарбонатного натриевого состава, в которых этот элемент содержится в количествах до нескольких миллиграммов на литр, а начиная со средней стадии минерализации часто вообще не обнаруживается.

Сведения о содержании стронция в термальных водах весьма ограничены и указывают на относительно низкое его количество в этом типе природных вод. Однако концентрация стронция в термальных водах значительно выше его фоновых содержаний в подземных водах ($n \cdot 10^{-1}$ мг/л).

В современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны стронций распространен достаточно широко (встречаемость 87%, вероятность обнаружения 112). Наибольшие его содержания отмечены в углекислых (ист. Плотинный — 8 мг/л) и азотных термах (скв. 52 и 63 Питателевского месторождения содержат 7,9 мг/л, ист. Энгорбайский — 7,8 мг/л). В метавальных термах гидрокарбонатного натриевого состава стронция очень мало или он отсутствует (табл. 20). Обычно же количество стронция колеблется в пределах 0,2—1,5 мг/л, при среднем содержании в 39 пробах 1,26 мг/л.

Большинство исследователей основным источником поступления стронция в подземные воды считает растворение стронцийсодержащих минералов (целестин и др.) осадочных пород. Что касается появления стронция в термальных водах, развитых в изверженных породах, то этот вопрос в литературе освещен очень слабо.

Т. Ф. Бойко (1969), рассматривая бассейны конечного стока, не отмечает больших различий в обогащенности стронцием водоемов в районах молодого тектономагматизма и вне их пределов, что объясняется интенсивным осаждением стронция в бассейнах сульфатного и карбонатного типа на ранней стадии их осолонения. В это же время в водах хлоридного типа такие различия можно предполагать. «Водоемы этого типа, — пишет Т. Ф. Бойко, — из районов молодого тектономагматизма, учитывая боль-

шую стронциеносность источников питания в этих областях, должны характеризоваться и более высоким абсолютным и относительным содержанием элемента». Подтверждением сказанному служит пример с оз. Бристоль (Калифорния), расположенным у четвертичного вулкана Амбой. Высокое содержание стронция в озере (964 г/т) может быть объяснено за счет его питания глубинными водами, связанными с вулканизмом.

Таким образом, предполагается эндогенный источник поступления стронция. В этой связи необходимо учесть, что в силу низкого ионного потенциала в гидротермальных растворах стронций обладает высокой подвижностью. Формой миграции стронция в гидротермальных растворах могут быть сложные комплексы галоидных соединений, о чем свидетельствует присутствие фтора в таких гидротермальных минералах стронция, как ярлит, ферморит и др. По мере снижения температуры, на более высоких уровнях, в окислительной обстановке стронций образует кислородные соединения — фосфаты и карбонаты (стронцианит и др.), а в поверхностных зонах земной коры в результате окисления серы до сульфатов создаются условия, благоприятные для образования целестина, который встречается, в частности, не только среди осадочных отложений, но и в вулканических возгонах.

Все вышесказанное позволяет предполагать возможность появления стронция в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны не только за счет процессов выщелачивания, но и путем поступления в виде комплексных галоидных соединений из глубинных очагов. Косвенным подтверждением сказанному может служить факт наиболее высоких концентраций стронция в современных гидротермах питателевского и боржомского типов, отличающихся от других типов повышенным содержанием хлора, а также практически повсеместное присутствие стронция в азотных гидротермах, обогащенных фтором.

Цезий. Количественной характеристике цезия в углекислых и термальных водах посвящено небольшое количество работ (работа С. Р. Крайнова по горным районам Советского Союза, Г. И. Арсановой на примере Камчатки и Курильских островов, А. Дж. Эллиса и С. У. Уилсона по гидротермам Новой Зеландии, Я. Удзуумуса по горячим источникам Японии и др.), показывающих, что в целом гидрогеохимия цезия наименее изучена по сравнению с другими щелочными элементами.

Работами этих исследователей установлены повышенное содержание цезия в термальных и углекислых водах менее 0,5 мг/л, и только в отдельных водах районов современного магматизма (до нескольких миллиграммов на літр), его максимальная подвижность в этом типе природных вод и на примере Большого Кавказа, увеличение концентрации с приближением к очагам позднечетвертичного магматизма. Последнее обстоятельство позволяет предполагать источником цезия не только водоемшающие, главным образом алюмоシリкатные породы, но и эманации глубинных зон коры и мантии. Наиболее распространенное содержание цезия в термальных и углекислых водах менее 0,5 мг/л, и только в отдельных случаях оно увеличивается до 2,5—6,0 мг/л. Цезиеносные, преимущественно углекислые термы приурочены к районам современного и позднечетвертичного магматизма (Эльбрусский и Казбекский районы позднечетвертичного вулканализма Большого Кавказа, Новая Зеландия, Япония). Для сравнения следует отметить, что содержание цезия в морской воде колеблется от 0,0005 до 0,005 мг/л, фон подземных вод $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-5}$ мг/л, а порядок наиболее распространенных содержаний в водных ореолах рудных месторождений или промышленных водах $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$ мг/л. В наиболее концентрированных хлоридных кальциевых рассолах Ангаро-Ленского артезианского бассейна (минерализация до 400 г/л) концентрация цезия не превышает 1,2 мг/л и обычно не достигает 1 мг/л, тогда как в хлоридных натриевых рассолах и соленых водах цезий практически отсутствует.

Таким образом, из всех типов природных вод наибольшие содержания цезия характерны для хлоридных натриевых углекислых терм, расположенных в районах современного и древнечетвертичного вулканизма. Хлоридный состав цезиеносных углекислых и термальных вод, по мнению С. Р. Крайнова (1971), свидетельствует о высокой подвижности цезия, близкой к подвижности хлора, а ряд подвижности цезия и близких к нему элементов в этих водах соответствует уменьшению их ионных радиусов в решетке, увеличению радиусов гидратированных ионов, ионных потенциалов и выглядит следующим образом:

$$\text{Cs} > \text{Rb} > \text{K}.$$

Результаты определения цезия в термальных углекислых водах Байкальской рифтовой зоны и смежной территории Забайкалья показывают следующую картину распределения этого элемента. Наибольшие содержания цезия отмечаются в углекислых термах боржомского типа (см. табл. 20). Максимальное содержание, порядка 0,12 мг/л, отмечено в Чойганском и Травертиновом источниках. В углекислых термах шумакского типа содержание цезия достигает десятых долей миллиграмма на литр. В азотных термах из 26 определений цезий обнаружен в 11 источниках. Особенно часто цезий встречается в термах кульдурского типа. Метановые термы бедны цезием.

Всего в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны цезий определен в 34 источниках, встречаемость составляет 50%. Среднее содержание 0,06 мг/л. Вероятность обнаружения 1,8. Для сравнения небезынтересно отметить, что в холодных углекислых водах Забайкалья (см. табл. 20) встречаемость цезия гораздо выше (87%), хотя содержание его также невелико и колеблется от 0,002 (Ямаровка) до 0,009 мг/л (Молоковка).

Отсутствие или низкие содержания цезия в азотных и метановых термах Прибайкалья скорее всего не отражают действительных содержаний этого элемента в рассматриваемом типе подземных вод. На глубине в азотных щелочных термах следует ожидать большие концентрации цезия, так как в зоне гипергенеза основным геохимическим барьером для цезия являются сорбционные процессы и особенно глинистые минералы. По интенсивности сорбции глинами цезий превосходит все другие щелочные элементы. При этом, как отмечает С. Р. Крайнов (1971), максимальное осаждение цезия происходит в щелочных натриевых водах, а минимальное — в кальциевых. Последнее обстоятельство, наряду с приуроченностью к районам недавно угасшей вулканической деятельности, предопределяет относительно повышенные концентрации цезия в углекислых щелочноzemельных термах.

Несколько ранее мы отмечали, что первоисточником цезия в термальных и углекислых водах могут являться не только алюмоシリкатные вмещающие породы, главным образом гранитного ряда, но и глубинные эманации.

Зависимость содержания цезия в термальных водах от распределения его во вмещающих породах не вызывает сомнений, так как достаточно четко установлена возможность перехода цезия в раствор из цезийсодержащих минералов.

Естественно, что в Прибайкалье мобилизация цезия термальными и углекислыми водами также имеет место, хотя говорить о количественной стороне этого процесса пока трудно по причине незначительных данных и невысокого содержания цезия в породах. Но даже близкие к кларковым содержания цезия в кислых изверженных породах видимо могут обеспечить количество цезия, наблюдаемое в азотных термах и углекислых водах Прибайкалья, если не учитывать фактор времени.

Поэтому нельзя полностью исключать глубинный источник цезия. Цезий в виде изоморфной примеси встречается в минерале авогадрито-

$(\text{KC}\text{s})\text{BF}_4$, являющимся продуктом взрыва вулкана Везувия. Для цезия характерна высокая способность вступать в соединения с летучими — водородом, бором и особенно галоидами — фтором и хлором, с образованием подвижных комплексных соединений типа $\text{CsF}\cdot\text{HF}$; CsBH_4 ; CsBF_4 . А. И. Гинзбург и О. Д. Ставров отмечают легкую выносимость цезия совместно с фтором и бором, а О. Д. Ставровым и В. Г. Хитровым произведены термодинамические расчеты, показавшие возможность образования и существования комплексного соединения цезия, бора и фтора в условиях кристаллизации гранита (давление 1000—200 атм, температура от 1000 до 400°).

Таким образом, поведение цезия определяется поведением и концентрацией фтора и бора, и в этом отношении он напоминает литий.

Обогащение термальных углекислых и отчасти азотных вод Прибайкалья цезием, так же как и литием, скорее всего идет как за счет мобилизации его из вмещающих пород, так и за счет отделения из пород верхней мантии газово-водной фазы, способной к переносу комплексных борофторных соединений цезия.

В заключение отметим, что, изучив поведение цезия в гидротермальной системе Вайракей в Новой Зеландии, А. Эллис и С. Уилсон пришли к выводу, что высокие содержания цезия (1,9—2,8 мг/л) в термах этой системы являются веским доказательством того, что не все вещества, растворенные в воде, могут быть продуктами выщелачивания. Для образования таких концентраций термы должны вступать в реакцию с огромной массой горных пород, чего не может быть. Этот вывод, сделанный на детально изученной гидротермальной системе, является еще одним доказательством возможности привноса одновременно с теплом цезия и других элементов магматической высокотемпературной паровой фазой.

К аналогичному выводу пришла и Т. И. Арсанова (1971), которая считает, что редкие щелочные элементы термальных вод Камчатки и Курильских островов имеют глубинное эндогенное происхождение, а не выщелочены из пород.

Рубидий. Поведение рубидия в термальных и углекислых водах во многом напоминает другие редкие щелочные элементы. Для рубидия характерна прямая зависимость содержания от наличия фтора, калия и минерализации; по способности сорбироваться глинистыми минералами он уступает только цезию ($\text{Cs} > \text{Rb} > \text{K} > \text{Na} > \text{Li}$).

Максимальной рубидиеносностью отличаются независимо от основного химического состава подземные воды областей молодого тектономагматизма.

Из всех разновидностей природных вод наиболее обогащены рубидием рассолы хлоридного кальциевого (магниевого, калиевого) состава. При фоновом содержании рубидия в подземных водах порядка $n 10^{-4}$ — $n 10^{-3}$ мг/л и среднем содержании в морской воде нормальной солености 0,125 мг/л, в рассолах Мертвого моря, питающегося термальными хлоридными калиево-магниевыми (кальциевыми) подземными водами, определено 50 мг/л рубидия. В рассолах Ангаро-Ленского артезианского бассейна при среднем содержании рубидия, близком к фоновому ($5 \cdot 10^{-3}$ мг/л), максимальное количество рубидия достигает 15 мг/л, до 1 мг/кг содержится рубидия в высокоминерализованной рапе оз. Сёрлс (Калифорния). Более высокие содержания рубидия (96 мг/л), отмеченные М. С. Галициным и Л. В. Славяновой в хлоридных магниевых рассолах Прикаспийского артезианского бассейна, обязаны растворению залежей калийных солей, содержащих карналлит — практически единственный осадитель рубидия в солеродных бассейнах (в магматическом цикле таким минералом-концентратором является биотит).

В пресных и слабоминерализованных термальных и углекислых водах рубидий содержится в количествах, исчисляемых десятками, сотнями тысячными долями миллиграмм на литр и лишь в отдельных случаях

миллиграммами. Так, по данным Я. Удзумаса, определившего рубидий в 54 горячих источниках о. Хоккайдо (Япония), содержание его колебалось в пределах от 0,1 до 10 мг/л. В гидротермах Вайракей (Новая Зеландия) рубидий достигает концентраций 2,3—3,2 мг/л и даже 7,7 мг/л. В углекислых водах Кавказа содержание его достигает 0,27—3,6 мг/л (источники Кармадон, Баксан, Анкаван, Славяновский).

Каковы же содержания рубидия в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны? Так же как и в случае с цезием, наиболее обогащены рубидием углекислые термы боржомского типа. В Плотинном источнике отмечено максимальное содержание — 0,411 мг/л. Относительно высокие количества отмечаются и в углекислых термах шумакского типа (см. табл. 20). В воде скв. 28 Аршана-Тункинского, имеющей температуру 43° С, определено 0,11 мг/л рубидия. При этом отмечено увеличение содержания рубидия по мере вскрытия скважинами более высокотемпературных вод. Скв. 8 с температурой воды 14° С содержала 0,032 мг/л. Содержание рубидия в азотных термах невелико. Из 26 опробованных на рубидий источников он обнаружен только в тринацати в количестве от 0,002 до 0,13 мг/л (Гаргинский источник). В метановых термах рубидий не найден.

Всего в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны сделано 34 определения рубидия. Встречаемость составляет 53%. Среднее содержание 0,12 мг/л, вероятность обнаружения 5,3.

Определения рубидия в холодных углекислых водах Забайкалья (см. табл. 20) не дали результата. Основным источником рубидия в современных гидротермах и углекислых водах Прибайкалья следует считать процесс его мобилизации из вмещающих изверженных пород. Известно, что рубидий в виде изоморфной примеси рассеян в различных силикатных, преимущественно калийсодержащих минералах (калиевый полевой шпат, биотит и др.). По данным Л. В. Таусона средние содержания рубидия в изверженных породах распределяются следующим образом: габбро — 45 мг/кг, диориты — 120 мг/кг, гранодиориты и граниты — 200 мг/кг.

Геохимические исследования в Прибайкалье показали довольно близкие к среднему содержания рубидия в кислых изверженных и эфузивных породах. Так, Э. Н. Копогловым в эфузивах Северо-Байкальского вулканического пояса установлены содержания рубидия от 154 до 321 мг/кг. По данным Н. Е. Залашковой, рубидий в юрских гранитах Восточного Забайкалья присутствует в кларковых количествах и только в поздних членах гранитных серий, с которыми связаны пневматолито-гидротермальные образования, содержание рубидия в несколько раз превышает кларковые, что объясняется деятельностью фторсодержащих эманаций и растворов, выносящих рубидий и литий из гранитного расплава.

Высокий кларк рубидия во вмещающих гидротермах породах может обеспечить в течение длительного времени вынос этого элемента. Но этот процесс не бесконечен, поэтому, учитывая длительность существования гидротерм, следует допустить и другой источник обогащения, которым может явиться привнос рубидия глубинными эманациями в виде, главным образом, фторидных комплексов, как наиболее прочных из всех других комплексных соединений рубидия.

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМ

Современные гидротермы Байкальского рифта по газовому и особенностям солевого состава относятся к азотным, углекислым и метановым. Формирование каждой из перечисленных групп хотя и имеет свои характерные черты и особенности, но в целом практически зависит от одного решающего фактора — внутреннего тепла Земли, так как высокая температура (до 80—100° С). обязанная повышенному тепловому потоку,

идущему из глубинных зон земной коры и верхней мантии, является главной характерной чертой гидротерм, отличающей их от всех других типов природных вод региона и в значительной мере определяющей химический состав последних.

В настоящее время данных по тепловому потоку на территории рифта еще очень мало (около 70 определений), но, несмотря на это, уже сейчас можно с уверенностью говорить о существовании на этой территории крупной тепловой аномалии. Имеющиеся материалы показывают, что в кайнозойском чехле впадин байкальского типа, представленном терригенными отложениями, величина теплового потока значительно выше, чем в окружающем их горном обрамлении. Максимальная величина теплового потока отмечена в Баунтовской впадине и равна $3,4 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, минимум $1,4 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ зафиксирован в скв. Твороговская 1, расположенной в Байкальской (устье р. Селенги) впадине (Лысак, 1968; Ломоносов, Лысак, 1973). Температурная аномалия отмечена и для впадины оз. Байкал. По данным Е. А. Любимовой (1968), максимальная величина теплового потока через дно оз. Байкал достигает $3,4 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$.

Интересные данные по тепловому потоку земной коры в горном обрамлении впадин Байкальского рифта получены в 1967 г. С. В. Лысак, проводившей исследования в содружестве с сотрудниками Института физики земли АН СССР. В скв. Л-2, расположенной в истоке р. Ангары на берегу оз. Байкал, вскрыт разрез кристаллических пород архея на глубину 1163 м. Тепловой поток в этих породах оказался равным $1,6 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, что выше, чем в кристаллических породах других районов Союза (Балтийский, Украинский щиты и др.), где он не превышает $1 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$.

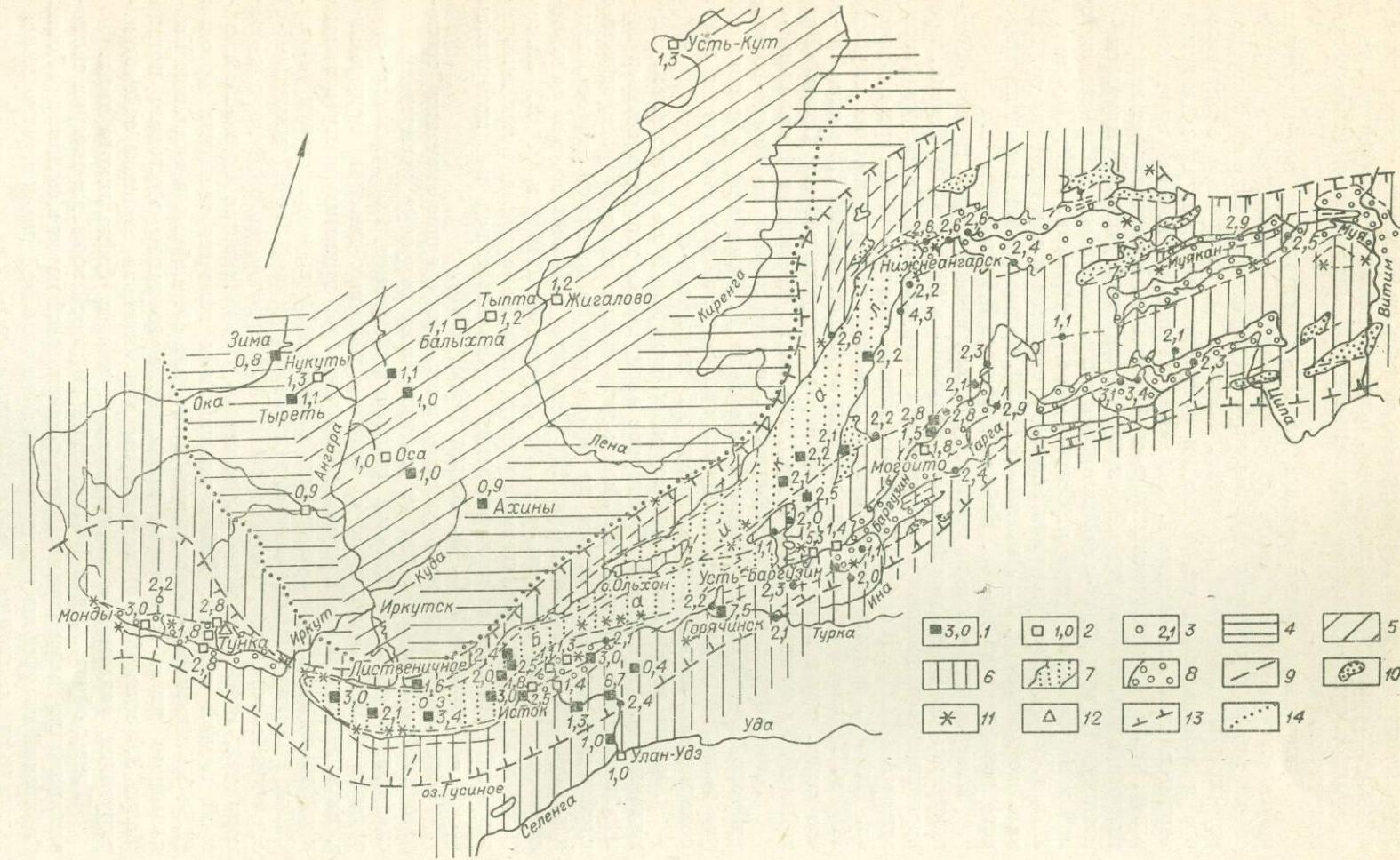
Геотермическими исследованиями, проведенными на северо-востоке рифтовой зоны в Олекмо-Чарском нагорье В. Г. Ясько и др., установлено, что тепловой поток в горном обрамлении Чарской впадины также имеет повышенные значения и достигает $1,5 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$.

Анализ материала температурных измерений по скважинам, термальным источникам и лабораторное определение тепловых свойств горных пород позволили С. В. Лысак дать общую картину распределения глубинного теплового потока на территории Байкальской рифтовой зоны и в сопредельных районах (рис. 12). Величины тепловых потоков на карте-схеме приведены по данным Е. А. Любимовой (1968) и С. В. Лысак (1968 и др.), а предполагаемые районы аномально повышенных величин тепловых потоков и месторождений термальных вод по материалам И. С. Ломоносова и С. В. Лысак (1968, 1973).

Всего выделяется пять районов, в которых средние значения теплового потока в зависимости от тектонических структур распределяются следующим образом. Районы пониженных (менее $1,0 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$) и средних ($1,0 \div 1,3 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$) величин тепловых потоков приурочены к внутреннему полю Иркутского амфитеата, примыкающему с запада к рифтовой зоне. Непосредственно в зоне рифта выделяются три района. Район промежуточных величин теплового потока ($1,3 \div 1,7 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$) охватывает глыбовые, сводово-блоковые, сбросово-сводовые и сводовые поднятия, морфологически выраженные в виде хребтов Саяно-Байкальской горной области. Район повышенных величин тепловых потоков ($1,5 \div 3,0 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$) приурочен к впадине оз. Байкал и впадинам Байкальского типа. Аномально повышенные величины теплового потока (более $3,0 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$) характерны для активизированных сейсмогенерирующих разломов и эмбриональных впадин байкальского типа.

Таким образом, для Байкальской рифтовой зоны характерна тепловая аномалия, в три раза превышающая тепловой поток в смежных районах Сибирской платформы и в целом средний тепловой поток коры континентального типа, который равен $1,19 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$.

В распределении теплового поля Байкальской рифтовой зоны исключительно большую роль играют подземные воды, являющиеся в условиях



земных недр наиболее динамичным и теплоемким телом. С зонами разломов связаны выходы термальных источников, выносящих на поверхность более $20 \cdot 10^6$ кал/с тепла, составляющую часть конвективного теплового потока. Это количество тепла, по данным С. В. Лысак, увеличивает тепловой поток зон разломов на $2-2,5$ мккал/см 2 ·с.

Учесть всю конвективную составляющую теплового потока на территории рифтовой зоны в настоящее время не представляется возможным из-за небольшого количества имеющегося фактического материала.

Анализ геотермической обстановки, существующей на территории Байкальской рифтовой зоны, показывает, что в формировании температурного режима современных гидротерм тепловой поток играет решающую роль.

Температура азотных гидротерм, являющихся, по нашему мнению, термами наиболее глубокого зарождения, на выходе достигает $75-81^\circ\text{C}$ (источники Аллинские, Питателевские, Ципинские и др.). Учитывая то обстоятельство, что с глубиной наблюдается увеличение температуры воды гидротерм (так, например, температура воды естественного выхода терм на Питателевском месторождении была 57°C , а скв. 52 при глубине 331 м вскрыла воды с температурой $74,8^\circ\text{C}$), а также неизбежные потери тепла при подъеме их к поверхности за счет теплоотдачи во вмещающие породы и смешения с холодными подземными и поверхностными водами, можно с уверенностью говорить, что в глубоких слоях земной коры Байкальского рифта существуют гидротермы с температурой значительно более $100-150^\circ\text{C}$. О существовании высокотемпературных гидротерм говорит и факт увеличения температуры воды при землетрясениях. Так, при Муйском землетрясении 1957 г. температура воды Чарского источника, по данным В. П. Солоненко (1967), возросла с $42-43$ до $47-48^\circ\text{C}$ с одновременным увеличением дебита; И. М. Борисенко, при десятибальном землетрясении в северной Монголии 5/I 1967 г. установлено значительное увеличение температуры и дебита термальных вод, вскрытых скв. 52 и 63 на Питателевском месторождении близ г. Улан-Удэ.

Фонтанирующая скв. 52, вскрывшая термовыводящий разлом на глубине около 300 м, увеличила 5/I 1967 г. дебит на 0,23 л/с, а температуру с $63,5$ до $64,5^\circ\text{C}$; в скв. 63 соответственно—на 0,7 л/с и до $62,5^\circ\text{C}$.

Исходя из реальных величин геотермического градиента $1,3-5,2/100$ м, минимальная расчетная глубина формирования современных гидротерм, имеющих на выходе температуру $70-80^\circ\text{C}$, нами принимается в $1,5-6,0$ км, тогда как максимальная может достигать десятков километров. Об этом свидетельствует тот факт, что зоны тектонических нарушений, являющиеся проводящими путями для гидротерм, имеют глубину, которая достигает $10-20$ км и более. Так, В. П. Солоненко и др. (1966) отмечают, что при Муйском землетрясении 27/VI 1957 г. оживление главного разлома по вертикали произошло от его очага приблизительно на ± 20 км, т. е. от поверхности земли до глубины 40 км. В таких открытых зонах разломов может происходить не только нисходящее движение холодных

Рис. 12. Схематическая карта распределения глубинного теплового потока на территории Байкальской рифтовой зоны и в сопредельных районах. Составила С. В. Лысак, 1972 г.

Методы определения теплового потока: 1 — поток вычислен по данным прецессионных температурных измерений в глубоких скважинах и на дне оз. Байкал и лабораторных определений тепловых свойств горных пород; 2 — вычислен по данным термокаротажа в выдержаных скважинах, теплопроводность разреза взята из справочных данных; 3 — тепловой поток на месторождениях термальных вод определен по интенсивности выноса тепла гидротермами. Геотермические районы: 4 — пониженных величин тепловых потоков (менее $1,0$ мккал/см 2 ·с); 5 — средних величин тепловых потоков ($1,0-1,3$ мккал/см 2 ·с); 6 — промежуточных величин теплового потока ($1,3-1,7$ мккал/см 2 ·с); 7, 8 — повышенных величин тепловых потоков ($1,5-3,0$ мккал/см 2 ·с) впадина оз. Байкал (?) и впадины байкальского типа (8); 9—10 — предполагаемые районы аномально повышенных величин теплового потока — сейсмогенерирующие разломы (9) и эмбриональные впадины (10). Прочие условные обозначения: 11 — эпицентры сильных ($M>4/4$) землетрясений; 12 — потухшие кайзозойские вулканы; 13 — границы рифтовой зоны; 14 — границы Сибирской платформы.

инфилтрационных вод, но и восходящее движение высокотермальных растворов с глубин, достигающих нижних горизонтов коры, а возможно и мантии. Последнее может осуществляться, например, за счет газовой составляющей (дегазация Земли, по А. П. Виноградову), под влиянием напора, возникающего вследствие разности плотностей растворов различной температуры, а также за счет геостатического и лишь в верхних частях гидростатического давления. Этот вопрос требует специального рассмотрения и не разбирается в настоящей работе.

Кроме азотных, в Байкальской рифтовой зоне имеют место выходы на поверхность субтермальных и термальных гидротерм, насыщенных углекислотой. Все известные в настоящее время углекислые гидротермы расположены в районах проявления недавней вулканической деятельности, т. е. на участках неглубокого залегания магматического очага и высокого теплового потока. Так, на северо-востоке рифтовой зоны в пределах Станового нагорья, где выходят на поверхность углекислые гидротермы Сыни, Травертиновый и Плотинный, проявление мощной вулканической деятельности началось в конце неогена, продолжалось в голоцене, да и до сих пор этот район живет очень напряженной тектонической жизнью, о чем свидетельствуют неоднократные землетрясения силой в 10 и более баллов. Голоценовые вулканы этого района (Сыни, Чепе) остаются активными и в настоящее время. Так, по данным В. П. Солоненко и др. (1967), полевыми сейсмическими станциями на вулкане Сыни в 1962 г. было зарегистрировано пять землетрясений с глубиной очагов порядка 25 км. На юго-западе рифта углекислые термы (Шумакское и Аршан-Тункинское месторождение) также приурочены к району развития кайнозойского вулканизма. По Н. А. Флоренсову, извержение базальтовых лав здесь началось еще в миоцене и продолжалось в плиоцене и четвертичном периоде. До сих пор в Тункинской впадине сохранились кайнозойские вулканы и шлаковые холмы.

Несомненная связь углекислых гидротерм с проявлениями молодого вулканизма дает прямые доказательства образования их газовой составляющей в значительной степени за счет вулканических эманаций неглубокозалегающего магматического очага (рис. 13).

Установленная ранее вертикальная гидрогеохимическая зональность позволяет говорить о формировании гидрокарбонатных натриевых углекислых гидротерм на глубинах порядка 1,5—3 км, а гидрокарбонатных щелочноземельных — на глубинах до 1,5 км в зоне достаточно интенсивной циркуляции пресных подземных вод. Различие в глубинах очагов формирования углекислых терм подтверждается и величиной минерализации, достигающей в щелочных гидротермах 5—8 г/л, при минерализации вод щелочноземельного типа до 2—4 г/л.

В ином аспекте решается нами вопрос о роли теплового потока в формировании метановых гидротерм, развитых в осадочных кайнозойских отложениях Тункинской, Байкальской, Баргузинской и других впадин байкальского типа. По условиям залегания метановые термы резко отличаются от азотных и углекислых гидротерм. Прежде всего, эти воды приурочены не к тектоническим зонам, а формируют водоносные комплексы порово-пластового и трещинно-пластового типа. Для впадин байкальского типа, где происходит формирование рассматриваемых терм, характерен свой, специфический аномальный температурный режим — геотермический градиент в кайнозойских отложениях впадин в 2—3 раза выше, чем в горном обрамлении, что объясняется главным образом повышенным тепловым потоком в наиболее мощных зонах глубинных разломов, к которым и приурочены впадины. Повышенный тепловой поток обусловил смещение вверх гидрогеохимических зон. Так, в горном обрамлении впадин байкальского типа зона формирования гидрокарбонатных натриевых вод располагается на глубинах 1,5—3 км, а во впадинах мы имеем гидрокарбонатные натриевые воды с температурой 30—40° С уже на глубинах

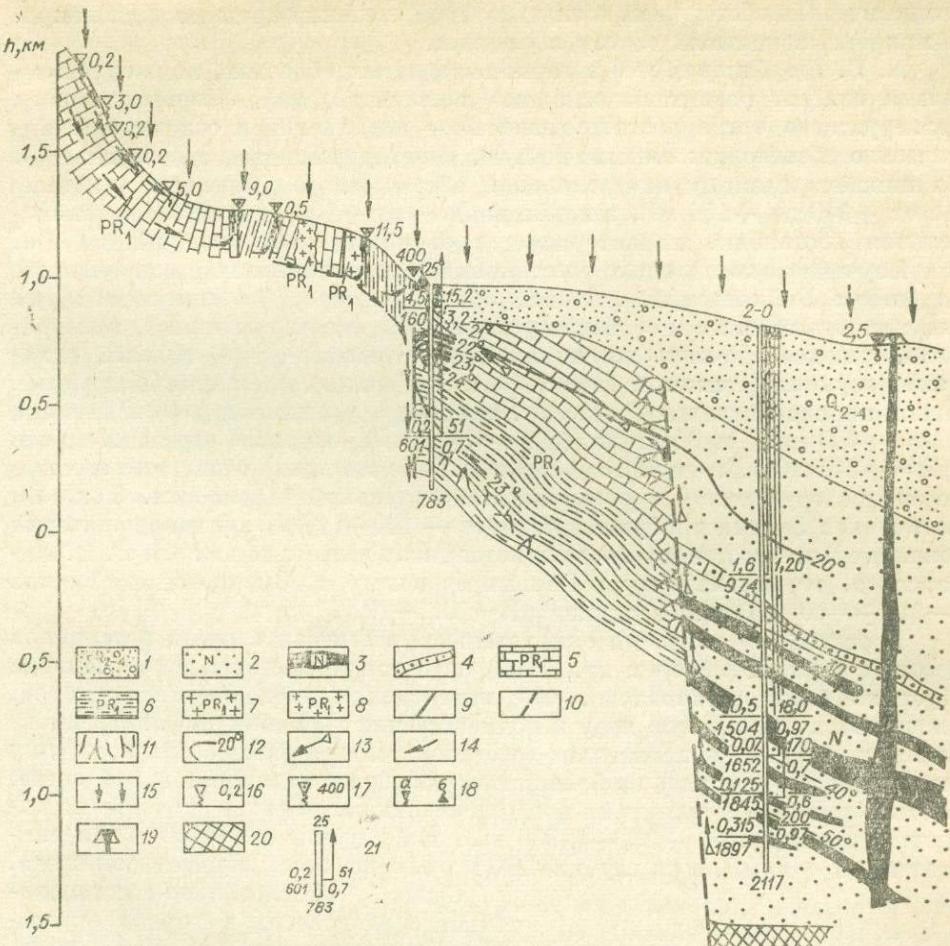


Рис. 13. Схема формирования углекислых холодных и термальных вод на примере Аршанского месторождения. Составили И. С. Ломоносов, Б. И. Писарский, 1968 г.

1 — валуно- и песчано-галечниковые отложения четвертичного возраста; 2 — пески и песчаники неогена; 3 — базальты неогена; 4 — песчаники неогена; 5 — известники и доломиты нижнего протерозоя; 6 — кристаллические сланцы нижнего протерозоя; 7 — гнейсы нижнего протерозоя; 8 — роговообманковые границии нижнего протерозоя; 9 — водоносные разломы и тектонические контакты; 10 — пути восходящего движения углекислых вод по предполагаемой зоне разлома; 11 — зоны повышенной трещиноватости; 12 — термоизогипсы; 13 — направление движения углекислых вод; 14 — направление движения пресных вод от области питания в зонах разгрузки; 15 — направление поступления атмосферных осадков; 16, 17 — источники (цифра у источника — дебит, л/с); 16 — пресных трещинных вод; 17 — пресных трещинно-жильных вод; 18 — минеральные источники; а — северо-водородный; б — углекислый; 19 — четвертичный вулкан; 20 — архейский фундамент (по геофизическим данным); 21 — скважина (цифра вверху — номер скважины, внизу — глубина вскрытия воды, м; слева: в числителе — дебит, л/с, в знаменателе — глубина вскрытия воды, м; справа: в числителе — понижение, м; в знаменателе — минерализация, г/л; стрелка — напор над кровлей водоносного горизонта).

200—800 м (скважины у д. Сухая, с. Жемчуг), на глубине же около 3 км в Байкальской впадине вскрыты хлоридные натриевые воды, предположительная глубина залегания которых в горном обрамлении более 6 км. В силу этого же обстоятельства метановые гидрокарбонатные натриевые гидротермы содержат повышенное количество хлора и воды иногда переходят в хлоридно-гидрокарбонатные натриевые.

Во впадинах байкальского типа отсутствует зона формирования сульфатных вод, что можно объяснить интенсивно протекающими здесь процессами десульфатизации, проходящими за счет органики, насыщающей угленосные кайнозойские отложения впадин, в условиях высокого теплового потока.

Кроме теплового потока, большую роль на условия миграции химических элементов и формирование современных гидротерм оказывает

геохимическая обстановка, в значительной степени определяющая макро- и микрокомпонентный состав последних.

А. В. Щербаков (1968) в горно-складчатых областях, характеризующихся слабым развитием основных восстановителей — сероводорода и реагирующего органического вещества — выделяет три основные геохимические обстановки: окислительную, переходную и восстановительную. За нижнюю границу окислительной обстановки им приняты величины Eh от +250 до +150 мВ, а переходной — от +100 до 0 мВ. Восстановительная обстановка характеризуется отрицательными величинами Eh.

Изучение окислительно-восстановительного потенциала современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны показало, что при выходе на поверхность азотные и особенно углекислые гидротермы имеют, как правило, высокое значение потенциала, достигающее +300÷450 мВ, и характеризуются, таким образом, сильно окислительной обстановкой. Такой порядок величин Eh имеют, например, углекислые термы Шумака (Eh=+450 мВ) и Чойгана (Eh=+320 мВ), азотные термы Хакусов (Eh=+340 мВ), Гарги (Eh=+300 мВ). В то же время отдельные азотные термы разгружаются в резко восстановительной обстановке. Так, Eh источников Бусани и Баунт составляет —100÷110 мВ, близкие значения окислительно-восстановительного потенциала имеют, по данным Б. И. Писарского, термальные воды Большереченского и Змеиного источников (—110÷—60 мВ) при величине pH=10,2—10,9.

В результате изучения окислительно-восстановительного потенциала азотных терм (Шпейзер и др., 1969) на примере месторождения Нилова Пустынь было установлено, что интенсивная трещиноватость пород, вмещающих термальную воду и подмешивание холодных инфильтрационных вод, сдвигает окислительно-восстановительные равновесия в сторону окисления. Формируясь на больших глубинах в восстановительной среде, азотные термы при выходе на поверхность имеют высокое значение потенциала, достигающее +250÷+300 мВ. На глубине 100—150 м Eh снижается до +35 мВ, а на глубине 200 м отмечена восстановительная среда.

Сдвиг окислительно-восстановительного равновесия в сторону окисления происходит также за счет разбавления термальными грунтовыми и поверхностными водами, что видно из наблюдений на источнике Шуринда. Основной выход этого источника разгружается в русло руч. Горячего, и поэтому термальная вода сильно разбавлена поверхностными водами. Смешение вод оказывается на величинах pH и Eh. В основном выходе pH=8,5, а Eh=+50 мВ при температуре воды 67,5° С. Рядом расположенный выход с температурой 45° С имел величину Eh уже +100 мВ, а вода в руч. Горячем ниже обследованных источников при температуре 21° С имела pH=7,3, а Eh=+200 мВ.

Переходной окислительно-восстановительной обстановкой характеризуются и другие выходы термальных вод (Давшинский имеет Eh=+32 мВ). Окислительно-восстановительный потенциал воды Умхейских, Кучехирских, Сеюйских и Горячинских источников находится в пределах +40÷250 мВ.

Рис. 14. Eh—pH-диаграмма природных сред Бадса Беккинга и др. (1963).

1 — «поле» значений Eh—pH современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. «Поля» значений Eh—pH: 2 — метеоритных вод; 3 — эвапоритов; 4 — термальных вод; 5 — морских вод.

Б. И. Писарский и Г. М. Шпейзер (1970), обобщая данные по окислительно-восстановительному состоянию подземных вод горных стран юга Восточной Сибири, отметили одну характерную особенность гидротерм рифтовой зоны, заключающуюся в том, что они при температуре ниже 45° С и pH менее 8,0 разгружаются на поверхность в окислительных условиях, а при pH больше 8 — в переходных и восстановительных; при температуре более 45° С гидротермы при одинаковых значениях pH могут характеризоваться как окислительной, так и восстановительной обстановкой разгрузки.

Метановые термы, если судить по небольшому числу определений (скв. Тункинская 1-р, скв. в д. Сухая), разгружаются в аналогичных условиях. Величина окислительно-восстановительного потенциала в этих термах на выходе изменяется от +200 до +300 мВ. На Eh—pH-диаграмме природных сред Басса, Беккинга и др. (1963) современные гидротермы Байкальской рифтовой зоны занимают вполне определенное положение. «Поле» значений Eh и pH для этого типа природных вод находится в правой стороне диаграммы (рис. 14) и накладывается на «поля» значений Eh и pH таких природных сред, как эвапориты и морские воды, не совпадая с «полем» метеорных вод.

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМ

Первая и пока единственная попытка расшифровать сложные вопросы палеогидрогеологии Прибайкалья была сделана в 1968 г. Е. В. Пиннекером и Б. И. Писарским, составившими палеогидрогеологические схемы для конца мезозоя (юра — мел) — начала неогена и конца неогена — начала антропогена (Пиннекер, Писарский, Ломоносов и др., 1968).

В настоящей работе основное внимание обращено на историю становления и формирования подземных вод, связанных с глубинными процессами, как возможных предшественников современных гидротерм.

О самом древнем докембрийском периоде истории подземных вод мы знаем очень мало. Территория рифта переживала в это время стадию геосинклинального развития. Несмотря на то, что море неоднократно заливало поверхность, сложенную главным образом кислыми изверженными и метаморфическими породами, роль седиментационных вод в общем балансе подземных вод региона была невелика. На условия осадконакопления и формирования подземных вод огромное влияние оказывали широко развитые магматические процессы, выражавшиеся как подводными, так и надводными излияниями магм различного состава. Практически вся территория рифта, исключая бассейн р. Чара, представляла собой обширную вулканическую область с действующими вулканами центрального, а возможно, и трещинного типа. Так, большая группа протерозойских вулканических аппаратов недавно обнаружена в северо-западном Прибайкалье А. А. Бухаровым (1969). Глубинные разломы, сопровождающиеся проявлением магматической деятельности, отмечаются по западному и восточному контуру оз. Байкал, в верховьях р. Витим и др.

Бурная тектоническая деятельность с многочисленными проявлениями вулканизма привела к широкому распространению на территории Байкальской рифтовой зоны трещинных пресных и минерализованных магматогенных вод в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах и особенно многочисленных трещинно-жильных пресных и минерализованных термальных вод глубоких зон разломов, обогащенных различными рудными компонентами.

Подчиненную роль играли седиментационные пресные и слабоминерализованные воды осадочных отложений и трещинные инфильтрационные воды изверженных и метаморфических пород. Геосинклинальный период развития продолжался и в кембрии.

В начальный период кембрийского времени сохраняется преимущественное развитие магматогенных вод в связи с интенсивной вулканической деятельностью. Наиболее активно вулканическая деятельность и связанные с ней магматогенные воды проявляются в районе Аргодино-Цицинского поднятия, по рекам Джига, Уда и Витим, где происходит внедрение кислых, средних и основных интрузий. Бурная вулканическая деятельность приводит к накоплению в межгорных впадинах вулканокластического материала и эфузивов. Подводные излияния лав кислого и основного составов как бы опоясывают внутренние поднятия. Сохраняются старые и формируются новые глубинные разломы в бассейнах рек Джига, Чара и др. С трещинно-жильными термальными водами на участках их разгрузки продолжают выноситься различные рудные компоненты и в большом количестве кремнезем, которым во многих случаях обогащаются осадочные, главным образом карбонатные, породы.

На рубеже алданского и ленского веков кембрийской системы прошло соединение геосинклинального морского бассейна с платформенным.

Вулканическая деятельность сопровождается выделением глубинных эманаций, являющихся источником кремнезема, свинца, цинка, марганца, железа и других элементов в гидротермальных растворах. Высокие концентрации железа, марганца, свинца, цинка, отличаясь небольшой подвижностью при нейтрализации морской водой, быстро осаждались в эфузивно-туфовых накоплениях, образуя сидеритовые залежи, магнетитовые линзы, скопления сульфидов свинца, цинка и т. д. Кремнезем в силу своей высокой подвижности распространялся далеко за пределы районов активного вулканизма.

Примером накопления промышленных залежей железистых и полиметаллических руд является, в частности, Витимо-Удинская зона.

В кембрии завершается этап геосинклинального развития Прибайкалья. В результате каледонского тектонического цикла вся территория становится материком, который представляет собой единый гидрогеологический массив. В ордовике это главным образом низкогорное плато с морским бассейном в районе рек Чара и Олекма, в силуре, девоне, карбоне и перми — обширный Ангарский материк (древнее темя Азии). Этот период характеризуется постепенным вытеснением и замещением вод седиментации инфильтрационными водами, чему способствует не только высокая расщепленность рельефа и интенсивная трещиноватость пород, длительное время подвергающихся разрушению, но и наличие большого количества продольных и поперечных зон глубинных разломов. По таким разломам происходит не только нисходящее за счет силы тяжести (верхняя часть разлома), но и восходящее движение высокотермальных растворов с больших глубин. Примечательно, что глубинные разломы сохраняют свое значение на протяжении всего существования Ангарского материка, а это, в свою очередь, свидетельствует о непрекращающихся процессах, идущих в глубинных зонах земной коры и мантии. С такими разломами связаны выходы на поверхность термальных вод, подобных тем, которые наблюдаются в настоящее время.

Излияние эфузивов и внедрение интрузий возобновилось в конце палеозоя — начале мезозоя, когда в Западном Забайкалье обособилась подвижная область. В триасе территория Байкальской рифтовой зоны все еще представляет собой сушу, где интенсивно протекают процессы формирования инфильтрационных вод, хотя на отдельных участках вновь начинает проявляться интенсивная гидротермальная деятельность. Так, в верховьях р. Хилок функционируют наземные вулканы центрального типа, а в верховьях р. Витим проявление гидротерм связано с излиянием липаритовых и липарито-дацитовых лав.

В течение длительного времени, охватывающего юрский и меловой периоды, территория рифта оставалась в основном ареной борьбы, протекающей между продолжающимся развитием процессов выщелачивания

интрузивных пород инфильтрационными водами и активной деятельностью магматогенных вод, обогащенных фтором, кремнекислотой и рудными компонентами. С очагами разгрузки гидротерм связано формирование эпимеральных месторождений флюорита, золота, барита и других полезных ископаемых. Наиболее активно формирование трещинно-жильных термальных вод в зонах глубинных разломов и трещинных вод в вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях идет на юго-востоке в бассейнах р. Джиды, Селенги, Уда и Витим. Нередко накопление эффузивно-осадочных образований происходило в пресноводных озерных бассейнах, существовавших на месте впадин забайкальского типа.

Одновременно с этими процессами в течение мела и нижнего палеогена проявлялось интенсивное корообразование. В Прибайкалье формировались коры выветривания каолинит-гальватитового типа, достигавшие в ряде случаев латеритной стадии (Тункинская впадина). Мощность кор выветривания до 100 м. За счет выплескивания кор выветривания подземные воды обогащались щелочами и железом. Мел-палеогеновые коры выветривания являются свидетелями продолжительного периода стабилизации земной коры рассматриваемого региона, после которого начинается развитие современного Байкальского свода и его впадин. В палеогене началось формирование Чарской, Муйской и Ципинской впадин, представлявших уже в палеоцене низменные равнины аккумулятивного типа. Такого же типа равнины образовались и на севере Байкала, в бассейнах рек Баргузин и Верхняя Ангара. В эоцене южную часть современного Байкала занимает пресное озеро.

С концом палеогена связано и начало излияния трахибазальтовых лав на флангах рифтовой зоны, которое с некоторыми перерывами продолжалось вплоть до голоцен. Одновременно начался процесс превращения широких прогибов в сбросовые рвы — зародыши риветогенных структур, сопровождавшийся проявлением магматогенных вод.

В раннем неогене полностью меняется морфология Прибайкалья. Реставрируется гидросеть, обособляется сток Прибайкальского бассейна и бассейна Северного Ледовитого океана. В долинах рек Баргузин, Верхняя Ангара, Муя, Ципа и Чара образуются мелководные озера. На значительной части территории действуют наземные вулканы, происходят трещинные излияния трахибазальтов, формирующих обширные покровы, а с зонами глубинных разломов связаны очаги разгрузки азотных и углекислых термальных магматогенных вод, обогащенных кремнекислотой, фтором и отдельными микрокомпонентами. Разгружавшиеся термы явились прообразом современных гидротерм.

Еще более разительные перемены произошли на границе неогена и четвертичного периода. Это время активных орогенических движений, сопровождавшихся интенсивной вулканической деятельностью, погружением громадных блоков земной коры и образованием рифтовых впадин. Быстрое опускание привело к образованию единого пресного озера, близкого по очертанию к современному Байкалу, в других впадинах происходило интенсивное накопление терригенных отложений. Несмотря на то, что площадь и мощность водоносных горизонтов в области формирования седиментационных вод увеличилась, наиболее характерным процессом в этот период является, без сомнения, процесс подъема и разгрузки глубинных растворов, связанных с внедряющейся магмой. Наземные вулканы центрального и трещинного типа действовали в Восточном Саяне, районе Хамар-Дабана, бассейнах рек Джиды, Витим, Иркут и Калар.

Вся последующая история развития Байкальской рифтовой зоны идет под знаком преобладания процессов формирования инфильтрационных вод. Постепенное затухание вулканической деятельности и интенсивная дифференциация тектонических движений (вертикальные амплитуды поднятий за неоген-четвертичный период достигают 5000 м в Тункинской впадине и 7000 м в районе Южного Байкала) приводят к разрушению

пластовых скоплений седиментационных, разбавлению и разубоживанию магматогенных вод и замене их в верхней гидродинамической зоне инфильтрационными метеорными водами. Особенностью гидрогеологических условий территории в четвертичный период является и то, что в результате неоднократных периодов похолодания происходило интенсивное промерзание верхних водоносных горизонтов. Широкое распространение получили площади промороженных пород, являющихся хорошим водоупором. Многолетнемерзлые породы сохранились и в настоящее время, достигая в Становом нагорье мощности до 1000 м. В периоды отступления ледников большие площади занимали флювиогляциальные отложения. Пресные и минерализованные порово-пластовые воды флювиогляциальных отложений имели место в приледниковых равнинах, долинах рек Иркут, Селенга, Баргузин, Верхняя Ангара, Муя, Ципа, Чара и др. Гидрогеологическая обстановка, сложившаяся в плейстоцене, в основных чертах сохранилась до наших дней.

Заканчивая рассмотрение палеогидрогеологических условий необходимо подчеркнуть громадную роль разрывных нарушений и связанных с ними проявлений магматогенных вод на протяжении всей истории развития региона. Таким образом, современные гидротермы не являются случайным, эпизодическим явлением в Байкальской рифтовой зоне, а есть логический результат бурного и своеобразного этапа развития этого сектора земной коры в прошлом.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

Современное представление о глубинном строении Байкальской рифтовой зоны сложилось в результате геофизических работ, проведенных в последнее десятилетие. Информация получена на основании интерпретации данных гравитационных, электромагнитных и сейсмических исследований.

Перечисленными геофизическими методами в границах Байкальской рифтовой зоны установлены аномалии в строении и физических свойствах коры и верхней мантии, характеризующие рассматриваемый регион как своеобразный, активный сектор континентальной земной коры, что нашло отражение в высокой степени протекающих здесь неотектонических процессов и наличии аномального теплового потока.

Результаты рекогносцировочных сейсмических исследований методом ГСЗ, проведенных в 1967—1968 гг. Восточным геофизическим трестом, Институтом геологии и геофизики СО АН СССР и ВНИИГеофизики (Крылов и др., 1970; и др.), позволили построить сейсмический разрез земной коры Байкальской рифтовой зоны и сопредельной территории Сибирской платформы (рис. 15). Оценка глубин залегания раздела Мохоровичича на основании данных наблюдений сети сейсмических станций сделана также институтом земной коры СО АН СССР.

1. Мощность земной коры в области рифта испытывает колебания от 32 (± 5) на перемычке между Муйской и Чарской впадинами до 36—38 км в других районах, и только в области горных сооружений Хамар-Дабана и Восточного Саяна она увеличивается до 43—48 км. Таким образом, сейсмологические данные указывают на утонение кристаллической части коры под Байкалом. Не исключено, что близкую картину следует ожидать и под другими крупными впадинами байкальского типа. Мощность коры во внутреннем поле Иркутского амфитеатра оценена в 38—42 км.

2. В верхней мантии под Байкалом обнаружено весьма низкое значение скорости упругих волн, равное в среднем 7,75 км/с, тогда как под Сибирской платформой скорость 8,1 км/с. Выявленный факт говорит

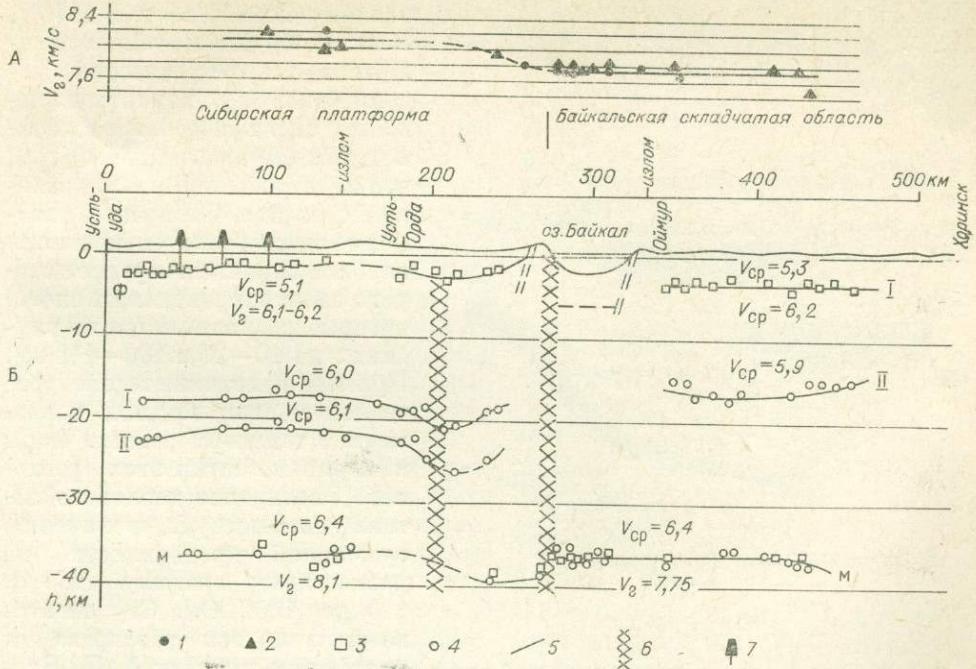


Рис. 15. График граничной скорости для поверхности мантии (А) и сейсмический разрез (Б), по С. В. Крылову и др. (1970).

1 — граничная скорость на подошве коры по данным преломленных волн; 2 — то же, по данным отраженных и преломленных волн; 3 — глубина по данным преломленных волн; 4 — то же, по данным отраженных волн; 5 — сейсмические границы; 6 — предполагаемые зоны глубинных разломов; 7 — скважины, вскрывшие фундамент Сибирской платформы.

об аномальном состоянии вещества верхней мантии в рифтовой зоне.

3. Земная кора и верхняя мантия расслоены, на что указывает изменение скоростей упругих (рис. 15) и интенсивности обменных волн. Отмечены, в частности, границы раздела в гранитном и базальтовом слоях и расслоенность верхней части мантии до глубины 70 км. Отношение мощностей «базальтового» и «гранитного» слоев 1:1 в горных районах и 1:0,6 во впадинах. Обобщая результаты исследований, Е. В. Крылов и др. (1970 с. 89) пишут: «Исследованный участок Байкальской рифтовой зоны представляется в виде обособленного блока земной коры и верхней мантии, граничащего с охарактеризованным выше переходным блоком Сибирской платформы по глубинному разлому, пронизывающему всю кору и уходящему в верх мантии. На поверхности разлом совпадает с известным Обручевским сбросом, на глубине по нему происходит резкое (с амплитудой около 3 км) воздымание разлома Мохоровичича. Сама впадина оз. Байкал приурочена к зоне глубинного разлома».

Существование границ раздела в коре и мантии рифтовой зоны и аномальное состояние вещества подтверждаются глубинными магнито-вариационными и магнито-теллурическими зондированиями.

Работами 1962—1963 гг. впервые в районе оз. Байкал было выявлено аномальное понижение интенсивности бухтообразных вариаций геомагнитного поля, интерпретированное как уменьшение в этом районе сопротивления пород вследствие разогрева до нескользких сот градусов. Глубина зоны повышенных температур в районе Байкала оказалась порядка 80 км и 180 км на Сибирской платформе. Э. Э. Фотиади, Л. Л. Ваньян и др. на этом основании пришли к заключению о повышенной геотермической активности верхней мантии в Прибайкалье.

Выявленная аномальная зона разогрева подтвердилась и уточнилась магнито-теллурическими зондированиями, начатыми впервые на оз. Бай-

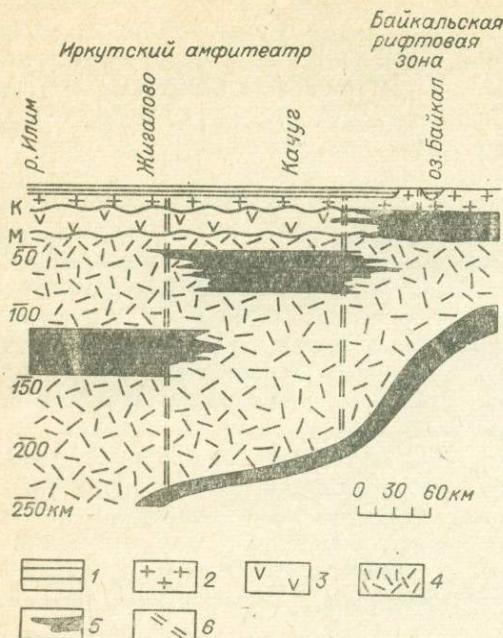


Рис. 16. Геоэлектрическая модель земной коры юга Восточной Сибири. По В. П. Горностаеву, 1970.

1 — осадочная толща; 2 — гранито-гнейсовый слой; 3 — гранулито-базитовый и эклогитовый слой; 4 — подкорковый слой (эмulsionия базита в перидотите); 5 — слои повышенной электропроводности; 6 — линии тектонических нарушений. К — граница Конрада, М — граница Мохоровичча.

по ним и прогревает среду до температур свыше 1000°C. Изотерма 1100° С в Байкальской рифтовой зоне находится на глубинах всего 15—20 км (Горностаев, 1972), тогда как в смежных районах платформы она, по данным К. А. Савинского, залегает на уровне 50—100 км. Благодаря этому достигается уменьшение сопротивления вещества в зоне Байкальского рифта до порядка 10—200 Ом в слое мощностью 25—30 км.

Причина низкого сопротивления слоя в рифтовой зоне, по мнению В. П. Горностаева, кроется в существовании очагов расплава на глубинах 12—40 км и увеличение общей пустотности (пористости) блока при заполнении пор ювелирной водой.

Разуплотнение пород земной коры и верхней мантии в зоне рифта подтверждается также уменьшением в этой области поля силы тяжести. Ю. А. Зорин (1971), исходя из условий изостатического равновесия, рассчитал глубину нижней границы зоны разуплотнения, оказавшуюся равной 60—80 км при толщине в верхней мантии 30 ± 10 км и глубине залегания подошвы земной коры в пределах рифтовых впадин. Расчеты велись из предположения о том, что недостаток масс частично компенсирован поднятием раздела Мохоровичча, частично же — повышением плотности коры и уменьшением плотности верхней мантии на $0,1—0,15$ г/см³ по сравнению с Сибирской платформой. Минимальная глубина раздела Мохоровичча под Байкалом оценена в 30 км, а под другими крупными рифтовыми впадинами — в 33—34 км. Ниже раздела Мохоровичча сразу залегает астеносферный слой (рис. 17). «Очевидно, — пишет Ю. А. Зорин (с. 132), — в выступе астеносферы под рифтовой зоной вещество верхней мантии обладает наименьшей плотностью, чем и обуславливается близость Байкальского свода в целом к состоянию изостатического равновесия. ... Рифтовые впадины образовались (с. 156), очевидно, в резуль-

тате зимой 1965/66 г. В 1970 г. В. П. Горностаевым была предложена геоэлектрическая модель (рис. 16), характеризующаяся специфическими особенностями, выражющимися в том, что по отношению к сопряженной с рифтом Сибирской платформе здесь резко уменьшается глубина залегания первого и второго электропроводящих слоев, которые располагаются на глубинах до 10—20 и 100—140 км. Причина изменения геоэлектрической модели кроется в различном тепловом режиме коры и верхней мантии этих регионов. Увеличение теплового потока соответствует увеличению суммарной проводимости по разностному графику ΔS от 140 до 1600 Ом. Ступенчатое вздымаение зон разогрева от платформы к рифту А. П. Буллесов, В. П. Горностаев связывают с вертикальными тепловыми потоками по глубинным разрывным нарушениям.

Тепловой поток, используя разломы в веществе коры и верхней мантии, проникает в 1000°C. Изотерма 1100° С в зоне рифта залегает на глубинах всего 15—20 км. Благодаря этому достигается уменьшение сопротивления вещества в зоне Байкальского рифта до порядка 10—200 Ом в слое мощностью 25—30 км.

тате утонения земной коры при ее растяжении ... Можно предположить, что источником растяжения является восходящее конвективное течение в мантии. Конвекция не обязательно должна быть циклической, она может иметь как тепловую, так и частичную гравитационную породу. Восходящий поток глубинного вещества мог обусловить повышенный разогрев земных недр рифтовой зоны и скопление под земной корой относительно легкого вещества мантии. Последнее, очевидно, и было причиной формирования Байкальского сводового поднятия.»

Высокий разогрев коры и мантии и, как следствие, изменение физических свойств слагающих их пород, установленные на территории Байкальской рифтовой зоны всеми проведенными геофизическими исследованиями, предопределяют и объясняют крупнейшую среди известных на континентах тепловую аномалию, которая фиксируется геотермическими измерениями.

Аномальные тепловые потоки и особое состояние вещества мантии в свою очередь определяют исключительно высокую мобильность этого сектора земной коры, начиная с конца палеогена — начала неогена до настоящего времени. Симптоматично, что изученная тепловая аномалия на Байкале совпадает с зоной концентрации эпицентров сильных землетрясений. В целом же Байкальская рифтовая зона резко выделяется на фоне смежных территорий исключительно высокой сейсмической активностью и располагается в области, где сила землетрясений достигает IX—X и более баллов по шкале MSK-64 (рис. 18).

Сейсмотектонические исследования и инструментальное изучение очагов землетрясений, проведенное сотрудниками ИЗК АН СССР (В. П. Солоненко, А. В. Трекков, Л. А. Миширина, С. И. Голенецкий и др.), показали, что в границах рифтовой зоны земная кора испытывает резко выраженное растяжение вкрест неотектонических структур, о чем свидетельствуют направления главных осей напряжений (рис. 18). В то же время за пределами рифта поле тектонических напряжений вкрест простирания неотектонических структур характеризуется близгоризонтальными сжимающимися усилиями. Имеющийся фактический материал не дает оснований для объяснения полей напряжений внерифтовыми процессами. «Эти напряжения рождаются в самой рифтовой системе и должны быть связаны с неизвестными нам процессами в верхней мантии Земли» (Солоненко, 1968, с. 70).

Высокий уровень сейсмичности, приуроченность эпицентров землетрясений к впадинам байкальского типа, а гипоцентров к глубинам 10—20 км, соответствующим электропроводящему слою с возможными очагами расплава, говорят о том, что тектоническое развитие рифта активно продолжается в настоящее время.

Приведенные данные об особенностях глубинного строения Байкальской рифтовой зоны убедительно свидетельствуют в пользу существования на этой территории условий для проникновения из нагретых до 500—1000° и более глубоких зон земной коры и мантии, насыщенных газами эндогенных ионно-молекулярных растворов (водных флюидов), генерация которых связана с особым разуплотненным состоянием вещества в астеносферном слое и локальными очагами расплава в земной коре.

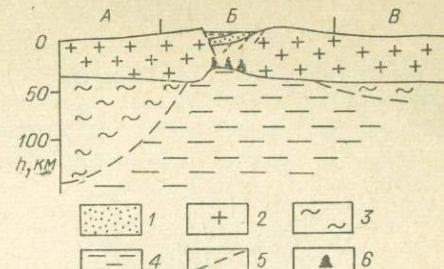


Рис. 17. Схематический глубинный разрез Байкальской рифтовой зоны и прилегающей территории. По Ю. А. Зорину, 1971.

А — Сибирская платформа; Б — Байкальская рифтовая зона; В — Забайкальская область умеренного горообразования; 1 — кайнозойские отложения; 2 — кристаллическая земная кора; 3 — кристаллическая часть мантии, включаемая в лitosферу; 4 — астеносфера (разрежение штриховки соответствует уменьшению плотности); 5 — разломы; 6 — основные и ультраосновные интрузии.

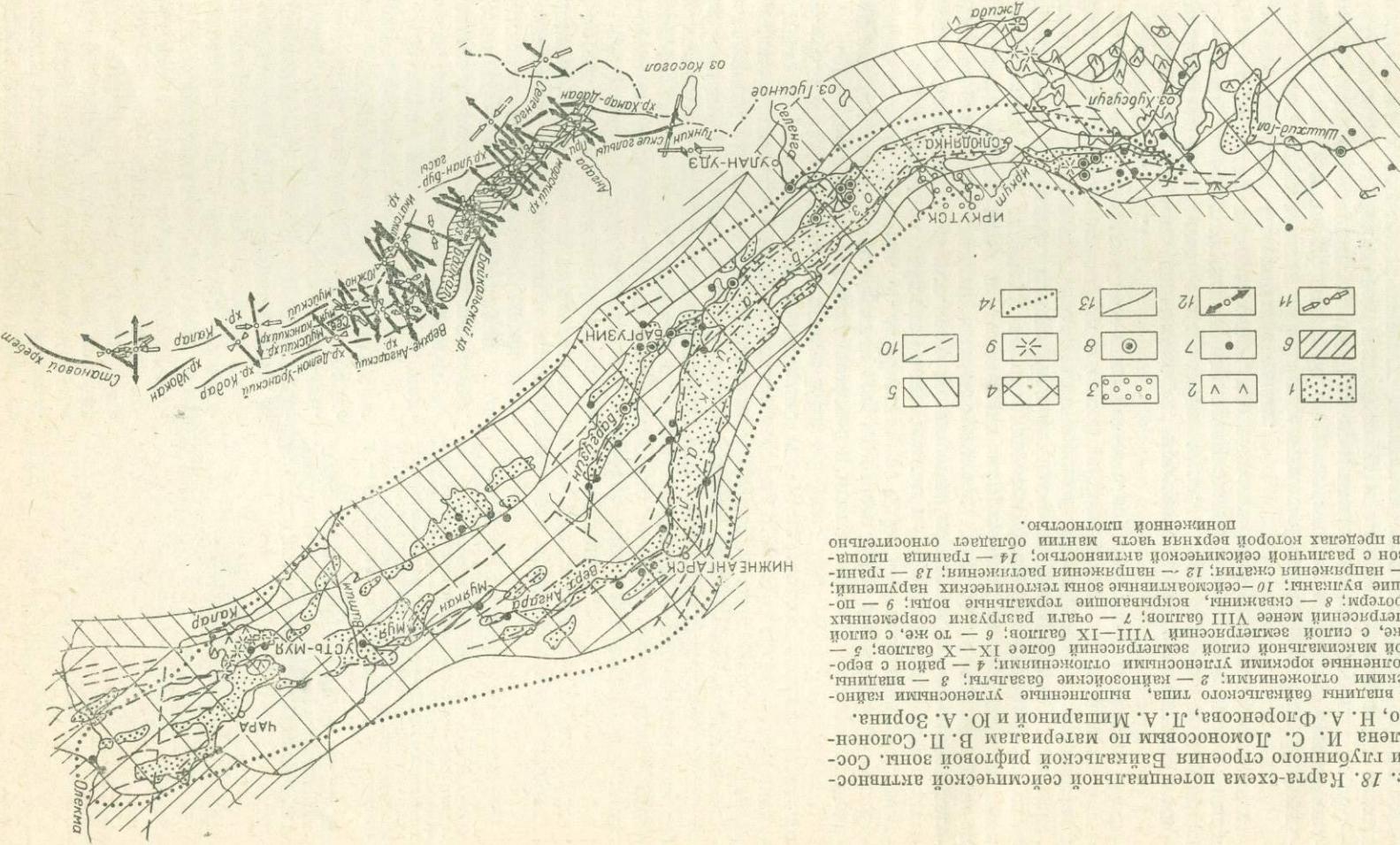


Рис. 18. Геологическое схематическое изображение залежей нефти и газа в Южном Казахстане.

1 — бактериальные газоносные залежи; 2 — бактериальные нефтеносные залежи; 3 — нефтеносные залежи, связанные с гипсом; 4 — пегматитовые залежи; 5 — нефтеносные залежи, связанные с кальцитом; 6 — нефтеносные залежи, связанные с доломитом; 7 — озерные нефтеносные залежи; 8 — соленосные, соленогенные залежи; 9 — нефтеносные залежи, связанные с гипсом; 10 — гипсометрические залежи; 11 — гипсокарбонатные залежи; 12 — гипсокарбонатные залежи, связанные с гипсом; 13 — гипсокарбонатные залежи, связанные с кальцитом; 14 — гипсокарбонатные залежи, связанные с доломитом.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

Анализ материалов, проведенный в предыдущих разделах работы, позволяет предложить модель формирования современных гидротерм (рис. 19), наиболее полно отражающую геологические особенности Байкальской рифтовой зоны и протекающие глубинные процессы.

Современные гидротермы не случайное эпизодическое явление в Байкальской рифтовой зоне, а логический результат длительного активного и весьма своеобразного этапа развития земной коры, особенно ярко проявившего себя с начала неогенового периода. В силу этого геологические факторы в формировании современных гидротерм рифтовой зоны играют основную роль, предопределяя распространение всех трех основных разновидностей гидротерм — азотных, углекислых и метановых. Азотные термы приурочены к центральной осевой части рифтовой зоны, где наиболее активно проявилась неотектоническая деятельность, связанная с глубинными сейсмоактивными разломами; углекислые термы распространены в районах развития четвертичных вулканов на флангах рифтовой зоны; метановые термы вскрываются скважинами во впадинах байкальского типа, выполненных кайнозойскими угленосными отложениями.

Однако геологические-структурные условия сами по себе еще не дают решения вопроса о генезисе современных гидротерм, остается неясным, какова же роль в их составе инфильтрационных, глубинных (магматогенных) и других типов вод.

Современные гидротермы являются сложными много-компонентными растворами (электролитами), в которых следует различать непосредственно саму воду (H_2O — растворитель), растворенные в ней соли, микроэлементы и газы.

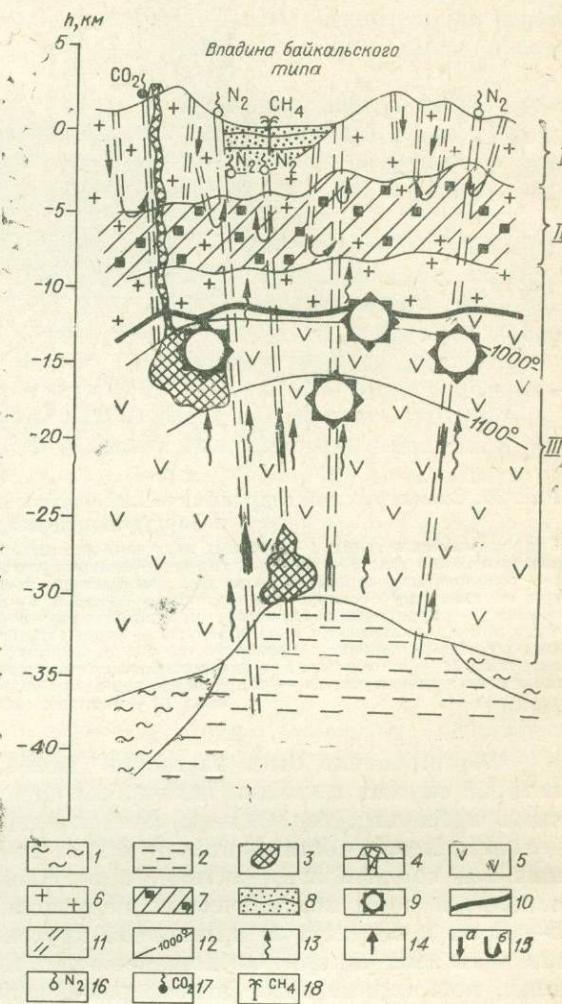


Рис. 19. Геохимическая модель формирования современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны.

I — зона развития современных гидротерм; II — зона рудоотложений (геохимический барьер); III — зона выноса ионно-молекулярных растворов (водных флюидов) и мобилизации вещества из вмещающих пород.
 1 — кристаллическая часть мантии, включаемая в литосферу; 2 — астеносфера (разряжение штриховки соответствует уменьшению плотности); 3 — основные и ультраосновные интрузии; 4 — четвертичный вулкан; 5 — гранулито-базитовый и эклогитовый слой; 6 — гранитогнейсовый слой; 7 — зона рудоотложений (геохимический барьер); 8 — кайнозойские отложения впадин байкальского типа; 9 — гипоцентры крупных землетрясений; 10 — граница Конрада; 11 — глубинные разломы; 12 — изотермы по данным геофизических исследований; 13 — кондуктивный тепловой поток; 14 — направление движения перегретых водных флюидов; 15 — направление движения инфильтрационных подземных вод; а — холодных, б — нагретых; 16 — выход азотных термов; 17 — выход углекислых термов; 18 — скважина, вскрывающая метановые термы.

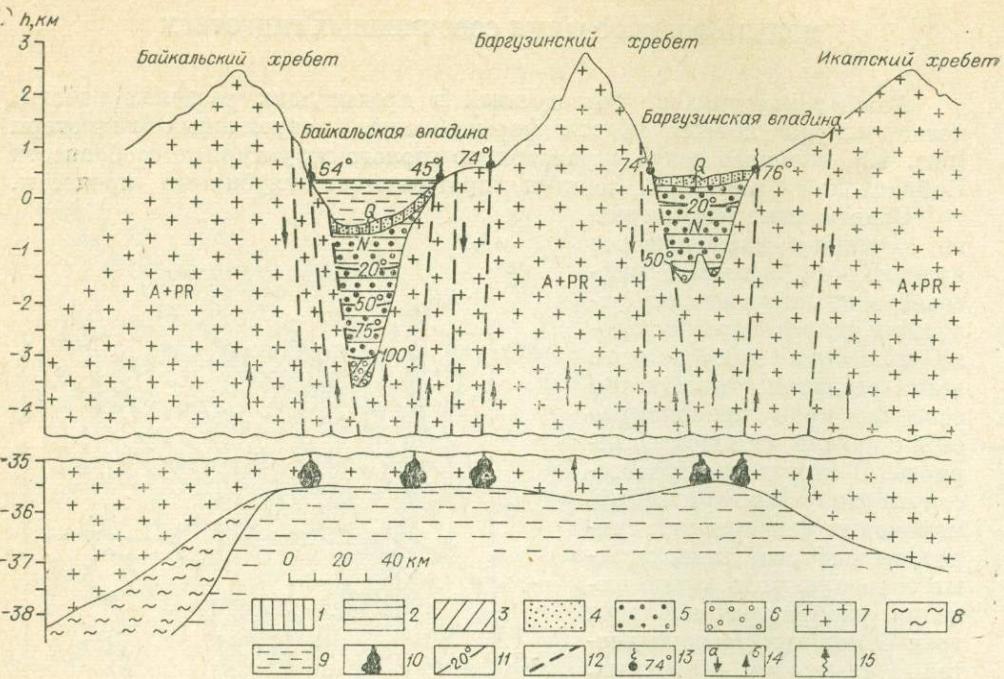


Рис. 20. Схематический гидрохимический разрез через северную котловину оз. Байкал и Баргузинскую впадину.

Гидрохимические зоны: 1 — пресных гидрокарбонатных, преимущественно кальциевых вод с минерализацией 0,5 г/л; 2 — пресных гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией до 1,0 г/л; 3 — солоноватых хлоридных натриевых вод с минерализацией до 4 г/л. Наименование подземных вод по газовому составу: 4 — кислородно-азотные; 5 — азотные; 6 — метановые. Прочие обозначения: 7 — практически безводные кристаллические породы земной коры; 8 — кристаллическая часть мантии, включаемая в литосферу; 9 — разуплотненное легкое вещество мантии с относительно пониженной величиной плотности (по Ю. А. Зорину, 1970); 10 — основные и ультраосновные интрузии; 11 — изотермы; 12 — предполагаемые тектонические нарушения; 13 — термальные источники и их температура; 14 — направление движения подземных вод: а — холодных, б — термальных; 15 — тепловой поток.

Формирование этих растворов начинается еще в атмосфере, водой которой служат основным источником пополнения их ресурсов. Большая часть метеорных вод (дождь, снег, конденсационная влага) перераспределяется поверхностным стоком и идет на пополнение холодных подземных вод верхней зоны активного водообмена. Другая, меньшая часть, используя зоны тектонических нарушений, проникает на глубины до 5—10 км и вступает в длительный круговорот, захватывающий глубинные зоны земной коры. Смешиваясь с поступающими снизу водными флюидами, метеогенные воды (атмосферные, поверхностные, холодные подземные) формируют пеструю гамму современных гидротерм — теплых и горячих источников, химический, микрокомпонентный, газовый и изотопный состав которых позволяет утверждать, что в их формировании, помимо вод метеогенной природы, участвуют эндогенные компоненты. На предлагаемой модели (см. рис. 19) выделена зона развития современных гидротерм в пределах Байкальского рифта, охватывающая глубины порядка 5—6 км. В этой зоне развиты гидротермы, геохимический облик которых соответствует непосредственно наблюдаемым и анализируемым водам термальных источников и скважин (рис. 20). Естественно, в результате интенсивного разбавления в верхней 5—6-километровой зоне земной коры растворитель современных гидротерм практически полностью представлен метеогенной водой, что подтверждается данными изотопного состава водорода и кислорода.

Азотные, углекислые и метановые термы имеют концентрацию дейтерия от -190 до $-108 \delta(D) \text{‰}$, относительно SMOW, сопоставимую с его

содержанием в атмосферных и поверхностных водах Восточной Сибири (от —90 до 210%) и средней концентрацией в воде оз. Байкал (—150%). Результаты определения концентрации O^{18} также укладываются в рамках обычных представлений об изотопном составе гидросфера и сопоставимы со средним изотопным составом поверхностных вод региона. Для современных гидротерм характерно содержание O^{18} от —13 до —19,68 (O^{18}) % относительно SMOW, в то время как в поверхностных водах Сибири и пресных холодных подземных водах Саяно-Байкальской горной страны оно изменяется от —10,9 до —19,3%. Вода оз. Байкал имеет среднее содержание —16%.

Некоторое утяжеление изотопного состава кислорода (—13%) характерно для термальных вод Ципинской впадины (источники Баунт, Бусани и др.), а повышенная концентрация тяжелого изотопа водорода намечается для термальных вод, вскрытых скважинами на глубинах более 150 м (—180—128%).

Низкие концентрации тяжелых изотопов водорода и кислорода в современных гидротермах свидетельствуют о формировании их основных ресурсов (растворителя) за счет неглубокозалегающих подземных вод земной коры и вод атмосферы. Вместе с тем, на основании данных по изотопному составу H^2 и O^{18} нет оснований полностью отрицать участие в формировании терм магматогенных вод, так как выделение последних среди большой массы инфильтрационных вод весьма затруднительно и требует более точных методов анализа. Доля участия эндогенной воды не поддается количественному учету и ориентировочно может быть оценена в несколько процентов.

Таким образом, современные гидротермы Байкальской рифтовой зоны представляют собой сильно разубоженные силикатные многокомпонентные растворы, сбросившие основной рудный груз при подъеме к поверхности, по мере изменения окислительно-восстановительных условий, температуры, давления и разбавления неглубокозалегающими подземными и атмосферными водами (Ломоносов, 1973).

Освобождение гидротерм от рудных компонентов и их накопление происходит при смене геохимических и гидродинамических обстановок. Индикаторами глубинного оруденения и наличия зон рудоотложения (см. рис. 19) являются вторичные гидротермальные изменения пород и другие проявления гидротермальной деятельности (новообразование флюорита и т. д.), отмеченные на Аршан-Тункинском, Ниловском и других разведанных месторождениях современных гидротерм и на отдельных источниках (Ципинский). Наиболее вероятно, что массовое сбрасывание основного рудного груза современными гидротермами Байкальской рифтовой зоны начинается на глубине 3—5 до 10 км. Основными процессами, приводящими к накоплению рудных компонентов, при этом являются гидролиз, сорбция и окисление-восстановление, которые происходят при смене гидродинамических, геохимических и термодинамических условий.

О реальности приведенных глубин залегания зоны рудоотложения косвенно свидетельствуют данные экспериментальных работ по изменению проницаемости гранитов и гнейсов при различных температурах и давлении, проведенные В. И. Николаенко и др. (1970). Авторы исследования, оперируя раствором с температурой 20—80° С, давлением раствора 200—350 кГ/см² и литостатическим давлением 225—525 кГ/см², пришли к выводу, что наиболее благоприятной для рудообразования является область глубин свыше одного километра.

Не менее интересные расчеты проведены Э. Г. Дистановым (1970), изучавшим возможные глубины колчедано-полиметаллического рудообразований гидротермально-метасоматических месторождений Алтая-Саянской складчатой области и Западного Забайкалья. Приняв температуру образования основных стадий рудного процесса в 250—375° С, Э. Г. Диста-

нов считает, что при открытом характере системы, в расчете на гидростатическое давление, смещение химических равновесий, сопровождающееся распадом отдельных комплексных соединений, и массовое выпадение рудного вещества теоретически должны происходить в интервале глубин от 300 до 2250 м в зависимости от температуры рудообразования.

Ниже зоны рудоотложений располагается зона выноса насыщенных газами ионно-молекулярных растворов (водных флюидов) и мобилизация вещества из вмещающих пород (см. рис. 19).

В пределах этой зоны генерируются флюиды, отвечающие по своему составу магматогенным и метаморфогенным гидротермальным растворам. Специфика магматогенных растворов по сравнению с водами метеогенной природы отражается в их химическом и газовом составе. Имеющиеся к настоящему времени данные позволяют говорить о преобладании в таких растворах хлоридов и фторидов натрия над другими компонентами при высоком потенциале кремнезема. В силу этого с определенной долей условности родоначальным членом генетического ряда современных гидротерм можно считать перегретые галоидные растворы щелочей, насыщенные кремнекислотой и содержащие в значительных количествах серу, ртуть и другие металлы, а в газовой фазе преимущественно CO_2 , H_2S , N_2 , H_2 , He и др. Состав метаморфогенных растворов усложняется за счет мобилизации металлов из вмещающих пород различных оболочек земной коры.

Выделенная нами зона, кроме части гранито-гнейсового слоя, полностью включает гранулито-базитовую и эклогитовую оболочки, а также верхнюю часть мантии. Наличие первичной (ювенильной) воды в этой зоне вряд ли может вызывать в настоящее время у кого-либо сомнение, достаточно сказать, что существует множество водных минералов (амфибол, слюда, серпентин и др.), слагающих базальтовый слой земной коры и, возможно, образующихся в верхней мантии. Дискуссионным остается только вопрос о состоянии этой воды в условиях высоких температур и давления и о ее количестве.

Рассматривая состояние воды в верхней мантии, можно говорить о таких возможных ее модификациях, как гидроксил-ионы или комбинированной форме в кристаллической структуре водных минералов, в интерстициях между кристаллами или во включениях в кристаллах.

Ю. А. Кузнецов и Э. П. Изох (1969), рассматривая процессы метасоматической гранитизации, перерастающей в гранитное магмообразование, считают, что последние не могут быть объяснены без предположения о периодическом локализованном на отдельных площадях или узких и протяженных зонах привносе воды и щелочей из подкоровых источников. Собственно этот процесс был наиболее строго обоснован работами акад. Д. С. Коржинского, выдвинувшего гипотезу «сквозьмагматических» растворов.

Показательны в этом отношении последние работы Г. Л. Поспелова, В. В. Аверьева и ряда других исследователей, пришедших на основании изучения различных регионов к вполне определенному выводу о существовании восходящего потока глубинного флюида, насыщение которого металлами происходит как в глубинной области, так и в ходе мобилизации из вмещающих пород.

Что касается количества воды в магматических расплавах, то А. А. Кадик, Е. Б. Лебедев и Н. И. Хитаров (1971), используя общегеологические представления об условиях образования магм в мантии и земной коре, данные о содержании воды в магматических породах, экспериментальные данные о влиянии воды на фазовые равновесия в силикатных системах и другие соображения, пришли к следующему заключению (с. 188): «Гранитные магмы содержали не менее 2 вес. % (возможно, в некоторых случаях 10 вес. %) воды... Максимальное среднее количество воды для основных магм должно составлять 5—6 вес. %... для основных магм остается

неясным соотношение между ювенильной (т. е. водой, полученной магмой при ее зарождении) и водой, поглощенной поднимающимся расплавом из вещества коры. Можно ожидать, что весьма высокие концентрации воды в основных магмах в отдельных случаях являются следствием этого взаимодействия».

Многократное разбавление флюидов при движении к поверхности инфильтрационными водами находит закономерное отражение в солевом, микрокомпонентном и газовом составе современных гидротерм. Такие компоненты ионно-солевого состава гидротерм, как гидрокарбонаты и карбонаты, имеют явно поверхностное, инфильтрационное происхождение, тогда как часть хлора, фтора и серы, по нашему мнению, имеет экспансионный генезис. Кроме основных компонентов, в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны в количествах, исчисляемых миллиграммами и десятками миллиграммов на литр, содержатся кремний, калий, железо, алюминий, стронций, литий и бром, в меньших количествах — щелочные и другие металлы. Всего установлено около 60 химических элементов. Расчеты показали, что вынос отдельных компонентов термальными водами составляет сотни и десятки тонн в год. К выходящим на поверхность гидротермам разломам нередко приурочены сульфидные, редкометальные и флюоритовые эпигермальные рудопроявления, а также кварцевые, флюоритовые, кальцитовые, кварц-карбонатные и другие жили, подтверждающие их гидротермальную природу.

Газовый состав большинства терм в результате их интенсивного разбавления инфильтрационными водами приближается к составу атмосферного воздуха. В то же время наличие благоприятной геолого-тектонической и геотермической обстановки на отдельных участках рифтовой зоны, несомненно, приводит к процессам обогащения газовой составляющей азотом термометаморфического происхождения. Химическое происхождение имеет и углекислый газ. Часть углекислоты является продуктом мантии и может быть отнесена к газам вулканического (магматического) происхождения, а другая часть — продуктом земной коры, так как ее образование связано с процессами термометаморфизма, протекающими на относительно небольших глубинах от поверхности.

По целому ряду факторов источником гелия следует считать не только радиоактивные элементы верхней гранитной оболочки земной коры, но и мантию, генерирующую ювенильный гелий наряду с другими компонентами. Подобно гелию часть аргона также может поступать из глубоких горизонтов земной коры и мантии и иметь ювенильное происхождение.

Труднее на основании имеющихся в нашем распоряжении материалов говорить о глубинном происхождении водорода, сероводорода и метана, хотя привнос этих газов из глубинных оболочек земли нами полностью не отрицается. Водород, как и метан, распространен в значительных количествах только в термальных водах, вскрытых скважинами в толще рыхлых, богатых органическим веществом кайнозойских отложений. При наличии в районах развития терм, насыщенных метаном и водородом, температурных аномалий естественно говорить о термическом и биохимическом преобразовании органического вещества и в результате этого процесса о выделении углеводородных газов и водорода. В то же время интенсивное проявление водорода в дельте р. Селенги наблюдалось лишь вблизи крупных тектонических нарушений, что позволило В. В. Самсонову (1963), детально изучавшему газопроявления района, предположить его глубинное происхождение. В случае с метаном остается неясным его высокое содержание (до 20—32 %) в составе свободных газов источников Ципинского и Шуринды, где нет мощной толщи осадочных отложений, а также метановых углеводородных газов в воде скважины Сухая, прошедшей в гнейсах. Таким образом, предположение о глубинном, неорганическом происхождении метана в термах рифтовой зоны

полностью отрицать нельзя. Что касается сероводорода и кислорода, содержащихся в незначительных количествах в современных гидротермах, то вопрос о их происхождении в настоящее время решается в пользу процессов, протекающих в приповерхностных условиях.

Предлагаемая гипотетическая модель формирования современных гидротерм основывается на данных о глубинном строении рифтовой зоны, полученных в результате геофизических исследований, которыми, в частности, установлено, что глубина гипоцентров большинства происходящих здесь землетрясений составляет 10—20 км. Такие землетрясения сопровождаются вскрытием древних или образованием новых разломов, вспарывающих земную кору и порою зияющих на поверхности. Естественно, что к таким разломам устремляются не только метеорные воды верхней оболочки, но и в первую очередь глубинные термальные растворы, перегретые водные пары и газы (гелий и др.) с различных термодинамических уровней земной коры и мантии, которые формируют гидротермальные системы, а при выходе на поверхность образуют современные гидротермы, представленные в Прибайкалье многочисленными термальными источниками.

Ф. А. Летников и др. (1969), подчеркивая специфику формирования таких гидротермальных систем в зонах глубинных разломов, отмечают, что последние выполняют роль не только активного флюидопроводника, но и структуры, в которую поступают растворы и газы из блоков вмещающих пород, прилегающих к разлому. Таким образом, не менее важным глубинным источником питания современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны являются связанные воды пород, высвобождающиеся и мигрирующие в периоды активных тектонических напряжений. Действительно, как показали исследования А. М. Блоха (1969) и др., первичное содержание связанной воды в изверженных породах достаточно для образования в определенные периоды активной тектонической деятельности мощных направленных потоков. Даже в случае, отмечает А. М. Блох, когда половина связанной воды в изверженной породе не перейдет в свободное состояние, из 1 км³ пород с содержанием связанной воды всего 2% будет высвобождено 10 млн. м³ воды, отличающейся в момент своего перехода в свободное состояние очень высокой агрессивной способностью.

Такие воды обогащены за счет мобилизации рудного вещества из вмещающих пород различными микрокомпонентами и представляют собой глубинные термальные растворы, участвующие в процессах эндогенного рудообразования.

Изложенные представления об источниках питания и природе современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны позволяют сделать вывод о большой роли последних в образовании и размещении рудных концентраций различных металлов.

ГЛАВА IV

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ДЛЯ БАЛЬНОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕЛЕЙ, ОРГАНИЗАЦИИ ЗОН ОТДЫХА И ЦЕНТРОВ ТУРИЗМА

Байкал называют жемчужиной Сибири. Своеобразным ожерельем этой жемчужины являются минеральные источники, выходящие не только на берегах Байкала, но и в горных районах, окружающих это уникальное

озеро-море. Широко известны здравницы Горячинск, Аршан-Тункинский, Нилова Пустынь и др., где для лечения используются термальные и углекислые воды. Кроме того, на многих минеральных источниках лечатся «диким» образом и отдыхают местные жители и туристы.

Учитывая исключительно благоприятные природные условия и интенсивное промышленное освоение этого региона, Правительство СССР в январе 1969 г. приняло постановление «О мерах по сохранению и рациональному использованию природных комплексов бассейна оз. Байкал», а в 1971 г. «О дополнительных мерах по обеспечению рационального использования и сохранению природных богатств бассейна оз. Байкал». «Генеральной схемой комплексного использования природных ресурсов оз. Байкал и его бассейна» предусматривается, в частности, создание на побережье озера природных парков, зон отдыха и курортов. Так, в бассейне оз. Байкал проектируется создание нескольких Государственных природных парков (Баргузинский, Ольхонский, Тункинский и др.), туристско-курортных районов: в долине р. Иркут-Тункинская долина с курортами Аршан и Нилова Пустынь, рек Баргузин и Турка с курортами Горячинск, Алла и Гарга, на байкальском побережье от Нижненянгарска до мыса Котельниковского; на восточном побережье Байкала в районе пригородной зоны г. Улан-Удэ; на северо-восточном побережье Байкала с бухтами Аяя, Хакусы, оз. Фролиха, долиной нижнего течения р. Верхняя Ангара и др.

При создании в Прибайкалье курортных районов необходимо и экономически целесообразно, с нашей точки зрения, идти по линии расширения существующих курортов, т. е. создавать крупные санаторно-курортные комплексы на 1000—3000 мест, а также открывать новые местные водолечебницы в удаленных и труднодоступных районах.

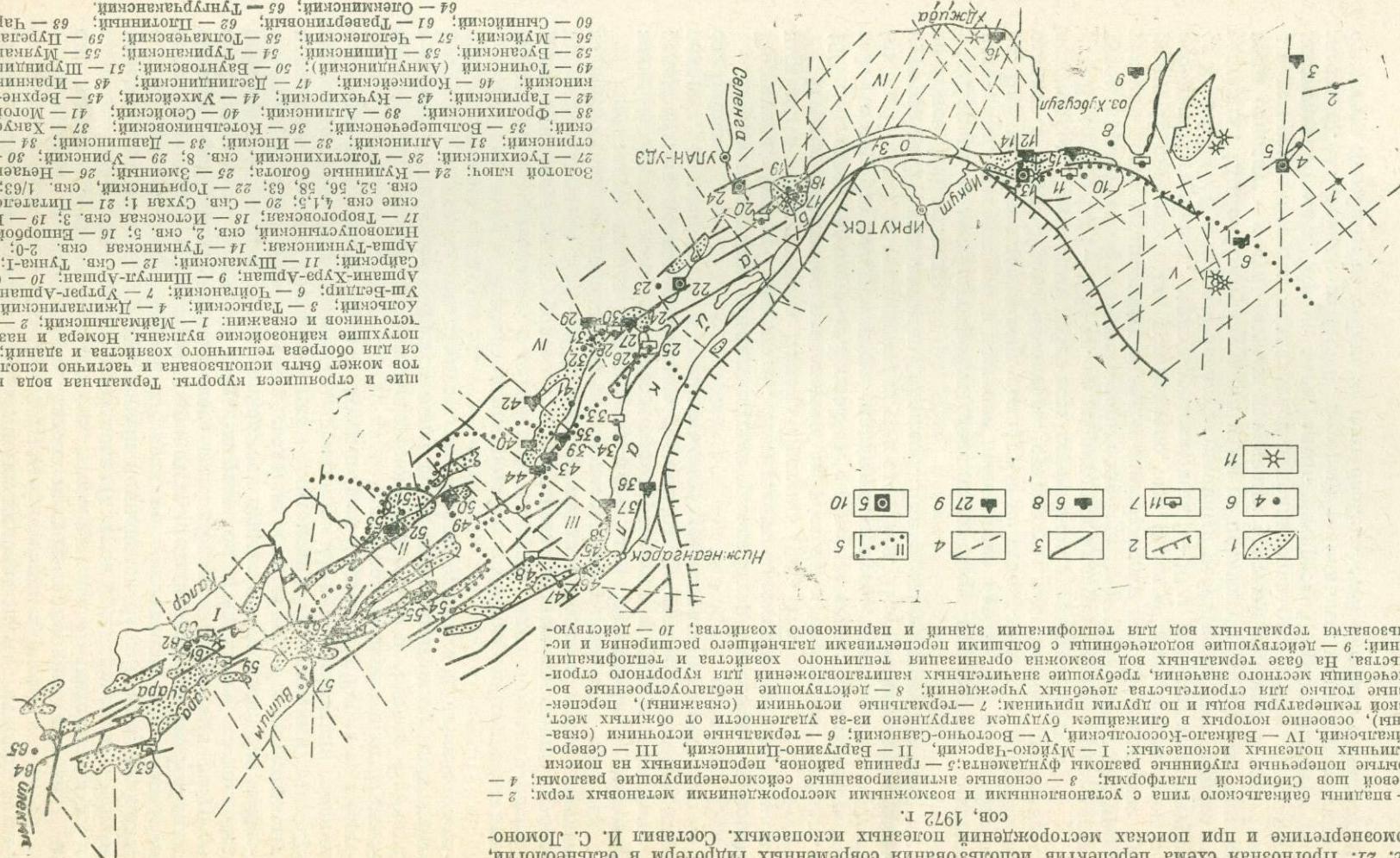
Результаты исследования термальных вод Байкальской рифтовой зоны позволяют наметить перспективы развития и дать практические рекомендации по использованию термальных и минеральных вод территории, прилегающей к уникальному хранилищу пресных вод — оз. Байкал.

Первоочередными объектами для расширения являются курорты Горячинск, Аршан-Тункинский, Питателевское месторождение термальных вод и водолечебница Нилова Пустынь (рис. 21).

Курорт Горячинск расположен на восточном берегу оз. Байкал в 170 км к северо-востоку от Улан-Удэ, с которым связан шоссейной дорогой. На курорте имеются шесть спальных корпусов, два ванных корпуса (на 6 и 17 ванн), поликлиника, клуб и столовая. Пропускная способность курорта до 300 чел. летом и 200 зимой. Для ванн ежедневно расходуется не более 100 м³ воды.

Курорт в лечебных целях использует воду природного горячего источника, выходящего в вершине небольшого оврага в 2 км от берега оз. Байкал. Термальная вода полностью не используется и излишек ее стекает в пруд. Кроме основного, существует ряд мелких термальных источников. Суммарный дебит всех источников превышает 23 л/с.

В течение 1961—1964 гг. на территории курорта Центральным институтом курортологии и физиотерапии проведены исследования для определения эксплуатационных запасов минеральных вод. В результате бурения 15 скважин было установлено, что горячие воды встречаются на небольших глубинах, редко превышающих 5—10 м, и имеют температуру от 9 до 55° С. Суммарный эксплуатационный дебит воды при самоизлиянии составлял 12 л/с. Минерализация воды не превышает 0,6 г/л, по составу воды относятся к сульфатным натриевым азотным термам. Содержание в воде кремнекислоты, являющейся дополнительным лечебным фактором, достигает 90 мг/л. Кроме того, очень интересной представляется нам мысль Ф. А. Летникова (1969), который термальные воды зон разломов относит к лечебным не только за счет особенностей солевого и микроком-



понентного состава, но главным образом потому, что они активированы. Такие воды более активно вымывают «шлаки» из человеческого организма и стимулируют физиологические процессы.

Термальная азотная кремнистая вода курорта Горячинск показана для лечения преимущественно заболеваний нервной системы, кожных, органов движения (артриты и полиартриты), хронических интоксикаций, гинекологических и урологических заболеваний. Следует отметить, что лечение этих заболеваний характерно и для других термальных вод Байкальской рифтовой зоны.

Курорт Горячинск имеет все возможности для дальнейшего развития и расширения. Этому способствуют большие запасы минеральных термальных вод (в ГКЗ утверждены запасы в количестве 1167 м³/сут), которые в настоящее время используются только частично, благоприятные климатические условия и удобное расположение в экономическом и транспортном отношениях.

В ближайшем будущем на основании постановления ВЦСПС предусматривается выстроить здесь курорт на 500 мест, хотя утвержденные запасы термальных вод обеспечивают строительство бальнеологического комплекса на 2000—2500 мест.

Термальные воды курорта, кроме лечебных целей, можно использовать для парникового хозяйства, теплофикации зданий и других нужд.

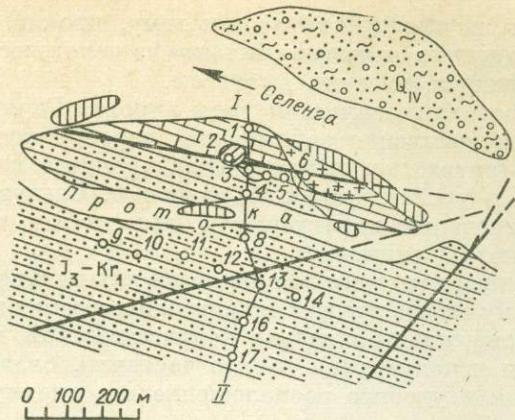
Питателевское месторождение (проектируемый курорт) находится на левом берегу Селенги у ж. д. ст. Татаурово Восточно-Сибирской железной дороги в 54 км западнее г. Улан-Удэ. Высокие бальнеологические свойства воды Питателевских источников послужили основанием для создания в начале нашего столетия на их базе примитивного курорта, который существовал до 1938 г., когда естественный выход терм был затоплен водами р. Селенги. Источники термальных вод хорошо оконтуриваются в зимнее время по многочисленным проталинам в русле и газирующими грифончикам на островах. Общая площадь разгрузки составляет 1 км². Наиболее концентрированный выход минеральных вод на площади 0,3 км² совпадает с зоной пересечения разломов двух направлений и приурочен к участку наименее глубокого залегания древних изверженных пород. В результате проведенных в 1961—1964 гг. Бурятским геологическим управлением поисково-разведочных работ было установлено, что термальные воды залегают на различных глубинах, достигающих 260 м, и при вскрытии фонтанируют с напором до 1—5 м выше поверхности земли (рис. 22). Максимальный дебит скважин составил 38 л/с при понижении уровня 58 м. При этом отмечается тесная взаимосвязь дебита и уровня минеральной воды в скважинах с режимом р. Селенги.

В настоящее время на месторождении термальных вод подсчитаны эксплуатационные запасы минеральной воды. Государственная комиссия по запасам утвердила запасы Питателевского месторождения термальных минеральных вод для бальнеологических целей проектируемого курорта в количестве 1987 м³/сут с правом проектирования и строительства курорта. Центральным советом по управлению курортами профсоюзов в 1965 г. было принято решение о проектировании курорта на 100 мест.

Близость Питателевского месторождения к г. Улан-Удэ делает также возможным использование азотных терм для внекурортного лечения.

Высокая температура минеральных вод (65—70°), значительное содержание кремнекислоты (до 100 мг/л) и наличие большого количества микроэлементов делают сульфатные натриевые минеральные воды Питателевского месторождения очень ценным бальнеологическим фактором, а обеспеченные запасы их открывают широкие перспективы для дальнейшего развития курорта.

Водолечебница Нилова Пустынь. На юге Прибайкалья в Тункинском районе Бурятской АССР в среднем течении р. Иркут выходят хорошо известные жителям Иркутской области и Бурятской республики радио-



Разрез по линии I-II

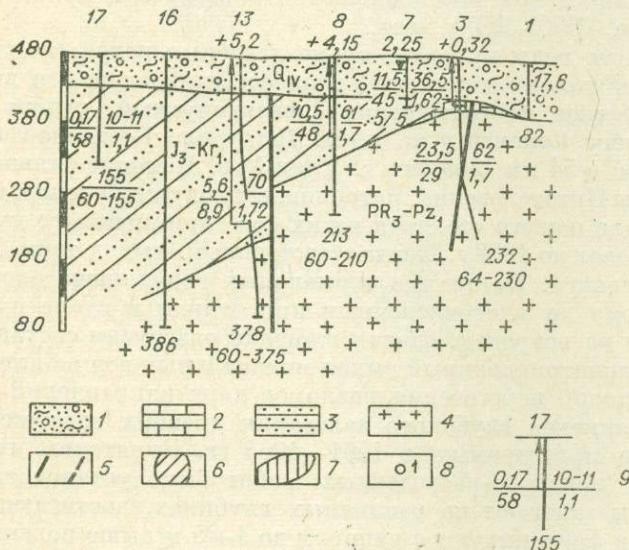


Рис. 22. Гидрогеологическая карта и разрез Питателевского месторождения термальных вод. Составил И. С. Ломоносов по данным И. М. Борисенко (1968).

- 1 — гравийно-галечные отложения: пески, супеси, суглинки (Q_{1V});
- 2 — песчаники, реже конгломераты и алевролиты (J_3 — K_1); 3 — конгломераты, песчаники, алевролиты (J_3 — K_1); 4 — пересушенные интуризмы баргузинского и витимского комплексов (P_{K_1} — P_{2I}) — граниты;
- 5 — тектонические контакты (достоверные и скрытые под более молодыми отложениями); 6 — участок с повышенной температурой воды;
- 7 — зимние проталины на р. Селенге; 8 — скважины; 9 — скважины на разрезе (стрелка — глубина появления и статический уровень термальных вод, м; слева: в числителе — дебит, л/с, в знаменателе понижение, м; справа: в числителе — максимальная температура воды, °С, в знаменателе — минерализация, г/л; внизу — глубина скважин и интервал опробования, м).

вые термальные источники Ниловой Пустыни. Целебные воды Ниловой Пустыни начали осваиваться еще в начале XIX в.

Выходы термальных вод Ниловой Пустыни находятся на правом берегу рч. Эхе-Угунь (левый приток р. Икут), в 7 км от устья и в 10 км на север от с. Туран. Дебит родников изменяется от 0,6 до 2,0 л/с. В 1964—1966 гг. Бурятское геологическое управление провело на источниках Ниловой Пустыни детальную разведку с целью подсчета эксплуатационных запасов термальных вод для обоснования проекта строительства

курорта республиканского значения. На месторождении пробурено пять скважин глубиной до 300 м, которыми установлена приуроченность термальных вод к тектоническим нарушениям в гранитах. Государственная комиссия по запасам в 1967 г. утвердила эксплуатационные запасы термальных вод месторождения Нилова Пустынь для бальнеологических целей по категории А — 8 л/с, В — 0,3 л/с и С — 17 л/с. Этими запасами ресурсы месторождений не исчерпываются. Здесь может быть получено значительно большее количество термальной воды с температурой 40—42°С и минерализацией до 1,0 г/л. Воды Ниловой Пустыни являются высокоеффективными радиоактивными кремнистыми сульфатными натриевыми термами с температурой 41—42° С, содержанием кремнекислоты до 90 мг/л, радона 7,0—9,9 мМк Кюри/л.

В настоящее время на Ниловских источниках имеется несколько жилых корпусов на 650 мест, ванные здания и столовая. Показаниями для лечения являются хронический ревматизм (суставной, мышечный), артриты, ряд кожных и гинекологических заболеваний, а также заболевания нервной системы. Хорошие результаты дает лечение трофических язв, разнообразных контрактур и других остаточных явлений после травм, заболеваний верхних дыхательных путей и придаточных полостей носа. В летнее время посещаемость водолечебницы достигает до 1200 чел. и более, что говорит о существовании больших перспектив для санаторно-курортного строительства и необходимости создания на Ниловских водах союзно-республиканского курорта.

Водолечебница Нилова Пустынь наиболее доступна для населения таких близко расположенных промышленных центров Восточной Сибири, как Иркутск, Ангарск, Черемхово и др. Создание на базе радоновых терм крупного курорта позволит в полной мере использовать целебные свойства этих вод, запасы которых только по категории А и В обеспечивают строительство курорта на 800—1000 мест.

Курорт Аршан-Тункинский. Наиболее популярным курортом Прибайкалья является Аршан-Тункинский. В 1968 г. на курорте скв. 28, расположенной в 530 м от горного обрамления Тункинской впадины, выведены с глубины 400—650 м углекислые сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды с температурой на изливе 43,5° С. По данным М. А. Кашиной, производительность скважины составляет 14 л/с, что вдвое превышает суммарный дебит всех ранее пробуренных на месторождении продуктивных скважин. Скважина самоизливается, высота напора над устьем достигает 6,4 м. Термальная вода скв. 28 характеризуется высокой газонасыщенностью, содержание свободной углекислоты достигает 9,5 г/л, кремнекислоты 120 мг/л, минерализация 4,1 г/л.

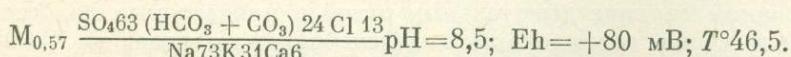
В настоящее время на курорте Аршан-Тункинский, располагающем 470—500 койками (данные Бурятского облпрофсовета), для лечебных целей используются горячие и холодные углекислые воды типа кисловодского нарзана. Для ванн, питьевых целей и розлива расходуется около 0,8 л/с при утвержденных запасах холодной углекислой воды 4 л/с. Открытие углекислых терм значительно расширяет перспективы дальнейшего развития курорта. Углекислые термы могут явиться основной базой дальнейшего развития Аршан-Тункинского курорта, который намечено переоборудовать в курортно-санаторный комплекс на 3000 мест, обслуживающий население Восточной Сибири и Дальнего Востока. Решением ВЦСПС с 1968 г. на курорте уже начато строительство санатория на 500 мест.

Курорт Уш-Белдир, расположенный в труднодоступной высокогорной местности на востоке Тувы в Прихубсугульском нагорье, функционирует с 1956 г. В результате работ Центрального института курортологии и физиотерапии в 1963—1966 гг. были подсчитаны запасы азотных терм месторождений по категории В, которые оказались равными 7,6 л/с. Температура воды достигает 80° С.

Пропускная способность курорта 150—170 чел. в месяц. Подсчитанные запасы термальных вод дают возможность увеличить количество больных, ежемесячно посещающих курорт, минимум до 400—500 чел. и перевести курорт на круглогодичное функционирование. Высокая температура воды и большие запасы ее позволяют рекомендовать их для отопления зданий курорта и организации теплично-парникового хозяйства.

Курорт Аршан-Хурэ-Аршан находится в Монгольской народной республике и расположен в долине р. Аршани-гол в 50 км к северо-востоку от пос. Хадгал и в 20 км к востоку от оз. Хубсугул. Курорт функционирует с 1950 г. и имеет пропускную способность 2000 чел. в год. На курорте отмечается до 20 выходов термальных вод с температурой 39—46,5° С и суммарным дебитом 5 л/с.

Азотные термы с минерализацией до 0,6 г/л характеризуются специфическим химическим составом. По данным обследования 1971 г. (Б. И. Писарский, Г. М. Шпейзер и др.), вода относится к гидрокарбонатно-сульфатной калиево-натриевой с содержанием фтора 9—10 мг/л. Формула Курлова этих терм имеет следующий вид:



Курорт имеет все возможности для дальнейшего расширения.

Наряду со строительством и расширением курортов на наиболее доступных источниках следует создавать местные водолечебницы с обеспечением надлежащего медицинского надзора.

Сезонные водолечебницы и дома отдыха, использующие термальные воды в лечебных целях, построены силами отдельных предприятий и организаций на Гаргинском, Баунтовском, Хакусском, Аллинском, Гусихинском, Жемчугском и некоторых других источниках, однако отсутствие постоянного медицинского контроля на них не приносит должного лечебного эффекта, т. к. воды часто используются без учета показаний к лечению.

Водолечебница Гарга. Гаргинские радоновые сульфатные натриевые термы выходят на правом берегу р. Гарга (левый приток р. Баргузин) в 78 км восточнее с. Курумкан и в 550 км к северу от г. Улан-Үдэ. От с. Курумкан на источник идет проселочная дорога с паромом через р. Баргузин и бродом через р. Гарга. В большую воду брод через р. Гарга труднопроходим.

В настоящее время на источнике функционирует водолечебница местного значения с медицинским обслуживанием, ванным корпусом (4 ванны), жилым зданием на 60 чел., столовой и клубом. На базе Гаргинских источников Курумканским СМУ и районздравотделом ведется строительство районной бальнеолечебницы.

Сульфатная натриевая вода Гаргинского источника имеет температуру до 76° С, содержит сероводород (11,9 мг/л), кремнекислоту (58,5 мг/л) и обладает повышенной радиоактивностью (4,3 ммКюри/л). Дебит источника достигает 3 л/с. Лечебные показания минеральной воды Гаргинского источника те же, что и для воды курорта Нилова Пустынь.

В перспективе на базе бальнеолечебницы может быть построен курорт, а тепло термальных вод использовано для теплофикации зданий и парникового хозяйства.

Баунтовская водолечебница создана в 1937 г. на базе горячего источника, расположенного в устье р. Верхняя Ципа, впадающей в оз. Баунт. Водолечебница функционирует сезонно с июня по сентябрь и имеет пропускную способность до 100 чел. в месяц, хотя рассчитана на 50 лечебных мест. На водолечебнице имеется ванный корпус, столовая и прачечная. Дебит основного источника 8—10 л/с, максимальная температура 53° С.

Пресная, азотная фторидно-карбонатная натриевая вода источника содержит до 65 мг/л кремнекислоты, 24 мг/л фтора и является ценным лечебным фактором, хотя по фтору не может быть использована для внутреннего употребления.

Значительные ресурсы термальных вод позволяют рекомендовать в будущем организацию на базе источника теплофицированного курорта и строительство тепличного хозяйства.

Водолечебница Хакусы находится на берегу оз. Байкал в бухте Хакусы в Северо-Байкальском районе Бурятской АССР.

Источники, являющиеся гидроминеральной базой водолечебницы, выходят из гранитов, которыми сложен склон долины руч. Горячего. Дебит достигает 40 л/с при температуре 44—46° С.

Вода по химическому составу сульфатная натриевая, с минерализацией 0,3 г/л, имеет щелочную реакцию и сходна с минеральной водой курорта Горячинск. На источнике имеется ванное здание и четыре корпуса для отдыхающих.

Источник Хакусы весьма перспективен для дальнейшего развития и строительства на его базе курорта и тепличного хозяйства. Этому благоприятствует удобное сообщение пароходом, курсирующими по оз. Байкал от пристани Байкал до г. Верхнеангарск, и большие запасы высокоэффективной горячей лечебной воды, являющейся надежной гидроминеральной базой для крупного курорта.

Здравница Алла. В долине р. Баргузин по р. Алла в месте выхода ее из Баргузинского хребта находится большая группа (более 50) горячих источников с температурой от 50 до 77° С. Источники расположены в 8 км от д. Алла, с которой они связаны автомобильной дорогой. Суммарный дебит источников определить не представляется возможным, по предварительной оценке он не менее 10—20 л/с. По химическому составу термальная вода источников несколько отличается от рассмотренных выше, так как в ней наряду с сульфатами большую роль играет гидрокарбонат-ион. Кроме того, вода отличается наибольшим из известных в Прибайкалье источников содержанием кремнекислоты (до 120 мг/л) и несколько повышенным — сероводорода (до 24 мг/л). На Аллинском источнике 2 бани с бассейнами для приема ванн, построено 4 дома на 70—80 чел. и начато строительство еще нескольких домов для приезжающих на лечение больных.

Обеспеченная гидроминеральная база, ценные качества воды и удобное расположение позволяют рекомендовать Аллинские источники для строительства курорта.

Гусихинская водолечебница расположена в Баргузинской долине в 50 км юго-западнее с. Баргузин, с которым она соединена хорошей шоссейной дорогой.

Гусихинский источник имеет два выхода с дебитом 0,62 и 0,14 л/с каждый. Температура воды 55° С. Вода сульфатная натриевая, содержит 6,5 мг/л сероводорода и, таким образом, напоминает минеральную воду курорта Горячинск.

На источнике имеется ванное здание с тремя ваннами и гостиница на 10—20 чел. отдыхающих, которая обслуживает работников Баргузинского леспромхоза. Зимой в декабре—марте водолечебница не функционирует.

В 1965 г. Баргузинской партией Бурятского геологического управления на источнике пробурена скважина, вскрывшая термальную воду с температурой 74° С. Дебит скважины при фонтанизации составлял 0,45 л/с, а при понижении уровня воды на 26 м равнялся 7,3 л/с. По минерализации (0,7 г/л) и химическому составу термальная вода практически идентична воде источника.

Высокая температура воды и ценные лечебные свойства позволяют рекомендовать на базе Гусихинского источника и скважины расширение

строительства теплофицированных лечебных учреждений и жилых корпусов.

Водолечебница Жемчуг. Перспективным для санаторно-курортного строительства является район скважины близ с. Жемчуг в Тункинской впадине, вскрытой в 1954 г. на глубине около 1000 м в кайнозойских отложениях термальную воду гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией 1,2 г/л. В газовом составе термальной воды (40°C) преобладает метан (более 80 об. %).

Бальнеологические свойства термальных вод скважины в настоящее время изучены слабо, несмотря на это, уже сейчас у скважины имеется ванный корпус и построено двухэтажное здание для отдыхающих железнодорожников ст. Слюдянка ВСЖД.

Удобное в экономическом отношении местоположение и значительные запасы термальной минеральной воды (скважина с 1954 г. фонтанирует с дебитом 8 л/с), вполне обеспечивающие лечение 1000 и более человек, делает Жемчужскую скважину перспективным объектом для строительства на ее базе крупной здравницы. Термальная вода скважины после искусственного насыщения углекислотой может быть использована также для разлива как столовая минеральная вода.

Тарысская сезонная здравница находится в Тувинской АССР в отрогах Прихусгульского нагорья в устье руч. Аржанц. Здравница организована в 1955 г. За летний сезон ее посещает около 4000 чел. По данным Е. В. Пиннекера, посетившего источники в 1967 г., здесь насчитывается 18 выходов термальных вод, из которых 14 каптировано бревенчатыми избушками с примитивными ваннами и два — срубами. Общий расход всех источников 2,4 л/с, температура колеблется от 11 до 48°C . Сульфатная натриевая минеральная вода источников близка по составу к термам курорта Горячинск. Тарысские источники перспективны для создания на них круглогодичной здравницы.

Термальные источники, перспективные для строительства водолечебниц. Специфические фторидно-гидрокарбонатные натриевые термальные воды выходят на поверхность на западном берегу оз. Байкал у мыса Котельникова, а также в Баргузинской долине (источники Кучехирский, Умхейский, Сеойский) и в районе оз. Баунт (источник Ципинский и др.).

К отельнико́вские термы отличаются относительно высокой температурой, по замерам в разные годы изменяющейся от 43 до 51°C , значительным содержанием кремнекислоты (до 80—90 мг/л) и фтора (20 мг/л). Дебит источников при соответствующем каптаже может составлять несколько десятков литров в секунду. На источниках имеются два корпуса с пятью ваннами, принадлежащие местному колхозу. За летний период их посещает до 70—100 чел. Какое-либо регулярное сообщение с Котельниковскими источниками отсутствует.

Несмотря на то, что освоение Котельниковского источника затруднено отсутствием удобных путей сообщения, качество лечебной воды позволяет рекомендовать источник для строительства на его базе водолечебницы.

Кучехирский фторидно-сульфатно-гидрокарбонатный натриевый горячий источник (фтора 14 мг/л) расположен на правом берегу р. Баргузин в заболоченной местности на уроцище Кучехир, в 5 км к северо-востоку от пос. Ягдаг и в 175 км к северу от пос. Баргузин. Выход горячих сероводородных (29 мг/л) вод находится у подножья восточного склона Баргузинского хребта. Горячие воды с температурой 44°C проходят через толщу лечебной сероводородной грязи, содержащей более 100 мг/л сероводорода, подогревая ее и обогащая еще более. На источнике три жилых дома и помещение для ванн, в котором горячая вода используется вместе с лечебной грязью. Однако небольшое строение приспособлено для обмывания. Медицинское обслуживание отсутствует. Дебит

главного выхода минеральной воды, каптированного деревянным срубом, равен 1,1 л/с.

На Кучехирском источнике может быть построена водогрязелечебница, для чего необходимо подсчитать запасы термальных вод и лечебных грязей. Необходимость строительства лечебницы диктуется еще и тем, что, несмотря на примитивные условия лечения и практически не приспособленные для отдыха жилые постройки, источник круглогодично посещается больными (до 200—300 чел.) с тяжелыми ревматическими и сердечно-сосудистыми заболеваниями.

Умхейские горячие источники расположены на острове р. Баргузин в 15 км севернее п. Ягдаг и представляют групповой выход терм, насчитывающих до 150 отдельных головок. Два основных выхода, слияясь, образуют горячее озеро шириной 20—30 м и длиной до 100 м. На дне озера бьют многочисленные грифоны. Суммарный дебит только этих источников, судя по расходу ручья, вытекающего из озера, равен 7 л/с. Максимальная замеренная температура воды 46° С. По химическому составу вода фторидно-сульфатно-гидрокарбонатная, содержащая до 14 мг/л фтора и 31 мг/л сероводорода.

На источнике имеется примитивное ванное помещение (одна деревянная ванна). Совхозом «Дыренский» на источнике построено новое жилое здание на 20 чел.

Термальная вода Умхейского источника, обладающая высокими бальнеологическими свойствами, может быть рекомендована для строительства на ее основе местной водолечебницы.

Сеийский термальный источник расположен в долине небольшой реч. Сея, впадающей в р. Джирга — левый приток р. Баргузин. Источник представляет собой воронкообразное углубление — озеро, диаметром 4×5 м и глубиной до 1—2 м. Со дна озера бьют многочисленные грифоны с температурой воды до 55° С.

Близ озера, из которого по желобу вытекает горячая вода с расходом 16 л/с, в 1966 г. построен ванный корпус на две ванны, имеются три деревянных дома, и силами Майского леспромхоза строится дом отдыха на 25—30 чел.

По химическому составу вода близка к воде Умхейского источника и может быть рекомендована как гидроминеральная база для строительства водолечебницы.

Большие перспективы для использования в бальнеологических целях имеет термальная вода Ципинского источника, расположенного в 10—12 км от пос. Уакит на левом берегу р. Могой, притока р. Ципа (Ципинская впадина). Групповой выход Ципинских источников, связанный с гранитными породами, характеризуется исключительно высоким суммарным дебитом, достигающим 50—60 л/с и температурой 81° С. Вода источника может быть использована для строительства местной теплофицированной водолечебницы для работников золотодобывающей промышленности района.

Фторидно-гидрокарбонатные термальные воды Котельниковского, Кучехирского, Умхейского, Сеийского и Ципинского источников по типу близки лечебной воде курорта Кульдур (Дальний Восток), Болгарского курорта Павел Баня (источник Кадеммия) и др.

На севере Прибайкалья в долине р. Верхняя Ангара, близ пос. Верхнеангарск (пос. Кумора), расположена группа термальных Ирканских источников. Источник Иркана выходит несколькими газирующими струями на берегу одноименного озера. Температура минеральной воды 32,5° С, а суммарный дебит достигает 10 л/с. По составу вода сульфатная натриевая, щелочная, содержит 23 мг/л кремнекислоты и небольшое количество сероводорода. Приуроченность источника к довольно обжитому району, регулярное пароходное сообщение между пос. Верхнеангарск и г. Нижнеангарск, строительство в районе

трассы Байкало-Амурской железной дороги благоприятствуют освоению и эксплуатации источника и строительству на его базе водолечебницы, обслуживающей жителей северных районов Прибайкалья.

Енгорбайский (Джидинский) термальный источник находится на правом берегу р. Джиды в ее верхнем течении, близ пос. Енгорбай, и представляет собой групповой выход сульфатных натриевых терм, приуроченный к тектоническому нарушению в гранитах протерозоя. Температура воды в различных выходах изменяется от 28° до 40,5° С, а суммарный дебит достигает 2,3 л/с. В настоящее время на источнике имеется несколько примитивных деревянных ванн.

Благоприятное расположение источника позволяет рекомендовать строительство на его базе водолечебницы, обслуживающей горняков Джидинского вольфрамово-молибденового комбината.

Давшинский термальный источник. Удобное положение на берегу оз. Байкал в красивой, благоприятной для строительства местности в пределах Баргузинского заповедника открывает большие перспективы для строительства водолечебницы, обслуживающей сотрудников заповедника на Давшинском термальном источнике, который выходит на восточном берегу оз. Байкал в пос. Давша. На источнике построено ванное помещение с бассейном, состоящим из двух отделений, где термальная вода (41,5° С) используется сотрудниками заповедника как для лечебных, так и для бытовых целей.

Гидрокарбонатно-сульфатная натриевая вода источника содержит 41 мг/л кремнекислоты и до 14 мг/л фтора. Дебит источника более 1,0 л/с.

Прочие термальные источники («дикие» курорты). Кроме перечисленных проявлений термальных лечебных вод, перспективных для создания на их базе курортов и здравниц, в пределах Байкальской рифтовой зоны имеется еще целый ряд термальных источников, которые могут быть использованы для строительства водолечебниц, пансионатов и туристских баз. Не рассматривая каждый из этих источников в отдельности, отметим, что наиболее перспективными из них являются азотные термальные Пурелагский и Горячий ключ в Чарской долине; Муйский и Муяканский, расположенные в одноименных долинах по трассе строящейся Байкало-Амурской железнодорожной магистрали; Быстренский, Толстихинский и Уринский в долине р. Баргузин; Змеиный на полуострове оз. Байкала — Святой Нос; источник Золотой ключ в долине р. Турка. По лечебным свойствам воды перечисленных источников эффективны для лечения заболеваний органов движения, нервной системы и различных травм.

Кроме азотных, большой лечебный эффект имеют минеральные термальные воды, содержащие в газовом составе метан, а в составе ионов гидрокарбонаты натрия. Воды этого типа, кроме рассмотренной выше скважины близ с. Жемчуг, широко развиты в районе устья р. Селенги, где они вскрыты глубокими скважинами близ д. Сухая, поселков Исток, Степной дворец, Творогово и др.

Особую группу минеральных лечебных вод представляют термальные воды, насыщенные углекислым газом. Углекислые термы отсутствуют в пределах центральной части Байкальской рифтовой зоны и появляются лишь на ее крайних юго-западном и северо-восточном окончаниях. Так, в горном обрамлении Тункинской впадины известен Шумакский углекислый радоновый термальный источник гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава с минерализацией 0,8 г/л, содержанием углекислоты до 690 мг/л, температурой 37,5° С и количеством радона до 30 ммкКюри/л.

Наиболее детально этот источник изучен в последние годы И. М. Борисенко, которым описано более 100 выходов минеральных вод с суммарным расходом 11,5 л/с. Несмотря на удаленность и труднодоступность, Шумакские воды ежегодно посещают более 500 чел.

Весьма обширен круг показаний для лечения на этом уникальном источнике. Врач А. В. Булгатов к их числу относит заболевания кишечно-желудочного тракта, печени и желчных путей, мочекислый диатез, диабет, функциональные расстройства сердечно-сосудистой и нервной системы, катаральные хронические заболевания верхних дыхательных путей и др.

Другим не менее ценным в бальнеологическом отношении углекислым источником является группа Чойганских терм, выходящих в долине р. Аршан-Хем — правом истоке р. Изиг-Суг в Восточном Саяне. Радоновые углекислые термы Чойгана имеют температуру до 35—38,8° С, содержат 500—700 мг/л углекислоты и до 15,5 ммКюри/л радона (Пиннекер, 1968). Суммарный расход источников достигает 50 л/с. По химическому составу углекислые термы Чойгана относятся к гидрокарбонатным кальциево-натриевым и близки к углекислым водам Боржоми.

На северо-восточном фланге рифтовой зоны в горном обрамлении Чарской впадины выходит теплый (18° С) углекислый источник Сыни. По химическому составу вода источника железистая, гидрокарбонатная магниево-кальциевая с минерализацией 4,38 г/л и содержанием углекислоты 2,1 г/л. Источники углекислых терм также весьма перспективны для строительства на них водолечебниц, хотя они и расположены в труднодоступной местности.

Рассмотренными выше термальными источниками не исчерпывается перечень терм Байкальской рифтовой зоны, перспективных для использования в народном хозяйстве. Такие источники, как Алгинский, Инский, Большецереченский, Шуринда, Бусани, Фролихинский, Верхняя заимка, Корикейский, Даэлинда, Челолек, Язовский, Олекминский, Тунгурчаканский, Толмачевский, Турikanский, Нечаевский и некоторые другие (табл. 24), также могут служить надежной базой для строительства водолечебниц.

Все перечисленные термальные источники близки по своему химическому и газовому составу, а также бальнеологическим свойствам. Обычно это сульфатные или гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды, газирующие азотом. Лишь удаленность от обжитых мест и нередко отсутствие удобных строительных площадок затрудняет их освоение в ближайшее время.

Многочисленные естественные выходы терм и результаты глубокого бурения в межгорных впадинах Байкальской рифтовой зоны, установившие широкое развитие в них термальных вод, с уверенностью позволяют говорить об огромных перспективах использования их в бальнеологии.

Для быстрейшего освоения термальных вод в лечебных целях при организации на Байкале зоны отдыха и курортов необходимо решить вопрос о создании специализированного курортного управления «Байкальминвод».

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ДЛЯ ТЕПЛОФИКАЦИИ, СОЗДАНИЯ ТЕПЛИЧНО-ПАРНИКОВЫХ ХОЗЯЙСТВ И В ЦЕЛЯХ ТЕПЛОЭНЕРГЕТИКИ

Значение минеральных вод Байкальской рифтовой зоны не ограничивается использованием их в курортно-санаторном строительстве. Горячие воды могут быть использованы для получения электрической энергии, отопления, горячего водоснабжения зданий, теплиц, парников и т. д.

В Восточной Сибири пока имеется небольшой опыт по применению термальных вод для обогрева парников. В Бурятской АССР на р. Селенге близ Улан-Удэ проектируется строительство крупнейшего в Сибири Питателевского курорта на базе горячих вод. С 1969 г. здесь действует теплично-парниковое хозяйство, полностью отапливаемое за счет внут-

Таблица 21

Краткая характеристика наиболее перспективных для использования термальных вод Байкальской рифтовой зоны

№ на рис. 2	Термопроявление	Температура воды, °C	Суммарный дебит, л/с	Минерализация, г/л	рН	Формулы химического состава воды	Специфические компоненты				Ориентировочное количество тепла, выносимое на поверхность, ккал/с
							H ₂ SiO ₃ , мг/л	H ₂ S, мг/л	CO ₂ , мг/л	Rn, ммк Кюри/л	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Азотные термы

53	Ципинское . . .	81	50,0	0,54	9,3	<u>(HCO₃+CO₃)51F19H₂SiO₃16SO₄11</u> (Na+K)91	93	26	—	—	4050
21	Питателевское . .	55—68	49,5	1,7	8,5	<u>SO₄76Cl21</u> (Na+K)79Ca21	63	—	—	1,8	3400
37	Хакуское . . .	46	45,0	0,3	7,4	<u>SO₄65HCO₃28</u> (Na+K)79Ca19	28	—	—	—	2070
51	Шуриндинское . .	68	20,0	0,63	8,5	<u>SO₄40(HCO₃+CO₃)34F13</u> (Na+K)90	73	—	—	—	1360
22	Горячинское . . .	54	23,0	0,6	8,3	<u>SO₄84HCO₃11</u> (Na+K)79Ca18	83	2,0	—	1,8	1250
50	Баунтовское . . .	53	20,0	0,47	8,5	<u>(HCO₃+CO₃)46F18SO₄15H₂SiO₃12</u> (Na+K)92	65	—	—	0,15	1060
55	Муяканское . . .	40—50	16,0	0,3	7,2	<u>HCO₃40Cl26SO₄26</u> (Na+K)65Ca30	53	0,8	—	—	900
40	Сеийское . . .	55	16,0	0,34	7,8	<u>HCO₃36SO₄29F23</u> Na94	57	—	—	0,3	880
39	Аллинское . . .	77	10,0	0,4	7,8	<u>SO₄49HCO₃42</u> (Na+K)87Ca10	81	25	—	0,6	770
15	Нилова Пустынь	44	21,0	1,0	8,2	<u>SO₄76Cl21</u> (Na+K)79Ca21	60	0,5	—	2,5—9,6	725

6*

5	Уш-Белдирское	84	8,0	0,42	8,4	<u>HCO₃49SO₄30Cl13F7</u> (Na+K)77Mg12NH ₄ 8	83	17	—	3,0	700
56	Муйское	35	10—15	0,6	7,3	<u>SO₄65HCO₃26</u> (Na+K)65Ca29	57	0,5	—	1,6	520
43	Кучехирское . . .	44,5	1,0	0,4	7,8	<u>SO₄51HCO₃37Cl12</u> (Na+K)91	62	29	—	0,4	450
44	Умхейское . . .	46	8,0	0,4	7,6	<u>HCO₃49SO₄43</u> (Na+K)91	71	31	—	0,4	400
42	Гаргинское . . .	74	5,0	1,0	7,6	<u>SO₄73HCO₃17Cl10</u> (Na+K)89Ca10	76	12	—	4,3	370
8	Аршани-Хурэ-Аршан	46,5	5,0	0,57	8,5	<u>SO₄63(HCO₃+CO₃)24Cl13</u> Na73K21Ca6	6	1,0	—	—	250
48	Ирканинское . . .	35	10,0	0,4	7,8	<u>SO₄72Cl15HCO₃13</u> (Na+K)79Ca19	25	—	—	3,6	350
27	Гусихинское . . .	73	4,0	0,6	7,1	<u>SO₄72HCO₃18</u> (Na+K)92	110	—	—	—	300
29	Уринское	48	6,0	0,4	—	<u>SO₄52HCO₃32Cl19</u> (Na+K)96	—	—	—	—	290
28	Толстыхинское	43	6,0	0,5	7,9	<u>SO₄48HCO₃44</u> (Na+K)97	7,9	—	—	—	260
36	Котельниковское	64	1,0	0,3	7,4	<u>(HCO₃+CO₃)57F20SO₄16</u> (Na+K)91	—	—	—	—	65

Метановые термы

18	Истокское	70	7,0	0,8	7,4	<u>HCO₃66Cl33</u> (Na+K)96	—	—	—	—	490
12	Жемчугское . . .	40	8,0	1,2	7,9	<u>HCO₃83Cl17</u> (Na+K)89	36,4	1	—	0,5	320

Окончание табл. 21

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Углекислые термы</i>											
13	Аршан-Тункинское (скв. 28)	43,5	14,0	4,1	6,1	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca}60\text{Mg}22}$	120	—	9500	—	620
11	Шумакское . . .	29—37	11,5	1,3	6,2	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca}53\text{Mg}38}$	25,5	0,4	591	30	450
6	Чойганское . . .	35,0— —38,8	50	2,5	6,5	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Na}50\text{Ca}42\text{Mg}8}$	42,0	—	8—15,5		1800

ренного тепла Земли и снабжающее предприятия г. Улан-Удэ свежими овощами. Водозабор для теплицы состоит из трех скважин с температурой воды 60—70° С. Снижение температуры воды при транспортировке (450 м) в зимнее время не превышает 2—2,5° С. Температура на выходе составляет 62—63°, а на выходе 50—53° С, и таким образом, ис- пользуется лишь незначительная часть полезного тепла.

Со временем намерено не только обеспечить курорт овощами, но и обогреть его здания теплом горячих вод.

Перспективными районами для использования подземного тепла в Прибайкалье являются мелкогорные впадины байкальского типа и участки разгрузки терм по тектоническим зонам в их горном обрамлении. Почки всегда термальные воды вскрываются скважинами на относительно небольших глубинах от дневной поверхности: опти- мальные глубины в зонах разломов 200—300 м и 1000—1500 м в меж- горных впадинах (табл. 22). Напор термальных вод во впадинах достигает 2000—3000 м, при этом во время подъема терм от кровли водоносного горизонта до устья скважин теряется в среднем всего 32% температуры воды (Лысак, 1968). В ближайшей перспективе наиболее рационально ис- пользовать термы Тункинской, Байкальской и Баргузинской впадин.

В Тункинской впадине термальные воды с температурой 50° С и выше залегают на глубинах порядка 1000 м (скв. Тункинская 1) и используются, кроме лечебных целей, для отопления ванного здания здравницы железнодорожников ст. Слюдянка (близ с. Жемчуг). Вполне рационально, учитывая большие запасы терм, использовать их для соз- дания теплоизолированных хозяйств и подогрева грунтов. Потребителями район обеспе- чен. Дополнительным благоприятным фак- тором является насыщенность терм метаном, который можно использовать для подогрева терм. По данным И. М. Борисенко, в южной части Тункинской впадины вместе с тер- мальными водами можно получить до 600—1000 м³/сут метана. Близкими гидрогеоло- гическими условиями характеризуется Баргу- зинская впадина.

Байкальская впадина в районе дельты р. Селенги также характеризуется повышен- ным и относительно неглубоким застagnием (до 2000—3000 м) горизонтов термальных вод, которые могут быть использованы для отопления зданий, теплофикации оран- жерий, парников и теплиц, что спо-

Таблица 22

Температура на поверхности фундамента межгорных впадин Прибайкалья (по данным С. В. Лысак)

Впадина	Скважина	Глубина залегания фундамента от поверхности, (в том числе воды в оз. Байкал), м	Наибольшая глубина температурного замера и температура на этой глубине		Температура на поверхности фундамента, °С
			глубина, м	t, °С	
Баргузинская	Баргузинская 1	1402	1330	37,0	40,3
Байкальская (оз. Байкал)	Южно-Байкальская впадина	3500—5500*	—	—	120—190
»	Район севернее Ушканьих островов	1000—1500*	—	—	13—56
»	Северо-Байкальская впадина	1250—5000*	—	—	23—131
»	Район близ дельты Селенги	4500—6000*	—	—	137—182
Байкальская (Усть-Селенгинская)	Твороговская 1	1808	1824	37,8	37,0
Байкальская	Степной дворец	5000*	2134	50,2	127,7
То же, но в зоне разлома	Истокская 1	2855	2086	66,2	89,7
Тункинская	Тункинская 2	3000*	2000	52,9	85,1
То же, но в зоне разлома	Тункинская 1	1000	1000	52,8	52,8

* Глубина залегания фундамента приведена по геофизическим данным.

собствовало бы разрешению проблеме круглогодичного снабжения населения свежими овощами. Опыт использования терм для парникового хозяйства здесь уже имеется. В с. Исток скв. 5, вскрывшая самоизливающиеся термальные воды на глубине 2859—2906 м с температурой на изливе 75° С и дебитом 2,25 л/с, была передана местному колхозу и до 1963 г. служила для обогрева парниково-тепличного хозяйства. Использование в народном хозяйстве термальных вод этого района, испытывающего недостаток в топливе, даже при каптааже глубокими скважинами вполне рентабельно. И. М. Борисенко рентабельность использования метановых терм Усть-Селенгинского района обосновывает следующими цифрами: при получении из одной скважины 10 л/с воды с температурой 70° С и 500 м³/сут метана количество полезного тепла составит 38 кал/сут, что эквивалентно 9 т угля. Стоимость бурения одной скважины глубиной 2500—3000 м в рыхлых отложениях кайнозоя не превышает 45—50 тыс. руб., т. е. затраты окупятся в первые 2—3 года эксплуатации.

В Прибайкалье имеются районы, где могут использоваться современные гидротермы, выходящие на поверхность в виде источников. Анализ гидрогеологической обстановки, температуры и дебита источников показал, что наиболее перспективными районами по использованию тепла гидротерм на территории Прибайкалья являются Питателевское и Горячинское месторождения термальных вод, а также Аллинские, Гаргинские, Хакусские, Ципинские и некоторые другие источники (см. рис. 21). Особое внимание следует уделить Муйским, Муяканским и Пурелагским источ-

никам, расположенным на севере рифтовой зоны по трассе будущей Байкало-Амурской железнодорожной магистрали.

Термальные воды Байкальской рифтовой зоны могут и должны использоваться в теплофикационных и теплоэнергетических целях. Технико-экономические расчеты, выполненные ВСЕГИНГЕО, «Теплоэлектропроектом», подтверждают экономическую целесообразность такого использования термальных вод. Так, для термальных вод трещинно-жильного типа, к которым относится подавляющее большинство рассматриваемых терм, себестоимость Гкал снимаемого тепла не поднимается выше 1 руб. и колеблется от 20 до 50 коп. Себестоимость разведки и капитала терм относительно невелика, так как обычно на месторождении достаточно пробурить 3—5 эксплуатационных скважин глубиною 300—400 м. Несомненно, это не относится к пластовым термальным водам, залегающим во впадинах байкальского типа, для вскрытия которых необходимы скважины глубиною до 1000 м и более.

Естественные ресурсы термальных вод Прибайкалья оцениваются нами не менее чем в 2 м³/с. Если бы эти воды использовать только в системах теплоснабжения, то годовая экономия условного топлива составила бы не менее 350 000 т.

При проведении гидрогеологических разведочных работ эксплуатационные запасы термальных вод на каждом источнике могут быть увеличены до 40—50 л/с, а на некоторых (Толстихинский, Хакусский, Ципинский и др.) даже до 80—100 л/с. Об этом убедительно свидетельствует пример Питателевского месторождения. Дебит источника до проведения здесь разведочных работ составлял 2,2 л/с при температуре воды 54—57° С. В результате разведки термальные воды на глубине 200—400 м капитированы скважинами. Суммарный дебит групповой пробно-эксплуатационной откачки из трех скважин составил 49,5 л/с при температуре воды 55—68° С, в том числе 36 л/с при температуре 65—68° С. Прогнозные запасы месторождения оцениваются в 70—75 л/с. Прирост запасов и повышение температуры подземных вод позволили запроектировать и построить на Питателевских термах теплицы площадью 1 га. При использовании термальных вод этого месторождения для обогрева теплиц, местного санатория и горячего водоснабжения годовой экономический эффект, по данным ЦНИИЭП нижненерного оборудования, превысит 100 тыс. руб. по сравнению с теплоснабжением от котельной. Эффект от применения термальных вод других источников будет значительно выше, так как стоимость топлива, особенно для северных районов Бурятской республики, более высокая, чем для района Питателевского месторождения (например, по Гусихинскому в 2,7 раза).

Тепловую энергию подземных вод целесообразно направить на обогрев теплично-парниковых хозяйств, отопление отдельных сельскохозяйственных объектов, курортов, домов отдыха и пр. Вопрос освоения термальных вод целиком зависит от наличия потребителей. Если на Питателевском месторождении термальные воды уже используются для обогрева теплиц, то другие месторождения потребителями не обеспечены. На Гусихинском, Котельниковском и Хакусском источниках можно рекомендовать строительство тепличных комбинатов, ориентированных на производство овощей для проектируемой зоны отдыха. Эти же комбинаты могут снабжать свежими овощами население Баргузинского и Северо-Байкальского районов. На источниках Баргузинской впадины и побережья оз. Байкал могут быть созданы туристские базы, дома отдыха и т. д. с отоплением и плавательными бассейнами на термальных водах.

Особо следует подчеркнуть необходимость освоения Ципинских источников, расположенных в 10—12 км от пос. Уакит Баунтовского района БурАССР. Это наиболее высокотемпературные азотные термы Байкальского рифта (81° С) с дебитом в естественном выходе более 50 л/с. Имеются перспективы прироста запасов до 80—100 л/с. На базе этих источ-

ников может быть создан крупный тепличный комбинат, снабжающий зимними и ранневесенними овощами население Баунтовского района.

Эффект от применения термальных вод будет особенно значителен в северных, суровых в климатическом отношении районах Прибайкалья, где распространена многолетняя мерзлота и высока стоимость топлива. Благоприятным фактором для использования терм является их низкая минерализация, небольшое содержание сероводорода и других компонентов, обладающих повышенной агрессивностью и коррозийностью, что позволяет применять их без теплообменников и больших затрат на улучшение качества.

В более отдаленной перспективе следует рекомендовать использование тепла термальных вод в теплоэнергетических целях, хотя для этого необходимо провести дополнительные разведочные работы по выведению на поверхность более высокотемпературных терм (порядка 100° С) и подсчитать их эксплуатационные запасы. Исходя из ориентировочных показателей целесообразности использования высокотермальных вод как теплоносителя в теплоэнергетических целях, современные гидротермы Байкальской рифтовой зоны можно рекомендовать для геотермоэнергетических установок с применением веществ холодильных машин, где могут быть использованы воды с температурой 60—90° С и дебитом более 30 л/с. На Камчатке действует первая в Советском Союзе Паратунская феоновая геотермальная электростанция мощностью 750 кВт на базе термальных вод с температурой 70—80° С. Аналогичные температуры имеют такие сибирские источники, как Аллинский, Гаргинский в Баргузинской впадине, Ципинский в бассейне р. Ципа, Уш-Белдир в В. Саянах.

Изложенные рекомендации по использованию природного тепла, выносимого термальными водами Прибайкалья, можно принять за основу в перспективном планировании развития экономики этого региона.

РУДООБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ И ПРОГНОЗЫ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Выявленные закономерности формирования и, в частности, изложенные представления об эндогенных источниках питания современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны позволяют сделать предположение о большой роли последних в образовании рудных концентраций различных металлов, а приуроченность их к определенным тектоническим структурам дает возможность прогнозировать размещение связанных с их деятельностью различных типов рудопроявлений, а возможно, и месторождений полезных ископаемых на этой территории. Достаточно убедительным свидетельством сказанному служит рудообразующая деятельность современных гидротерм — прямой показатель гидротермальных процессов, создающих рудные залежи.

Активная роль подземных вод в процессах рудообразования признана многими геологами (С. С. Смирнов, А. Г. Бетехтин, Д. С. Коржинский, В. Линдгрен, Ф. И. Вольфсон, Д. И. Щербаков и др.) и гидрогеологами (А. И. Германов, И. М. Овчинников и др.). Так, А. М. Овчинников (1961), рассматривая роль гидротермальных процессов в формировании полезных ископаемых, отмечал, что они протекают вследствие длительной и довольно интенсивной миграции подземных вод, в результате создания напора у земной поверхности на выступающих частях водонапорных систем. В пределах этих систем создаются очаги разгрузки напорных вод, к которым направлено движение гидротермальных растворов и химических элементов, выпадающих из растворов при изменении термодина-

мических условий на благоприятных в геологическом отношении участках, какими, например, являются зоны разломов и т. д. «Следовательно, — пишет А. М. Овчинников (с. 47), — гидротермальные месторождения — это древние очаги разгрузки напорных вод. При отсутствии таких очагов происходит рассеивание элементов и залежей не образуется».

Заслуживает внимания и другое высказывание А. М. Овчинникова, который считает, что с гидрогеологической точки зрения периоды бурных вулканических извержений менее продуктивны для образования рудных залежей, чем длительно протекающие гидротермальные процессы в периоды после затухания вулканической деятельности. Поэтому для изучения гидротермальных процессов следует привлекать материал не только по районам действующих вулканов, но и в районах четвертичного и третичного вулканизма, где сохранились следы интенсивной гидротермальной деятельности и продолжают изливаться на поверхность газирующие теплые воды, выносящие ценные элементы.

Наличие гидротермальных минералов вблизи термальных источников позволяет, по мнению П. Б. Бартона (1961), полагать, что, несмотря на все многообразие изменений, которые должны испытывать достигающие поверхности растворы, можно все же получить полезную информацию о природе рудообразующих флюидов посредством химических анализов состава вод термальных источников. В мировой геологической практике имеются довольно многочисленные примеры рудных месторождений и рудопроявлений, связанные с деятельностью современных гидротерм (металлоносные рассолы Красного моря, Апперонского полуострова, гидротермальной системы Салтон-Си в южной Калифорнии и др.).

В свете этих высказываний изучение рудообразующей деятельности широко распространенных на территории Байкальской рифтовой зоны современных гидротерм — кремнистых щелочных термальных вод, обогащенных стронцием, литием, фтором и другими элементами рудной и пострудной минерализации, представляет не только теоретический, но и практический интерес.

В настоящее время здесь кроме углекислых (Шумак, Чойган и др.), известно несколько азотных термальных источников, отлагающих или отлагавших минеральные новообразования. Это источники Гаргинский, Кулинных болот, Уш-Белдир, Ципинский и некоторые др.

Гаргинские сульфатные натриевые термы (76°C) приурочены к трещиноватой зоне в протерозойских гранитах. Около выхода источника на поверхности наблюдается мощный слой пористого туфа — травертина серого, до черного цвета с включениями, состоящими из более чистой углекислой извести. Нередко углекислая известь представлена радиально-лучистыми кристаллами. По химическому составу туф на 96% состоит из CaO и CO_2 и содержит десятые доли процента окислов алюминия, железа, марганца и серы. Несмотря на то, что в воде источника из катионов преобладают щелочи, в туфе окислы натрия и калия встречаются лишь в виде следов. Спектральным анализом в Гаргинском туфе обнаружено более 10% алюминия, 1—10% железа и кремнезема, 0,3—1,0 стронция, 0,1—0,3 марганца, 0,03—0,1 магния, 0,01—0,03% титана, тысячные доли процента бериллия, свинца. Сопоставление этих данных с результатами спектрального анализа сухого остатка воды источника показывает, что в туфе происходит концентрация марганца и в то же время такие элементы, как молибден, германий, галлий, вольфрам и барий, обнаруженные в воде, не встречены в туфе.

Очень интересными с точки зрения современного минералообразования азотных терм являются источники Кулинных болот, изучавшиеся В. Д. Рязановым, А. В. Николаевым, В. Г. Ткачук и др. и затопленные в настоящее время водой оз. Байкал. Термальные источники Кулинных болот расположены на узком перешейке между Баргузинским и Чевыр-

Таблица 23

Содержание сульфидов тяжелых металлов в минеральных новообразованиях источников Кулинных болот (по данным Л. В. Николаева, 1929), %

Озеро	ZnS	(Fe, Mn) S
№ 5	0,02	—
№ 3	0,60	0,25
№ 2	2,32	5,70

куйским заливами оз. Байкал в болотистой местности и выходят на дне многочисленных болот. Минеральное вещество, отлагаемое источниками, изучалось в 1929 г. А. В. Николаевым. Главная масса отложений горячих источников (площадь распространения 200 га, средняя мощность 16,5 см, запасы 360 000 м³) представлена аморфным кремнеземом с включением зерен кварца.

Особенностью минеральных отложений является присутствие в них сульфидов тяжелых металлов (табл. 23). «Мы имеем здесь,— пишет А. В. Николаев (с. 99),— одну из стадий происходящего на наших глазах образования месторождения полиметаллических руд (главным образом цинковой)».

Кроме источников Кулинных болот, в значительных количествах отложения кремнезема отмечаются на месторождении терм Уш-Белдир. Здесь скважинами на глубинах порядка 20—30 м вскрыты гейзеритовые отложения, цементирующие современный рыхлый аллювий. Мощность зоны цементации, по данным Л. И. Барабанова и В. Е. Сидорова (1970), в аллювии достигает 15—20 м, местами она захватывает и коренные породы. Выпадение кремнезема наблюдается и на поверхности у выхода источников. Так, в обрыве 7-метровой террасы галечники превращены в сливные конгломераты.

В пределах термовыводящей зоны развиты вторичные рудные (пириит, халькопирит и др.) и нерудные (кремнезем, эпидот, хлорит, серицит, цеолиты, кальций) минералы.

Своебразные накопления водных отложений связаны с Ципинским высокотермальным источником, расположенным в Ципинской впадине. Наличие таких отложений на источнике отмечала В. А. Албагачиева (1965), которая поздреватые налеты соленых отложений на гальках гравитов отнесла к известковистым туфам—травертинам.

Нашиими исследованиями, проведенными в 1969 г., установлено, что водные отложения Ципинского источника не могут быть отнесены к травертинам и являются оригинальными для территории рифта образованиями — фтористо-кремнистыми туфами, очень близкими по составу и сходными по внешним признакам с отложениями гейзеритов районов современной вулканической деятельности, в частности Камчатки. Ципинский гейзерит более чем на 80% состоит из водной кремнекислоты, сумма CaO и MgO не превышает 7% (табл. 24). Из микрокомпонентов в туфе установлены марганец, титан, стронций, барий, медь, литий, вольфрам и др. (табл. 25). При этом содержание Sr достигает 0,27%, Ba — 0,16, Hg—6·19⁻⁶%. Химический состав гейзерита практически идентичен гейзериту терм Банных Ключей и очень близок к отложениям Камчатских гейзеров (Великан на Камчатке), гейзеров Исландии (табл. 24) и др. Туф Ципинского термального источника состоит из рентгеноаморфной кремнекислоты с незначительной примесью новообразований флюорита (определен в рентгеноструктурной лаборатории ИЗК СО АН СССР Г. М. Кащаевой) и терригенного материала, представленного обломками кварца, гидратированными пластинками биотита и глинистых минералов. Под микроскопом основная кремнистая масса изотропна, показатель преломления близок к 1,412 и соответствует опалу. Под микроскопом в шлифе хорошо заметна извилистая слоистость, обусловленная чередованием темных и светлых полос, и пористость. Макроскопически фтористо-кремнистые туфы Ципинского источника представляют тонкослоистые ячеисто-скорлуповатые образования с раковистой и полипозной формой поверхности.

Таблица 24

Сравнительная характеристика химического состава водных отложений термальных источников Прибайкалья, Камчатки и Исландии

Компоненты	Гейзерит Ципинского термального источника	Минеральный или термального источника Кулинные болота	Гейзерит Банных Ключей (Камчатка)	Гейзерит Великаны (Долина гейзеров на Камчатке)	Кремнистые отложения гейзеров Исландии (F.W. Barth, 1960)	
SiO ₂	82,53	87,36	85,29	88,37	84,43	87,67
TiO ₂	Нет	0,05	Нет	0,05	Нет св.	Нет св.
Al ₂ O ₃	4,65	0,98	2,14	0,61	3,07	
FeO	0,07	Нет св.	Нет св.	Нет св.	Нет св.	0,71
Fe ₂ O ₃	0,17	0,30	0,17	3,76	1,97	
CaO	4,78	0,16	6,75	4,33	0,70	0,40
MgO	2,02	0,10	0,5	0,06	4,06	Нет св.
MnO	0,01	0,02	Не опр.	Не опр.	Нет св.	»
P ₂ O ₅	Сл.	Сл.	0,02	0,12	»	»
BaO	Нет св.	0,009	Нет св.	Нет св.	»	»
K ₂ O	0,35	0,49	»	»	0,92	0,82
Na ₂ O	1,16	0,38	»	»		0,82
Li ₂ O	0,008	Нет св.	»	»	Нет св.	Нет св.
Rb ₂ O	0,0024	»	»	»	»	»
As ₂ O ₃	Нет св.	»	0,52	0,21	»	»
B ₂ O ₃	»	»	0,21	0,17	»	»
CO ₂	0,44	0,06	Нет св.	Нет св.	»	»
SO ₃	Нет св.	0,05	0,6	0,41	»	»
S	0,04	0,80	Нет св.	Нет св.	»	»
H ₂ O	5,86	8,50	»	5,15	7,88	10,40
F	1,98	Нет св.	»	Нет св.	Нет св.	Нет св.
Σ	101,06	99,81	85,66	99,94	99,97	100,00
F ~ O	0,83	Нет св.	Нет св.	Нет св.	Нет св.	Нет св.
Σ	100,23	—	—	—	—	—
Анали- тические	В. А. Пи- сарская, 1970	А. В. Нико- лаев, 1929	Г. А. Гон- совская, 1951	Г. Ф. Про- кофьевая, 1950		

Кривая нагревания фтористо-кремнистого туфа Ципинского источника с экзотермическим эффектом около 580° и эндотермическим эффектом 100°, соответствующим обезвоживанию, аналогична термограмме гейзерита (рис. 23), отлагающегося гейзером Великан на Камчатке. На близкий состав этих водных отложений указывает также и показатель преломления, который для гейзерита Великаны также равен 1,412.

Несмотря на незначительное внешнее проявление рудообразующей деятельности, количество выносимых современными гидротермами Байкальской рифтовой зоны различных химических элементов достаточно велико. Для характеристики количества рудных и нерудных элементов, находящихся в растворе и выносимых на поверхность, можно применить модуль обогащения, под которым понимается количество того или иного элемента, выносимое с площади бассейна 1 км² в 1 сек. Для примера нами взят Баргузинский артезианский бассейн, для которого А. Н. Афанасьевым подсчитаны модули поверхностного и подземного стока верхней гидродинамической зоны, а Л. Н. Барабановым — средний модуль под-

земного стока термальных вод ($20-100^{\circ}\text{C}$), залегающих ниже уровня р. Баргузин и дна оз. Байкал. Подземный сток верхней гидродинамической зоны Баргузинского бассейна, по данным А. Н. Афанасьева, составляет $50 \text{ м}^3/\text{с}$ (модуль подземного стока равен $2,5 \text{ л}/\text{с} \cdot \text{км}^2$). Исходя из принятых Л. Н. Барабановым коэффициентов снижения интенсивности стока, средний модуль подземного стока зоны теплых вод равен $0,05 \text{ л}/\text{с} \cdot \text{км}^2$, а зоны горячих вод — $0,001 \text{ л}/\text{с} \cdot \text{км}^2$.

Величины модулей обогащения для отдельных элементов термальных вод Баргузинского артезианского бассейна и вынос рудных элементов на поверхность выражаются следующими цифрами (табл. 26).

При анализе полученных данных по количеству выносимых термами рудных элементов необходимо учитывать, что гораздо большая часть отдельных металлов отлагается по пути движения современных гидротерм на некоторой глубине от поверхности и не может быть принята во внимание при произведенных расчетах. Следует отметить и то, что Баргузинский артезианский бассейн составляет лишь незначительную часть ($\frac{1}{15}$) территории Байкальской рифтовой зоны, где широко распространены термальные воды, обогащенные рудными компонентами. Достаточно сказать, например, что только один Ципинский источник, имеющий дебит $50 \text{ л}/\text{с}$ при содержании фтора $26 \text{ мг}/\text{л}$, выносит в сутки более 100 кг последнего. Таким образом, масштабы выноса рудных компонентов термами всей территории Байкальской рифтовой зоны огромны, и, без сомнения, их необходимо учитывать при рассмотрении генезиса термальных вод.

Использование подземных вод для обнаружения месторождений полезных ископаемых имеет давнюю историю, хотя гидрохимический метод на территории Прибайкалья начал применяться всего лишь в конце 50-х годов и в значительной степени вплоть до настоящего времени носит опытный исследовательский характер. Проверка этого метода на ряде известных месторождений и рудопроявлений дала положительные результаты.

В результате проведенных гидрохимических работ для значительной территории Байкальской рифтовой зоны установлены фоновые и аномальные содержания металлов в холодных подземных водах зоны интенсивного водообмена. Природа аномалий такого типа связана с выщелачиванием и растворением рудопроявлений или месторождений тех или иных полезных ископаемых.

Сравнительный анализ полученных данных со средним содержанием элементов в современных гидротермах (см. табл. 16) показывает многократное преобладание в последних такого компонента, как фтор, а содержание молибдена превышает его количество в водах, выщелачивающих молибденовые месторождения.

Выходы на поверхность современных гидротерм представляют гидрохимические аномалии иного типа, нежели аномалии, выявляющиеся при обычных гидрохимических исследованиях. Использование термогидрохимических аномалий для прогнозирования размещения месторождений полезных ископаемых в пределах Байкальской рифтовой зоны представляет, на наш взгляд, большой практический интерес, тем более, что раньше такие прогнозы не производились.

В основу прогнозной карты (см. рис. 21) нами положена предпосылка о генерирующей полезное ископаемое деятельности современных гидротерм и комплекс признаков, главными из которых являются высокие содержания в них хлора, фтора, серы, отдельных рудных компонентов и особенности современной и палеотектонической обстановки, контролирующих рудообразование. Выбор хлора, фтора и серы как главного признака для прогноза не случаен. Работами последних лет установлено, что перенос многих металлов гидротермальными растворами осуществляется в виде комплексных соединений (Беус, 1958; Щербина, 1963;

Таблица 25

и вмещающих пород азотных термальных источников Прибайкалья

Результаты спектрального анализа водных отложений

Источник	Порода	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Mn	Ti	K	Na	Li	Sr	Be	Ga	In
Ципинский	Кремнистый туф	8	7	7	3	5	3	3	5	5	1	5	1	1	0
Гаргинский	Травертин	7	8	8	4	7	5	3	0	0	—	6	1	0	0
Гаргинский ¹	Илистая грязь	8	7	8	7	6	4	6	—	8	—	5	1	—	0
Кучехирский ¹	»	8	7	7	6	6	3	6	—	7	0	4	1	—	—
Аллинский ¹	Грязь (пылеватая супесь)	8	7	8	7	7	4	6	—	7	—	4	1	—	—
Умхейский	Гранит	8	8	6	6	7	4	5	7	6	3	4	1	1	0
Сеойский	»	8	8	7	4	7	3	4	6	6	0	4	1	1	0
Аллинский	»	8	8	8	6	7	3	5	0	6	0	5	0	1	0
Кучехирский	»	8	8	6	6	7	4	4	6	6	0	5	1	1	6
Энгорбайский	»	8	8	6	6	7	4	5	6	6	0	4	1	1	0
Ципинский	»	8	8	4	1	7	3	4	7	6	0	3	Сл.	1	0
Ински ¹	»	8	8	6	4	6	3	5	—	7	0	4	1	1	—

¹ Анализы взяты из работы Е. А. Баскова и Г. И. Климова (1963). Обозначения: — (ти-4—0,03—0,1%; 5—0,1—0,3%; 6—0,3—1,0%; 7—1—10%; 8—10%).

Бартон, 1961; Хелгесон, 1967; Гаррелс, Крайст, 1968 и др.) с хлор-, сульфат- и фтор-ионами. Г. Хелгесон (1967), подробно рассмотревший комплексообразование в гидротермальных растворах, пришел к выводу о том, что осаждение сульфидов металлов из гидротермальных растворов в промышленных масштабах является функцией изменения устойчивости и степени образования комплексов. По мнению Г. Хелгесона, в процессах переноса рудообразующих металлов важную роль играют хлоридные комплексы, в то же время карбонатные, бисульфатные, сульфатные и др. не менее важны при переносе некоторых металлов в определенных условиях.

В гидротермальных щелочных растворах с повышенной концентрацией хлор-иона могут переноситься комплексы таких металлов, как Pb, Cu, Ag, Zn, Mn, Hg, Sn, Au, Ti, Mo и др. в виде $[Ag_2Cl]^{+}$, $[AgCl_2]^{-}$, $[PbCl]^{+}$, $[CuCl_3]^{-}$, $[MnCl]^{2+}$, $[ZnCl_3]^{-}$ и т. д.

Фтор также способствует переносу многих рудных и редких компонентов в виде комплексных соединений различных металлов и, таким образом, является исключительно важным фактором, способствующим формированию промышленных концентраций разнообразных рудных полезных ископаемых. Так, например, особенностью гидротермальных растворов, формирующих сульфидно-кассiterитовые месторождения, является высокая концентрация в них фтора. Олово переносится в гидротермальных растворах в виде фтор-гидроксильного комплекса типа $Sn[(OH_xF_{6-x})]$.

По мере уменьшения pH раствора до 7,5—8,0 происходит гидролиз гидроксильфторстаннатного комплекса и выпадение из раствора олова в виде кассите-

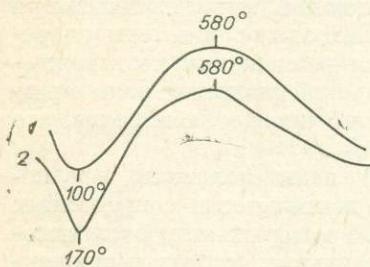


Рис. 23. Термограммы минеральных новообразований термальных вод.

1 — гейзерит Ципинского источника;
2 — гейзерит гейзера Великан (Камчатка).

Ge	Sc	Zr	J	La	Ag	W	Mo	Nb	Cd	Sb	Bi	Pb	Ni	Co	Cr	V	As	Cu	Sn	Zn	P	Ba	B
1	0	1	0	0	1	1	1	0	0	0	1	1	0	1	1	1	2	1	1	—	4	2	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	3	—	—	—	—	
0	—	4	1	—	0	—	0	—	—	—	1	1	1	—	1	—	2	1	—	3	4	—	
0	0	3	1	—	0	—	1	—	—	—	1	1	1	—	1	—	3	1	—	0	4	—	
0	—	3	1	—	1	—	0	—	—	—	1	2	1	—	2	—	2	0	—	0	4	—	
0	0	3	0	8	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	3	—	—	—	
0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	—	—	—	
0	0	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	—	—	—	
0	0	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	—	—	
0	0	3	0	3	0	0	0	3	0	0	0	1	2	1	2	4	0	1	2	3	—	—	
0	0	2	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	—	—	—	
0	—	2	—	—	0	—	1	—	—	—	1	0	0	—	—	2	0	—	—	3	—	—	

ре) — не обнаружено, Сл. — 0,001%; 1 — 0,001—0,003%; 2 — 0,003—0,01%; 3 — 0,01—0,03%;

терита. Отложение касситерита из гидротермального раствора сопряжено с изменением формы нахождения в растворе фтора и резким увеличением в нем концентрации свободного фтор-иона.

Кроме олова, в термальных водах установлены фторкомплексные соединения железа, алюминия, тория, европия, сурьмы, бериллия, свинца, марганца, бора, лития ($[AlF]^{2+}$, $[AlF_2]^+$, $[MnF]^{2+}$, $[ThF]^{3+}$) и др. В. В. Щербина (1963), на основании преимущественного нахождения в природе различных элементов в виде хлоридов и фторидов, отметил следующую зависимость, связанную с положением этих элементов в периодической системе:

Область преимущественной устойчивости фторидных комплексов	Область преимущественной устойчивости хлоридных комплексов	Более устойчивые фторидные комплексы
Li Be B		
Al Si P		
Sc Ti V	Cr Mn Fe Co Ni Cu Zn	Ge Ga As
Y Zr Nb	Mo (Te) Ru Rh Pd Ag Cd	In Sn Sb
Tb Hf Ta	W Re Os Ir Pt Au Hg	Tl Pb Bi

Совместно с Иркутским государственным университетом мы попытались для вод одного из выходов Умхейского термального источника, содержащего (г-ион/л) алюминия $8,2 \cdot 10^{-6}$, фтора $7,37 \cdot 10^{-4}$ при pH 9,25, рассчитать формы нахождения алюминия. При этом учитывалась только первая ступень гидролиза иона $AlOH^{2+}$, степень диссоциации HF и образование комплекса AlF^{2+} . Результаты расчета показали, что алюминий на 97,6% связан в комплекс AlF^{2+} , на 0,09% в $AlOH^{2+}$, а содержание Al^{3+} — 2,31%. Равновесная концентрация фтора в данных расчетах составляет всего 4,2% от общего содержания фтора, так как не учтено взаимо-

Таблица 26

Характеристика выноса термальными водами рудных элементов с площади Баргузинского артезианского бассейна

Элемент	по „К“ Баранову	Мощность зоны, км	Средний модуль подземного стока, л/с	расход подземного стока на бассейн, л/с	Среднее содержание элемента в термах, мг/л	Модуль обогащения, мг/л·с·км ²	Количество элемента, выносимое в сутки, кг	Количество элемента, выносимое в год, т
---------	--------------------	-------------------	--------------------------------------	---	--	---	--	---

*Зона термальных вод (20—40° С),
залегающих ниже уровня р. Баргузин*

Фтор . . .	0,02	2,0—2,5	0,05	1000	6	0,3	500	200
Литий . . .	0,02	2,0—2,5	0,05	1000	0,4	0,02	35	13
Стронций . . .	0,02	2,0—2,5	0,05	1000	2,7	0,16	280	100
Алюминий . . .	0,02	2,0—2,5	0,05	1000	0,007	0,004	7	2,5
Титан . . .	0,02	2,0—2,5	0,05	1000	0,007	0,0004	0,7	0,2
Железо . . .	0,02	2,0—2,5	0,05	1000	0,22	0,01	17	6,0
Марганец . . .	0,02	2,0—2,5	0,05	1000	0,007	0,0004	0,7	0,2
Молибден . . .	0,02	2,0—2,5	0,05	1000	0,022	0,001	1,7	0,6
Медь . . .	0,02	2,0—2,5	0,05	1000	0,007	0,0004	0,7	0,2

*Зона термальных вод (40—100° С),
залегающих ниже уровня оз. Байкал*

Фтор . . .	0,0004	3—4	0,001	20	13	0,013	22	8,0
Литий . . .	0,0004	3—4	0,001	20	0,4	0,0004	0,7	0,2
Стронций . . .	0,0004	3—4	0,001	20	0,56	0,0006	1,0	0,4
Алюминий . . .	0,0004	3—4	0,001	20	0,10	0,2004	0,2	0,06
Титан . . .	0,0004	3—4	0,001	20	0,008	0,000008	0,014	0,005
Железо . . .	0,0004	3—4	0,001	20	0,23	0,0022	0,4	0,1
Марганец . . .	0,0004	3—4	0,001	20	0,06	0,00006	0,1	0,04
Молибден . . .	0,0004	3—4	0,001	20	0,01	0,00001	0,02	0,006
Медь . . .	0,0004	3—4	0,001	20	0,007	0,000007	0,01	0,004
Вольфрам . . .	0,0004	3—4	0,001	20	0,07	0,00007	0,1	0,04

действие его с другими ионами (кремний, литий, и др.). Содержание кремния, например, в современных гидротермах весьма велико, а константы нестойкости кремнефторидного и алюминатного комплексов близки.

Кроме хлора и фтора, важную роль в создании устойчивых комплексов играет и сера, создающая тиосульфатные комплексы с кадмием, медью, свинцом, цинком, золотом (CdS_2O_3 , $[\text{CuS}_2\text{O}_3]^-$, ZnS_2O_3 , $[\text{Pb}(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{2-}$) и сульфатные комплексы с серебром, цинком (ZnSO_4 , $[\text{AgSO}_4]^-$) и др.

Естественно, что кроме комплексных соединений перенос химических элементов в водных растворах осуществляется и в других формах в виде свободных, гидратированных и кислородсодержащих ионов и т. д. Тем не менее комплексообразование в гидротермальных растворах играет преобладающую роль в переносе и концентрации металлов, при этом хлор, фтор и сера являются главными лигандами.

Вторым основным критерием, положенным в основу прогнозной карты, является вытекающий из палеогидрогеологических построений вывод об унаследованности и большой длительности существования основных зон глубинных разломов, которые служили и служат главными очагами разгрузки гидротермальных растворов, а, следовательно, и поставщиками

рудных компонентов. Особо следует подчеркнуть, что нагретые до высоких температур глубинные участки земной коры и мантии, по нашему мнению, в течение всего длительного периода развития разломов генерируют определенный комплекс элементов. Только таким путем может формироваться металлогеническая специализация отдельных рудных районов или участков. Не случайно на протяжении всей истории развития того или иного рудного поля, участка или даже месторождения часто отмечается близкий комплекс полезных ископаемых, образование которых разделено длительным периодом времени. В результате такого процесса формируются месторождения зонального строения, наглядным примером которых являются флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. По своему типу как горизонтальная, так и вертикальная зональность отражает пульсационный (по С. С. Смирнову) или стадийный (по В. И. Смирнову) характер поступлений рудных компонентов. Все вышесказанное позволяет в пределах Байкальской рифтовой зоны выделить пять районов на поиски различных полезных ископаемых (см. рис. 21): 1) Муйско-Чарский; 2) Баргузино-Ципинский; 3) Северо-Байкальский; 4) Байкало-Косогольский; 5) Восточно-Саянский.

Муйско-Чарский район охватывает территорию северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны и совпадает с площадью распространения азотных гидротерм, обогащенных хлор-ионом (питателевский тип). Исходя из предпосылки выноса в виде комплексных соединений с хлором различных металлов, здесь можно ориентировать поиски на полиметаллы, медь, золото, олово и ртуть. Этот прогноз подтверждается и тем, что в районе уже выявлены месторождения и рудопроявления меди, полиметаллов, золота, редких земель, титано-магнетита, железа и других полезных ископаемых. Особо следует подчеркнуть перспективность района на ртуть. Содержание ртути в современных гидротермах района достигает 1–2 мкг/л, а в термальном углекислом источнике, выходящем в горном обрамлении Чарской впадины, близ голоценового вулкана Сыни, ее содержание достигает 7 мкг/л, что вполне сопоставимо с количеством ртути в воде источников, дренирующих разломы, несущие ртутную минерализацию. Достаточно сказать, что широко известные Апшельские термальные источники на Камчатке, отлагающие ртутные минералы, содержат в воде 4 мкг/л ртути. Исключительный интерес представляет и аномально высокое содержание ртути, достигающее 42 мкг/л (самое высокое из имеющихся в Байкальской рифтовой зоне), в источнике Шуринда, расположенным в бассейне р. Ципа. Примечательным является и факт установления В. М. Кандером (1969) кайнозойского возраста ртутных руд Байкальской рифтовой зоны, тогда как до последнего времени на этой территории не было известно ни одного эндогенного рудопроявления ртути, кайнозойский возраст которого был бы доказан.

Баргузино-Ципинский район расположен на территории верхнего течения рек Баргузин и Ципа и приурочен к площади развития фторидных терм кульдурского типа. Аномально высокие содержания фтора в современных термах этого района, достигающие в Ципинском источнике 26 мг/л, позволяют предполагать возможность нахождения здесь месторождений флюорита, а также высоких концентраций лития, бора, бериллия, золота, олова, полиметаллов и некоторых других полезных ископаемых, миграция которых связана с фторидными комплексами. Особенно следует обратить внимание на нахождение здесь месторождений флюорита, так как в новообразованиях Ципинского источника, имеющего на выходе температуру воды 81° С, нами обнаружены фторсодержащие минералы, в частности флюорит.

Северо-Байкальский район выделен на основании широкого развития в Северном Прибайкалье азотных термальных вод аллинского и кульдурского типов. Наряду с фтором большую роль в комплексообразовании здесь играет сера, которой богаты современные термы аллинского типа.

Район можно рекомендовать как перспективный на поиски полиметаллов, бериллия, бора, лития, никеля, олова, ртути, золота, меди, флюорита и других месторождений. Подтверждением высказанным прогнозам является наличие здесь уже выявленных месторождений и, в частности, установление в 50-х годах нового свинцово-цинкового рудного пояса. Особенностью этого рудного пояса, отличающей его от других известных полиметаллических месторождений Сибири и Дальнего Востока, является отсутствие связи с какими-либо интрузивными образованиями. До сих пор для геологов остаются неясными источники рудоносных растворов. Если рассматривать этот вопрос с позиций, принятых нами для формирования современных гидротерм, то такими источниками могут быть глубинные нагретые зоны земной коры и мантии, тем более что рудный пояс приурочен к глубинной зоне разлома, заложенной в докембрии и неоднократно обновлявшейся на протяжении всего последующего периода развития. Убедительным подтверждением гидротермальной природы полиметаллических месторождений рудной зоны является и то, что рудообразующие растворы наряду с цинком и свинцом несли большое количество фтора, образующего флюоритовые жилы, на что было обращено внимание, например, В. С. Кормилицыным и др. Неоднократное обновление разлома благоприятствовало поступлению различных по составу компонентов гидротермальных растворов, сформировавших в пределах рудного района не только месторождения полиметаллов, но также, например, залежи галенит-сфalerит-флюоритовых руд, кварц-барит-кальцитовых жил с галенитом и др.

Байкало-Косогольский район, наиболее обширный из всех выделенных ранее, занимает площадь распространения азотных сульфатных натриевых вод горячинского типа. С термами горячинского типа связан целый комплекс компонентов, главными из которых являются фтор, литий, стронций, титан, марганец, молибден, вольфрам и др. Количество этих компонентов, выносимое за год, достигает сотен килограммов и десятков тонн (табл. 26). В связи с этим рассматриваемый район может быть оценен как перспективный на поиски месторождений флюорита, молибдена, вольфрама, полиметаллов и редких земель. Нельзя не отметить и возможность нахождения здесь колчеданных месторождений, так как рудоносные растворы обогащены серой, кремнеземом и железом.

Восточно-Саянский район выделен в связи с широким развитием на его территории углекислых термальных вод. В силу того, что микрокомпонентный состав углекислых терм на современной стадии исследований изучен недостаточно, говорить о перспективах этого района на отдельные полезные ископаемые трудно. Тем не менее наличие углекислых терм, тесно связанных с недавно угасшей вулканической деятельностью, позволяет прогнозировать здесь поиски редкometальных и ртутных месторождений.

Выделенные районы дают региональную картину перспектив на поиски полезных ископаемых территории Байкальской рифтовой зоны. Дальнейшая детализация и уточнение наиболее перспективных участков должны основываться на выявлении рудоконтролирующих зон, и в этом отношении анализ условий выхода и распределения очагов разгрузки современных гидротерм играет, на наш взгляд, не последнюю роль. Дело в том, что до последнего времени выходы термальных вод на территории Прибайкалья, в силу того что они приурочены к протяженным зонам молодых, глубинных тектонических разломов, группировались исследователями в так называемые гидроминеральные линии. Были выделены Восточно-Байкальская, Верхне-Ангарская, Западно-Баргузинская и другие гидротермальные линии. Сам по себе принцип выделения таких линий не может вызывать возражений, но в этом случае не находит объяснения вопрос, почему отдельные ограниченные участки таких линий являются путями для разгрузки гидротерм, а остальная часть, при этом

наиболее протяженная, термальные воды не выводят? Более того, имеются многочисленные примеры, когда молодые тектонические зоны вообще лишены термопроявлений. Отсюда напрашивается вывод, что кроме наличия глубинных зон для разгрузки гидротермальных растворов необходимы другие причины. Что же показывает анализ имеющегося фактического материала?

Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что все без исключения выходы современных гидротерм приурочены не просто к глубинным зонам, а зонам, имеющим характер сбросов, претерпевших новейшие тектонические движения. Тектонические нарушения такого типа располагаются параллельно основной структуре Байкальской рифтовой зоны и имеют северо-восточное и субширотное простирание. Именно эти зоны и послужили основанием для выделения гидроминеральных линий.

Вторым не менее важным фактором, создающим благоприятные условия для разгрузки гидротерм, является молодость этих разломов. Наиболее благоприятными участками неотектонических разломов являются те, которые активизированы в послеледниковый период и являются в настоящее время сейсмогенерирующими. Доказательством служат следующие примеры.

Известное Аршан-Тункинское месторождение углекислых терм приурочено к зоне обновленного в антропогене сейсмогенерирующего глубинного Тункинского разлома. Амплитуда вертикальных перемещений блоков земной коры по разлому за неоген-антропогеновое время достигает 5500 м. Время заложения разлома относится к раннему палеозою, после чего он многократно обновлялся в различные периоды, вплоть до настоящего времени. Высокая сейсмичность разлома подтверждается приуроченностью к нему эпицентров исторических землетрясений силой IX баллов. В районе Аршана В. С. Хромовских закартирован приразломный ров, являющийся палеосейсмогеологической структурой (рис. 24). Очень активным в настоящее время является и другой район развития углекислых терм, расположенный в горном обрамлении Чарской впадины, где сохранились самые молодые в Сибири голоценовые вулканы (Сыни, Чепе и др.). Сейсмогенные структуры контролируют очаги разгрузки Большелеченских, Аллинских, Гаргинских и других азотных терм. Так, Кучехирский термальный источник связан с сейсмогенной структурой Дырен (рис. 25), находящейся в области северо-восточного замыкания Баргузинской впадины. Выход источников приурочен к сбросу, возникшему в результате землетрясений силой не менее X баллов.

Следующим условием выхода гидротерм на поверхность является наличие зон разрывных нарушений, ориентированных, как правило, вкrest простирания основных глубинных разломов. Участки пересечения таких разломов испытывают наибольшие динамические нагрузки, вследствие чего породы интенсивно перемяты, раздроблены и представляют

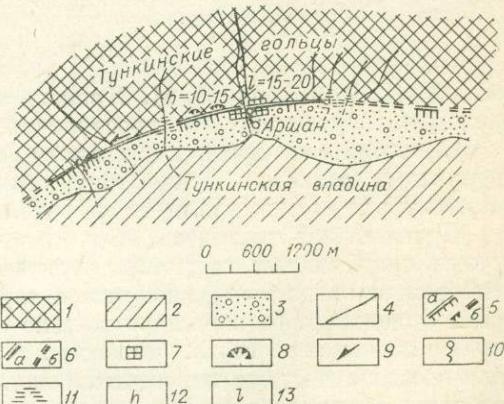


Рис. 24. Схема Аршанской сейсмодислокации.
Составил В. Жилкин, 1968 г.

1 — область поднятия докембрийского кристаллического фундамента; 2 — область погружения; 3 — ледниковые отложения; 4 — древние домезозойские разломы; 5 — сбросовые рвы: а — выраженные в рельефе, б — предполагаемые; 6 — сбросовые уступы: а — выраженные в рельефе, б — предполагаемые; 7 — участки сброшенных плейстоценовых террас; 8 — скальные сейсмогенные оползни; 9 — предполагаемые сдвиги; 10 — минеральные источники; 11 — селевые капканы и их конусы выноса; 12 — амплитуда вертикального смещения, м; 13 — ширина зияния сбросового рва, м.

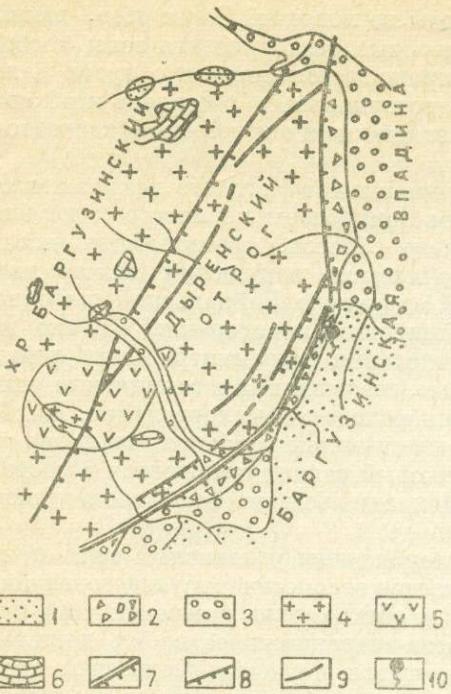


Рис. 25. Схема сейсмоструктуры Дырен.
Составили О. В. Павлов, М. Г. Демьянович, 1968 г.

1 — аллювиальные отложения поймы и надпойменных террас р. Баргузин; 2 — пролювальные отложения конусов выноса; 3 — ледниковые отложения; 4 — граниты баргузинского комплекса; 5 — габброиды икшатского комплекса; 6 — мраморы и кальцифиры баргузинской свиты; 7 — сейсмогенные соросы с ясными следами послеледникового омоложения; 8 — линии основных сбросов; 9 — докайнозойские тектонические нарушения; 10 — термальные источники.

зых, Ф. Я. Корытова, П. М. Хренова и др. была дана характеристика разломов и уточнено их пространственное положение.

Нанесение на прогнозную карту (см. рис. 21) скрытых глубинных поперечных разломов фундамента, секущих вкrest простирации складчатую структуру, выявило исключительно важную закономерность.

Практически оказалось, что все известные естественные очаги разгрузки современных гидротерм приурочены к пересечению глубинных поперечных разломов фундамента с глубинными активизированными зонами, ориентированными параллельно осям крупных складчатых структур Байкальского рифта. Четкость, с которой выходы гидротерм коррелируются с местами пересечения двух систем глубинных разломов, не оставляет сомнений в имеющейся между ними прямой генетической связи. Этот вывод открывает новые большие возможности для прогнозирования поисков не только современных гидротерм, но и месторождений полезных ископаемых, формирование которых связано с древними и отчасти современными очагами разгрузки рудоносных растворов.

Таким образом, на основании анализа условий выхода современных гидротерм в пределах выделенных нами районов наиболее перспективными для поисков гидротермальных месторождений следует считать участки пересечения зон глубинных разломов. Действительно, как показывает изучение условий залегания большинства известных гидротермальных месторождений Прибайкалья, последние связаны именно с узлами

благоприятную среду не только для проникновения инфильтрационных вод, но и для подъема с больших глубин газово-жидких флюидов. Пересечение тектонических зон двух направлений установлено буровыми работами на всех без исключения разведанных месторождениях термальных вод (Уш-Белдир, Нилова Пустынь, Аршан-Тункинский, Питателевское, Горячинское) Байкальской рифтовой зоны.

Что же представляют собой поперечные нарушения, играющие не менее важную роль в размещении очагов разгрузки термальных вод, чем активизированные разломы, параллельные основной структуре рифтовой зоны? Ответ на этот вопрос кроется, на наш взгляд, в анализе крупных структурных элементов, который показывает, что в Прибайкалье и Забайкалье широко распространены скрытые поперечные разрывы фундамента глубинного заложения, протягивающиеся на сотни километров и достигающие шириной 15—30 км. Впервые на существование поперечных разломов в Забайкалье и на Дальнем Востоке обратила внимание Е. А. Радкевич в 1956 г. Дальнейшими исследованиями М. А. Фогельмана, И. Н. Томсона, В. И. Си-

пересечения глубинных разломов. Так, Ф. Я. Корытов (1968) при составлении прогнозной карты флюоритоносности Западного Забайкалья установил новые закономерности локализации флюоритового оруденения, заключающиеся в том, что концентрация месторождений флюорита и их масштаб резко возрастают в районах, где продольные разломы сопряжены или пересекаются поперечными нарушениями. Этой же точки зрения придерживается Л. С. Пузанов (1968), который причины локализации оруденения во флюоритоносные узлы видит в широком развитии разломов северо-западного направления. Кроме флюоритового, отмечает Л. С. Пузанов, в пределах таких узлов интенсивно развивается редкометальное оруденение (Джидинский район). С узлами пересечения региональных зон разломов северо-восточного и северо-западного направлений многие исследователи (В. В. Левицкий, В. А. Буряк и др.) связывают приуроченность золотого оруденения. В размещении ртутной минерализации в Байкальской рифтовой зоне ведущая и универсальная роль принадлежит также разрывным нарушениям при резко подчиненной роли литологических факторов и практическом отсутствии влияния складчатых структур и стратиграфического контроля. В. М. Кандер (1969), рассматривая ртутное оруденение зон активизации, отмечает, что рудопроявления связаны с крупными глубинными разломами, располагаясь цепочками вдоль последних и пространственно совпадают с тектоническими узлами, возникшими в участках разветвления рудоконтролирующих тектонических зон или при пересечении их более поздними разломами или зонами смятия.

Важное значение поперечным разрывам и зонам их пересечения в размещении и локализации рудных формаций Прибайкалья придают в последнее время П. М. Хренов, В. Г. Гладков, В. С. Домрачев и др. Так, В. С. Домрачев, Л. А. Мастиюн и др. (1968) относят поперечные разломы Забайкалья к важнейшим региональным рудоконтролирующем (рудораспределяющим?) структурам или рудным зонам с весьма интенсивной полиметальной минерализацией. По их мнению, обладая барьерными свойствами, поперечные разломы являются наиболее удобными путями для разгрузки магматических очагов и движения рудоносных растворов, что обусловливает концентрацию в их пределах самой разно типной минерализации.

Таким образом, металлогенические исследования, проведенные в последние годы в Прибайкалье, подтверждают правильность сделанных нами прогнозов. Что же показывают данные гидрогеологических работ на месторождениях терм? В мировой практике имеются многочисленные примеры такой связи эптермальных рудных месторождений с очагами разгрузки термальных вод. Достаточно назвать работы С. И. Набоко, Д. Уайта, П. Б. Бартона (младшего), Л. М. Лебедева.

На территории Байкальской рифтовой зоны в настоящее время имеется всего пять участков, где проведены разведочные работы на месторождениях термальных вод (Нилова Пустынь, Уш-Белдир, Питателевское, Горячинское и Аршан-Тункинское). Небольшая глубина скважин (обычно до 300 м) и отсутствие специальных наблюдений дают основание лишь для предварительного суждения о распространении рудной минерализации в районе выходов гидротерм.

Наиболее интересным, с рассматриваемой точки зрения, является месторождение Нилова Пустынь. Очаг разгрузки гидротерм, по данным разведочных работ, проведенных Бурятским геологическим управлением под руководством И. М. Борисенко, находится на пересечении субширотного и меридионального (поперечного) разломов. Субширотная тектоническая зона разломов характеризуется сильной перемягостью пород вплоть до тектонической «муки». Поперечный разлом проходит по ущелью р. Ихе-Угунь и состоит из ряда зон дробления общей мощностью до 400 м. Район источника сложен гнейсами с прослоями карбонатных пород,

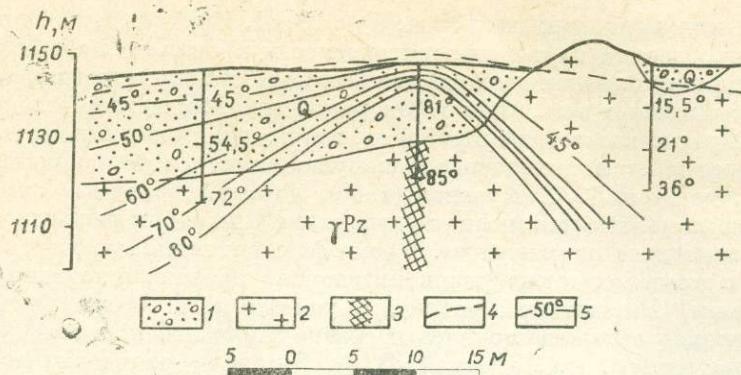


Рис. 26. Геотермический разрез Уш-Белдирского месторождения терм. Составил В. Е. Сидоров, 1965 г.

1 — аллювиальные отложения; 2 — изверженные породы (граниты, гранодиориты и др.); 3 — основная термовыводящая зона; 4 — пьезометрический уровень термальных вод; 5 — изотермы, °С.

прорванных интрузиями розовых и розовато-серых гранитов, сиенитов и гранодиоритов протерозоя. Метаморфические породы местами перекрыты неогеновыми базальтами. Вмещающие термы граниты, граносиениты и другие изверженные породы сильно трещиноваты. Трещины выполнены кальцитом, хлоритом, местами наблюдаются скопления мелких кристаллов пирита, отмечается окварцевание пород. Породы в значительной степени обогащены рудными компонентами, в отдельных интервалах установлены повышенные содержания молибдена, цинка, свинца и др. В пробе из зоны окварцевания, отобранный И. М. Борисенко в скв. З с интервала глубины 57,8—59 м, спектральным анализом установлены следующие содержания элементов (вес. %): Zn — 0,3—3; Pb — 0,1—3; Mn — 0,1—0,3; Sn — 0,003—0,1; W, Cd, Li, Be и Sr до 0,1; Ag, Bi, Cr, Mo и Ga до 0,01; In до 0,003.

Повышенные содержания отдельных рудных компонентов в породах Ниловопустынского месторождения терм могут свидетельствовать о возможности вскрытия на некоторой глубине в зоне смешения холодных инфильтрационных вод с поднимающимися с глубины горячими растворами высоких и даже промышленных концентраций таких компонентов, как молибден, вольфрам, а возможно и полиметаллов.

Об этом, в частности, свидетельствуют и содержания в термальных водах отдельных микрокомпонентов (мг/л): Cu — 0,04, Ni — 0,01, Pb — 0,025, В — 0,04, Le — 0,0043, Mo — 0,09, W — 0,28 и др.

Геологическая структура другого месторождения терм, Уш-Белдирского, также характеризуется наличием крупных глыбово-складчатых блоков, рассеченные меридиональным Белинским глубинным разломом и менее выраженным широтными разломами. В результате разведочных работ Института курортологии и физиотерапии под руководством В. Е. Сидорова установлена основная термовыводящая зона, имеющая северо-восточное простижение и вертикальное падение (рис. 26). Тектоническая зона, выводящая гидротермы, пересекает сиениты и граносиениты девона и проходит по контакту с гранитным штоком. В пределах термовыводящей зоны породы (сиениты) раздроблены, рассечены открытыми тектоническими трещинами и носят отпечаток гидротермальных изменений, что выражается в развитии таких вторичных минералов, как пирит, халькопирит, кремнезем, эпидот, хлорит, серицит, цеолиты и кальцит, которые развиты не только по трещинам гранитов, но и в четвертичных аллювиальных образованиях. Мощность зоны цементации достигает 15—20 м. Таким образом, несмотря на небольшую глубину сква-

жин (до 15 м) на Уш-Белдирском месторождении, вскрывающих лишь самую верхнюю зону, наличие гидротермальных изменений может свидетельствовать о значительных гидротермальных процессах, протекающих на глубинах в этом районе. Вторичное изменение пород и другие проявления гидротермальной деятельности отмечены на Горячинском, Питателевском и Аршан-Тункинском месторождениях современных гидротерм. Хотя эти проявления и незначительны, при прогнозировании вскрытия на глубине рудных концентраций ими нельзя пренебрегать. Такие вторичные гидротермальные изменения, на наш взгляд, являются хорошими индикаторами наличия глубинного оруденения.

Вопрос о наиболее вероятных глубинах залегания рудных залежей в районах очагов разгрузки современных гидротерм необходимо решать отдельно в каждом конкретном случае на основании анализа химического и микрокомпонентного состава гидротерм, температурных параметров системы и структурно-геологических условий объекта.

Особенно следует подчеркнуть большую роль в формировании и сохранении рудных месторождений структурных ловушек. Это достаточно мощные покрышки, способные к пластическим деформациям, зоны контактов разновозрастных образований и другие специфические геологотектонические структуры, представляющие собой гидродинамические барражи. Отсутствие благоприятных структурных условий ведет к расщеплению поступающих с гидротермами рудных компонентов, тогда как наличие благоприятных структурных условий способствует образованию месторождений.

Изложенные представления о поисковом значении очагов разгрузки современных гидротерм и предложенные рекомендации требуют дальнейшей разработки и детализации. Они намечают основное направление последующих разработок по выявлению критериев размещения наиболее перспективных рудных районов и участков на территории Байкальской рифтовой зоны.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Одним из перспективных методов определения предвестников как сильных, так и слабых землетрясений является всестороннее изучение гидродинамического, химического и газового режима подземных и особенно термальных вод, формирование и выход на поверхность которых связаны с зонами глубинных сейсмогенерирующих тектонических разломов. Это объясняется тем, что вода, находящаяся в порах и трещинах пород земной коры, весьма чутко реагирует на нарастания напряжений в последних.

Так, уже давно отмечено и изучено влияние на уровни или напоры водоносных горизонтов колебаний атмосферного давления, уровня поверхностных вод и т. д. Точно так же изменения напряжений, предшествующие землетрясению, вызовут изменения давления воды в водоносных горизонтах и обводненных трещиноватых зонах, которое может быть зафиксировано и измерено. И. Г. Киссин (1970, 1971), рассматривая возможный механизм изменения режима водоносных горизонтов перед землетрясением, пришел к выводу о том, что изменения режима подземных вод, связанные с накоплением напряжений в области очага землетрясения, развиваются в течение длительного времени и происходят на каждом участке в однозначном направлении, а более резкие нарушения режима обусловлены изменением напряженного состояния и фильтрационных связей. В результате возникновение пластических деформаций и трещин предвестников в зоне очага сопровождается перераспределением напряжений, что влияет на напоры подземных вод. Самостоятель-

ный разрыв приводит к сбрасыванию напряжений, а процесс формирования трещин-предвестников — к возрастанию напряжений на разрушенных участках. Таким образом, упругие деформации, затрагивая определенный объем горных пород перед землетрясением, действуют на давление подземных вод, которое можно считать основным гидрогеологическим показателем приближающегося землетрясения. Изменение давления подземных вод отражается не только на напорах и уровнях, но также на дебите источников и скважин, наблюдения над колебанием которого могут служить дополнительным признаком приближающегося землетрясения.

Рост упругих напряжений перед землетрясением сказывается не только на гидродинамических показателях, но и на изменении химического и газового состава подземных и особенно термальных вод, формирующихся на больших глубинах. Это вызывается прежде всего изменением физико-химических процессов в гипоцентральной области и поступлением в результате возросшего давления по развивающимся трещинам насыщенных газами вод (флюидов), обогащенных отдельными компонентами. Кроме того, локальное повышение давления и температуры приводит к приобретению водой и водными растворами новых свойств. Ф. А. Летников (1969) предложил такую воду назвать активированной. В результате проведенных этим автором экспериментов установлено, что активированные воды и растворы обладают рядом особенностей. Они характеризуются повышенной агрессивностью по отношению к вмещающим породам (и как следствие этого по составу и соотношению компонентов отличаются от других растворов), а также способностью прочно удерживать в своем составе растворенное вещество, что может привести к аномально высоким содержаниям отдельных компонентов.

В этой связи безусловный интерес для поисков гидрогеологических предвестников землетрясений представляет изменение концентраций определенных, наиболее подвижных и глубинных компонентов термальных вод. К таким компонентам в первую очередь следует отнести гелий, радон и углекислый газ, а из компонентов химического состава — фтор, хлор и серу, содержащуюся в термальных водах в виде иона SO_4^{2-} и газа H_2S .

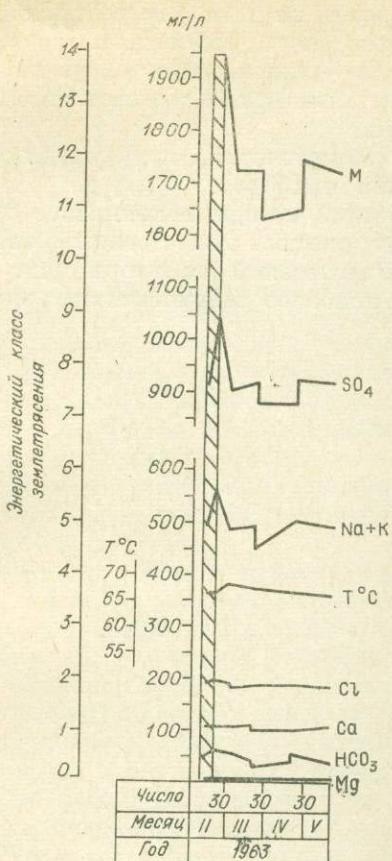
По нашему мнению, именно эти компоненты в силу своего глубинного происхождения, с одной стороны, и в результате поступления при нарушении кристаллических решеток минералов при напряжениях — с другой, являются наиболее характерными индикаторами — предвестниками землетрясений для термальных вод Байкальской рифтовой зоны.

Изучение Байкальской рифтовой зоны показало, что выходы терм обычно приурочены к сейсмогенерирующем разломам на пересечении последних с поперечными разломами глубинного заложения. Являясь водами глубокого зарождения и имея на выходе температуру до 81°C , термы — весьма чувствительный индикатор происходящих на территории Прибайкалья землетрясений.

Так, при Муйском землетрясении 1957 г. температура воды Чарского источника возросла с $42-43$ до $47-48^\circ\text{C}$ с одновременным увеличением дебита; при десятибалльном землетрясении в северной Монголии 5/I 1967 г. значительно увеличилась температура и дебит термальных вод, вскрытых скважинами на Питателевском месторождении близ г. Улан-Удэ и т. д.

Для выявления характеристик гидрогеологических индикаторов — предвестников землетрясений необходимы длительные и систематические режимные наблюдения, отсутствующие в настоящее время на изученной территории. Проведенный нами анализ недолгосрочных режимных наблюдений, выполненных Бурятским геологическим управлением на Питателевском (1961—1963 гг.) и Ниловопустынском (1964—1966 гг.) месторождениях, и сопоставление полученных данных с про-

Питателевское
месторождение
скв. 52



Ниловопустынское
месторождение
скв. 2

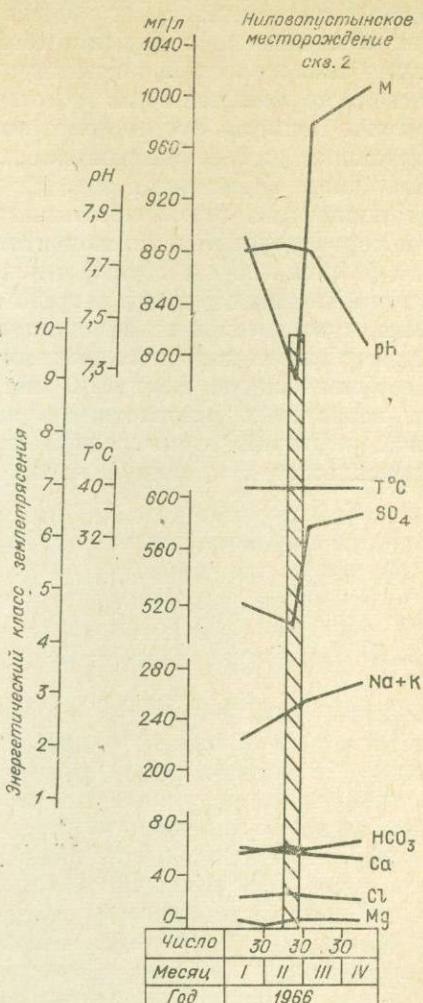


Рис. 27. График изменения компонентов основного состава минерализации, температуры и pH современных гидротерм Питателевского и Ниловопустынского месторождений в связи со слабыми землетрясениями в дельте р. Селенги и в долине р. Эхе-Угунь.

шедшими в этот период очень слабыми землетрясениями в районе дельты р. Селенги и в долине р. Эхе-Угунь дают обнадеживающие результаты. Наиболее ощутимые изменения в химическом составе термальной воды на Ниловопустынском месторождении выявлены по скв. 2 до и после землетрясения 17.II 1966 г., относящегося к 10 энергетическому классу по шкале Т. Г. Раутиан, и в скв. 52 Питателевского месторождения после землетрясения 10.II 1963 г., относящегося к 14 энергетическому классу (рис. 27). Хотя установить каких-либо закономерностей по этим далеко не полным и в значительной степени случайным данным не представляется возможным, тем не менее воздействие очага землетрясения четко прослеживается по изменению содержания сульфатиона, натрия и суммы ионов. В меньшей степени это относится к хлору и другим компонентам химического состава терм.

Таким образом, представляется необходимым в ближайшем будущем на территории Байкальской рифтовой зоны провести специализированные

наблюдения за термальными водами и создать опытные полигоны, на которых в комплексе с другими геофизическими работами для прогнозирования землетрясений рекомендуется осуществить каптаж глубокими скважинами термальной зоны в месте разгрузки термальных вод с целью исключения влияния посторонних поверхностных факторов и оборудовать скважины для режимных наблюдений за давлением воды, определяющим напор термальных вод, уровнем воды, дебитом, температурой воды, компонентным газовым составам терм—гелием, радоном, углекислым газом и сероводородом и компонентным химическим составом терм, особенно за фтором, хлором и сульфат-ионом.

Все наблюдения должны вестись систематически, непрерывно с применением чувствительных самопишущих приборов.

Гидродинамический и гидрохимический методы в комплексе с другими геофизическими методами, могут внести существенныйклад в поиски возможных предвестников землетрясений на территории Байкальской рифтовой зоны, одной из наиболее сейсмоактивных внутриконтинентальных зон земной коры.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

На территории Байкальской рифтовой зоны в хорошо промытых от солевого комплекса метаморфических, изверженных и осадочных породах различного возраста повсеместно развиты пресные подземные воды, для которых характерна природная вертикальная гидрохимическая зональность, выражаясь в закономерном изменении химического и газового состава, условий питания и динамики по мере снижения абсолютных отметок рельефа и глубины залегания. Особое место среди подземных вод рифта занимают зоны разгрузки минеральных вод, приуроченные к тектоническим нарушениям, выводящим на поверхность современные гидротермы.

Все многообразие существующих на территории Байкальской рифтовой зоны современных гидротерм сводится к восьми основным типам, которые, с нашей точки зрения, наиболее полно отражают особенности их генезиса и условий формирования. В основу систематизации гидротерм положен принцип аналогии, давно и надежно оправдавший себя как в Советском Союзе, так и за рубежом. Среди азотных терм выделены горячинский, аллинский, кульдурский и питателевский; углекислых — шумакский и боржомский; метановых — тункинский и истокский типы.

Основными источниками пополнения естественных ресурсов современных гидротерм являются атмосферные осадки, поверхностные и подземные воды. Особенностью этой категории природных вод является их слабая соленасыщенность.

Часть метеорных вод, идущая на пополнение ресурсов гидротерм, вступает в длительный круговорот, захватывающий глубокие зоны земной коры, и, смешиваясь с поступающими снизу водными флюидами, формирует пеструю гамму теплых и горячих источников различного химического состава.

Еще большую роль в разбавлении современных гидротерм играют поверхностные и подземные холодные воды, в значительной степени определяющие их гидрохимический облик при выходе на поверхность.

Сложное и многообразное взаимоотношение атмосферных, речных и подземных вод с поступающими на поверхность глубинными флюидами, не только затрудняет установление генезиса современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны, но и является первопричиной многолетней дискуссии по вопросу генезиса этого типа природных вод.

Анализ химического, газового и микрокомпонентного состава, гидрохимической зональности атмосферных, поверхностных и подземных вод зоны активного водообмена позволяет утверждать, что в составе современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны, помимо вод экзогенной природы, участвуют воды и иного генезиса.

В формировании ресурсов современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны могут принимать участие эндогенные флюиды, отвечающие по своему составу магматогенным и метаморфогенным гидротермальным

растворам. Наиболее объективные данные о химическом составе магматогенных гидротермальных растворов получены на основании изучения газовых и жидких включений в минералах и породах, а также в результате бурения на гидротермальных системах в областях активного вулканизма (Камчатка, Новая Зеландия и др.).

Изучение жидких и газовых включений в различных минералах показало, что главными компонентами минералообразующих растворов являются вода, углекислота, водород, хлориды натрия, калия и кальция, растворенный кремнезем, фтор и реже сульфаты натрия, кальция и бикарбонаты. Полученные данные свидетельствуют о большом диапазоне изменения химического состава магматогенных гидротермальных растворов от слабоминерализованных гидрокарбонатных кальциевых до хлоридных, фторидных натриевых, калиевых и кальциевых рассолов включительно, с преобладанием рассолов хлоридного натриевого состава.

Результаты изучения воды и газа, заключенных в минералах магматических горных пород, увязываются с составом вулканических экскальций и некоторых термальных источников областей современной и недавно угасшей вулканической деятельности. Такими общими компонентами являются хлор, фтор, сера и ее соединения, водород, углекислота и металлы As, Hg, Cu, Mo и др.

Подавляющее большинство мировых гидротермальных систем характеризуется присутствием высокотермальных (перегретых) хлоридных натриевых растворов небольшой минерализации (до 2—5 г/л), обогащенных калием, редкими щелочами, бором, фтором и кремнеземом. В газовом составе их преобладают углекислый газ, сероводород и азот. Состав газовой смеси во включениях минералов зависит от температуры минералообразования. Группа высокотемпературных газов характеризуется преобладанием суммы SO_2 , H_2O , Cl и F над углекислотой. Азот, предельные углеводороды и редкие газы в подавляющем большинстве случаев содержатся в количестве не более 10—20%. С понижением температуры состав газа эволюционирует в сторону роста содержания CO_2 , O_2 , N_2 и редких газов. В низкотемпературной газовой смеси включений преобладают N_2 , CO_2 и O_2 .

Таким образом, основным отличием глубинных гидротерм от современных является не присутствие в них экзотических компонентов и соединений, как это следовало бы ожидать, а исключительно высокая концентрация отдельных элементов, неизвестная в подземных водах.

Исходя из этого факта, наиболее вероятным родоначальным членом генетического ряда современных гидротерм можно считать слабоминерализованные перегретые галоидные растворы щелочей, насыщенные кремнекислотой и содержащие в значительных количествах серу, ртуть и другие металлы, а в газовом составе CO_2 , H_2S и N_2 .

Не менее важным глубинным источником питания современных гидротерм являются связанные воды (кристаллизационные, конституционные и др.) пород, высвобождающиеся и мигрирующие в виде направленных потоков в периоды активных тектонических напряжений (метаморфогенные растворы).

Для метаморфогенных растворов характерен более сложный состав, так как компоненты такого раствора, за исключением самого растворителя, отражают химический состав вмещающих пород, из которых они переходят в раствор. Приуроченность современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны к породам гранитоидной формации предопределяет обогащение раствора щелочами, кальцием, магнием, а из анионов — гидрокарбонатными и сульфатными ионами. Кроме того, в процессе мобилизации вещества коры, метаморфогенные растворы обогащаются металлами.

Возможность участия эндогенных флюидов в формировании современных гидротерм подтверждается анализом геотермической обстановки, существующей на территории рифтовой зоны. Исходя из реальных вели-

чин геотермического градиента $1,5 \div 5,2^{\circ}\text{C}/\text{м}$, минимальная расчетная глубина формирования современных азотных гидротерм Байкальской рифтовой зоны нами принимается в 1,5—6 км, тогда как максимальная может достигать десятков километров. Об этом свидетельствует тот факт, что зоны тектонических нарушений («открытые» неотектонические и сейсмогенные разломы), являющиеся проводящими путями для гидротерм, достигают глубины 10—20 км и более и нередко полностью пересекают земную кору до верхней мантии.

Для гидротерм, насыщенных углекислотой, установлена прямая связь с проявлениями недавней вулканической деятельности, т. е. с участками неглубокого залегания магматического очага и высокого теплового потока, что дает прямые доказательства образования их газовой составляющей в значительной степени за счет вулканических эманаций. Формирование минерализованных гидрокарбонатных натриевых углекислых гидротерм происходит на глубинах порядка 1,5—3 км, а гидрокарбонатных щелочноземельных — на глубинах до 1,5 км в зоне достаточно интенсивной циркуляции пресных холодных подземных вод.

В осадочных кайнозойских отложениях впадин байкальского типа, где развиты метановые гидротермы, высокий тепловой поток обусловил смещение вверх гидрогеохимических зон. Так, в горном обрамлении впадин байкальского типа зона формирования гидрокарбонатных натриевых вод располагается на глубинах 1,5—3 км, в во впадинах мы имеем гидрокарбонатные натриевые воды с температурой 30—40°C уже на глубинах 200—800 м, на глубине же около 3 км в Байкальской впадине вскрыты хлоридные натриевые воды, предположительная глубина залегания которых в горном обрамлении более 6 км. В силу этого же обстоятельства метановые гидрокарбонатные натриевые гидротермы содержат повышенное количество хлора.

Существование в Байкальской рифтовой зоне условий для проникновения из нагретых до 500—1000° и более глубинных зон земной коры и мантии, насыщенных газами эндогенных ионно-молекулярных растворов (водных флюидов), генерация которых связана с особым разуплотненным состоянием вещества в астеносферном слое и локальными очагами расплава в земной коре, подтверждается геофизическими данными по глубинному строению этой территории.

Аномальные тепловые потоки и особое состояние вещества мантии определяют исключительно высокую мобильность этого сектора земной коры, начиная с конца палеогена — начала неогена до настоящего времени. В силу этого Байкальская рифтовая зона резко выделяется на фоне смежных территорий исключительно высокой сейсмической активностью и располагается в области, где сила землетрясений достигает IX—X и более баллов по шкалам MSK — 64. При этом земная кора испытывает резко выраженное растяжение вкрест неотектонических структур.

Из сказанного следует, что основную роль в формировании современных гидротерм играют геолого-структурные факторы, предопределившие распространение трех разновидностей гидротерм — азотных, углекислых и метановых. Азотные термы распространены преимущественно в центральной части рифтовой зоны, где наиболее ярко выражена неотектоническая активность, связанная с глубинными сейсмоактивными омоложенными разломами; углекислые — развиты в районах с недавно угласшей вулканической деятельностью на флангах Байкальского рифа; метановые — вскрыты скважинами только во впадинах байкальского типа, выполненных кайнозойскими угленосными отложениями.

Современные гидротермы являются не случайным, эпизодическим явлением в Байкальской рифтовой зоне, а логическим результатом всего предыдущего бурного и своеобразного этапа развития этого сектора земной коры.

На основании полученных в результате исследований материалов предложена модель формирования современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. На модели выделена зона развития современных гидротерм, охватывающая глубины порядка 5–6 км. В этой зоне развиты гидротермы, геохимический облик которых соответствует непосредственно наблюдаемым и анализируемым водам термальных источников и скважин. Растворитель этих гидротерм практически полностью представлен метеогенной водой, что подтверждается данными изотопного состава водорода и кислорода. Вариации содержаний изотопов O^{18} и дейтерия свидетельствуют, что доля участия в гидротермах эндогенной воды не поддается количественному учету и ориентировочно может быть оценена в несколько процентов.

Таким образом, современные гидротермы Байкальской рифтовой зоны представляют собой сильно разубоженные силикатные многокомпонентные растворы, сбросившие основной рудный груз при подъеме к поверхности по мере изменения окислительно-восстановительных условий, температуры, давления и разбавления неглубокозалегающими подземными и атмосферными водами.

Наиболее вероятно, что массовое сбрасывание рудного груза современными гидротермами происходит на глубинах от 2–5 до 10 км (вторая зона) при преодолении гидродинамического, геохимического и термодинамического барьера.

Основными процессами, приводящими к накоплению рудных компонентов, при этом являются гидролиз, сорбция и окисление восстановление. Особо следует подчеркнуть большую роль, которую осуществляют в формировании и сохранении рудных месторождений структурные ловушки, представляющие собой гидродинамические барьеры.

Ниже зоны рудоотложения располагаются зона выноса насыщенных газами ионно-молекулярных растворов (водных флюидов) и мобилизации вещества из вмещающих пород, включающая часть гранито-гнейсового слоя, гранулито-базитовую и эклогитовую оболочки, а также верхнюю часть мантии. В пределах выделенной зоны генерируются флюиды, отвечающие по составу магматогенным и метаморфогенным растворам.

Предложенная модель формирования современных гидротерм основывается на данных о глубинном строении Байкальской рифтовой зоны, геолого-тектонических условиях территории Прибайкалья, повышенной сейсмичности, высокой гелиеносности, в десятки раз превышающей фоновые содержания, фтороносности, приводящей к выпадению и накоплению в отдельных выходах терм флюорита, и других факторах новейшей активности, подтверждающих наличие в Байкальской рифтовой зоне глубинной тепловой аномалии, несомненно, оказывающей влияние на формирование химического, микрокомпонентного и газового состава современных гидротерм.

В этой связи, положение отдельных исследователей об исключительно метеорном генезисе терм Прибайкалья, формирующих свой состав только за счет выщелачивания инфильтрационными водами вмещающих пород, является, на наш взгляд, не правомерным. Не отрицая существенной роли выщелачивания и растворения вмещающих пород в формировании химического облика современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны, наряду с ними следует признать наличие других источников питания и пополнения терм серой, фтором, хлором, металлами и металлоидами и другими элементами.

В изложенной теории происхождения современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны наиболее объективно и полно отражен весь фактический материал, полученный в период полевых исследований и накопленный многими поколениями геологов, гидрогеологов и специалистами других областей знаний, изучавшими генезис современных гидротерм активизированных зон земной коры и Байкальской рифтовой зоны,

в частности. Она снимает противоречия, служившие предметом многолетней дискуссии между сторонниками «ювенильного» и инфильтрационного генезиса терм и, что особенно важно, открывает новые перспективы при прогнозировании размещения и постановки поисков различных полезных ископаемых (флюорит, полиметаллы, ртуть и др.)

В то же время дискуссионность отдельных положений, выдвинутых при рассмотрении генезиса современных гидротерм, предопределяет необходимость проведения дальнейших специальных исследований в целях уточнения доли эндогенной составляющей современных гидротерм и определения их абсолютного возраста. Для этого необходимо:

1) продолжить изучение изотопного состава воды (особенно трития), газов (кислорода, азота, аргона) и серы сульфатных ионов гидротерм;

2) изучить химический и изотопный состав газов закрытых пор изверженных и метаморфических пород, преобладающих в Байкальской рифтовой зоне;

3) установить изотопный состав серы сульфидных минералов изверженных метаморфических пород и водных отложений терм;

4) продолжить изучение геохимии редких элементов, особенностей их распространения и форм миграции в гидротермальных растворах.

Изучение современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны имеет не только исключительный теоретический интерес, но и большое народнохозяйственное значение. Термальные воды находят применение в бальнеологии, теплофикации, тепло-парниковом строительстве и теплознергетике. Кроме того, термогидрогохимические аномалии могут быть использованы для прогнозирования поисков месторождений полезных ископаемых и как возможные индикаторы — предвестники будущих землетрясений.

Суммарный дебит всех источников и скважин, вскрывающих термы на территории Байкальской рифтовой зоны, составляет $1 \text{ м}^3/\text{с}$. Исходя из опыта разведочных работ на месторождениях терм при каптаже очага разгрузки дебит может быть увеличен минимум в 2,5—3 раза. С учетом поправочного коэффициента естественные ресурсы термальных вод Байкальской рифтовой зоны как минимум составляют $2\text{ м}^3/\text{с}$. Важно и то, что физико-химические свойства, химический и газовый состав современных гидротерм рифта в годовом и многолетнем разрезе не испытывает сколько-нибудь значительных колебаний.

Все эти факторы, несомненно, благоприятно сказываются на возможности практического использования гидротерм.

Результаты исследований термальных вод Байкальской рифтовой зоны позволяют наметить перспективы развития и дать практические рекомендации по использованию термальных минеральных вод территории, прилегающей к уникальному хранилищу пресных вод — оз. Байкал. При создании курортных районов необходимо и экономически целесообразно идти по линии расширения существующих курортов, т. е. создавать крупные санаторно-курортные комплексы на 1000—3000 мест. Наряду со строительством и расширением курортов, на наиболее доступных источниках следует создавать местные водолечебницы с обеспечением надлежащего медицинского надзора. Особенно следует обратить внимание на районы, расположенные по трассе строящейся Байкало-Амурской железнодорожной магистрали.

Для быстрейшего освоения термальных вод в лечебных целях при организации на Байкале зоны отдыха и курортов необходимо решить вопрос о создании специализированного курортного управления «Байкальминвод».

Термальные воды Байкальской рифтовой зоны должны найти применение для теплофикации зданий и создания тепло-парниковых хозяйств. Технико-экономические расчеты подтверждают экономическую

целесообразность такого использования, и вопрос освоения термальных вод целиком зависит от наличия потребителей. Эффект от применения термальных вод будет особенно значителен в северных суровых климатических условиях, где распространена многолетняя мерзлота и высока стоимость топлива.

В более отдаленной перспективе следует рекомендовать использование тепла термальных вод в теплоэнергетических целях, для чего необходимо провести дополнительные разведочные работы по выведению на поверхность высокотемпературных терм и подсчитать их запасы. Гидротермы можно использовать в геотермоэнергетических установках с применением веществ холодильных машин, где достаточны температуры воды 60—90°С и дебит более 30 л/с.

Установленные закономерности формирования и выявленные источники питания современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны позволяют сделать вывод о большой роли гидротерм в процессах рудообразования. Выходы на поверхность термальных вод представляют собой своеобразные термогидрохимические аномалии, использование которых для прогнозирования размещения и поисков полезных ископаемых в пределах Байкальской рифтовой зоны представляется весьма перспективным, тем более, что раньше такие прогнозы не производились. В основу прогнозной карты положена предположка о генерирующей полезное ископаемое деятельности современных гидротерм и комплекс признаков, главными из которых являются относительно высокие содержания в них фтора, серы и хлора, отдельных рудных компонентов, а также особенности современной и палеотектонической обстановки, контролирующих рудообразование.

Рассмотренные критерии позволили выделить в Байкальской рифтовой зоне пять районов, дающих региональную картину перспектив на поиски различных полезных ископаемых.

Анализ фактического материала показал, что практически все известные естественные очаги разгрузки современных гидротерм приурочены к пересечению глубинных поперечных разломов фундамента с глубинными активизированными сейсмогенерирующими разломами типа сбросов, ориентированными параллельно оси крупных складчатых структур Байкальского рифта. Четкость, с которой выходы гидротерм коррелируются с местами пересечения двух систем глубинных разломов, не оставляет сомнения в имеющейся между ними прямой генетической связи. Этот вывод открывает возможности для прогнозирования поисков не только современных гидротерм, но и месторождений полезных ископаемых, формирование которых связано с древними и современными очагами разгрузки рудоносных растворов.

Изложенные представления о поисковом значении очагов разгрузки современных гидротерм и данные рекомендации требуют дальнейшей разработки и детализации. Они намечают лишь основное направление последующих разработок по выявлению критерии размещения наиболее перспективных районов и участков на территории Байкальской рифтовой зоны.

Основной задачей дальнейших исследований в этом направлении следует считать работы по выявлению структурных ловушек и других форм гидродинамических барьеров, играющих важную роль в формировании и сохранении рудных месторождений.

Современные гидротермы Байкальской рифтовой зоны, наиболее сейсмоактивной внутриконтинентальной зоны земной коры, являются благоприятным объектом для использования их в качестве индикаторов — предвестников землетрясений. Анализ долгосрочных режимных наблюдений и сопоставление полученных данных с прошедшими в этот период слабыми землетрясениями дал обнадеживающие результаты.

В этой связи в ближайшем будущем на территории рифтовой зоны необходимо провести специализированные режимные наблюдения за термальными водами и создать опытные полигоны, на которых с целью прогнозирования землетрясений рекомендуется проводить систематическое изучение давлений и уровней в скважинах, а также дебита и температуры воды.

Особенно важно провести наблюдения за изменением концентраций определенных, наиболее подвижных и глубинных компонентов термальных вод, к которым в первую очередь относят гелий, радон и углекислый газ, а из компонентов основного химического состава фтор, хлор и серу, содержащую в виде иона SO_4 и газа H_2S .

Создание опытных полигонов и сети режимных наблюдений за термальными водами должно предусматривать также проведение воднобалансовых исследований, необходимых для уточнения количественной характеристики источников питания и подсчета естественных ресурсов современных гидротерм.

ЛИТЕРАТУРА

- Албагачисва В. А.** Условия формирования источников типа акратотерм в Северном Забайкалье. М., «Недра», 1965, 77 с.
- Алексеев А. А.** Фтор в акратотермах.— «Геохимия», 1956, № 4, с. 58—63.
- Алекин О. А.** Основы гидрохимии. Л., Гидрометеоиздат, 1953, 296 с.
- Арсанова Г. И.** Рубидий и цезий в термальных водах вулканических областей. Автореф. дисс., М., 1971, 23 с.
- Барабанов Л. Н., Дислер В. Н.** Основные закономерности формирования азотных терм в СССР и других странах.— В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М., «Наука», 1968, с. 16—19 (Международ. геол. конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов).
- Барабанов Л. Н., Сидоров В. Е.** Гидрогеология Уш-Белдирского месторождения термальных вод в Тувинской АССР.— В кн.: Матер. V совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Тюмень, 1967, с. 138—139.
- Бартон П. Б.** Химическая обстановка рудоотложения и проблема переноса рудообразующих элементов при низкой температуре. Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961, с. 358—386.
- Басков Е. А., Дервиц А. Л., Каменский И. Л., Суриков С. Н., Толстухин И. Н.** Содержание тригия и изогонный состав гелия в некоторых вулканических источниках Курил и Камчатки.— В кн.: Матер. VI совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Хабаровск, 1970, с. 86—87.
- Басков Е. А., Климов Г. И.** Состав и условия формирования минеральных вод Забайкалья.— «Труды ВСЕГЕИ. Новая серия», 1963, г. 101, с. 50—88.
- Белоусов В. В.** Очерки геохимии природных газов. М., ОНТИ, 1937, 143 с.
- Беус А. А.** Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах.— «Геохимия», 1958, № 4, с. 307—313.
- Блох А. М.** Структура воды и геологические процессы. М., «Недра», 1969, с. 3—197.
- Богомолов Н. С., Диковский А. И. и др.** Минеральные воды Читинской области.— В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 192—196. (Тр. комиссии по изучен. подземных вод Сибири и Дальнего Востока, вып. V).
- Бойко Т. Ф.** Металлоносность поверхностных вод и рассолов. М., «Наука», 1969, с. 3—115.
- Борисенко И. М., Замана Л. В., Ломоносов И. С., Пинникер Е. В.** Минеральные и термальные воды Бурятии и перспективы их использования.— В кн.: Матер. 2-го совещ. по проблемам развития и размещения производ. сил. Бурят. АССР. Улан-Удэ, 1970, с. 258—267.
- Борисенко И. М., Ломоносов И. С.** Режим минеральных вод Прибайкалья.— В кн.: Матер. VI совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Хабаровск, 1970, с. 73—74.
- Брезгулов В. С.** Дейтерий в поверхностных и подземных водах. В кн.: Ядерно-геофизические, геохимические и изотопные методы в геологии. М., 1968, с. 317—328. (Труды ВНИИЯГГ).
- Брезгулов В. С., Ломоносов И. С., Пинникер Е. В., Сойфер В. И.** Изотопный состав термальных и углекислых минеральных вод юга Восточной Сибири.— В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 89—92. (Матер. комиссии по изучен. подземных вод Сибири и Дальнего Востока, вып. V).
- Бухаров А. А.** Новые данные по геологии и металлогении докембрийского Прибайкальского вулканического пояса.— «Вопросы геологии Прибайкалья Забайкалья», с. 69—74. Чита, 1969, вып. 6, ч. 1.
- Вернадский В. И.** История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Часть 1, вып. 1—2. Л., 1933, с. 203—402.
- Ветштейн В. Е., Гуляницкая Т. П., Сойфер В. И., Брезгулов В. С., Шимараев М. Н.** Изотопный состав кислорода и водорода вод открытых водоемов и вулканогенных источников. (На примере оз. Байкал и Камчатки).— «Геохимия», 1967, № 6, с. 737—739.

- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959, 44 с.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Гановичева Г. М., Писарский Б. И., Шнейдер Г. М., Кашина М. А., Бехтерева Н. В. Режим химического состава минеральных вод Прибайкалья.— В кн.: Матер. VI совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск-Хабаровск, 1970, с. 74—76.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968, 364 с.
- Горностаев В. П. О глубинной геоэлектрической модели Прибайкалья.— «Геология и геофизика», 1972, № 6, с. 98—102.
- Гуревич М. С. Изотопный состав аргона природных газов и его гидрогеохимическое значение.— В кн.: Матер. по гидрогеохимии и поисковой гидрогеологии. Л., «Недра», 1968а, с. 107—123.
- Гуревич М. С. О генезисе природного азотного газа.— В кн.: Матер. по гидрогеохимии и поисковой гидрогеологии. Л., «Недра», 1968б, с. 123—134.
- Дислер В. И. Возможные направления эволюции углекислых вод и азотных терм областей новейшего горообразования.— «Бюлл. МОИП», 1971, № 3, с. 114—125.
- Домрачев В. С., Маслютин Л. А., Нашарта В. А., Огородников В. Д. Поперечные структурные барьеры и их металлогеническое значение.— «Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья». Чита, 1968, вып. 3(5), с. 34—37.
- Доронина М. А., Ломоносов И. С., Орлова Л. М., Писарский Б. И. Карта минеральных вод Забайкалья.— В кн.: Природные условия Забайкалья. (Атлас). Иркутск, 1967, 25 с.
- Зайцев И. К., Толстухин Н. И. (редакторы). Гидрогеохимическая карта СССР (Минеральные воды) м-б 1:5 000 000. М., ВСЕГЕИ, 1964.
- Замана Л. В. Новые данные по некоторым термальным источникам Баргузинского района Бурятской АССР.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1968, вып. 3(5), с. 173—174.
- Зорин Ю. А. Изостазия и новейшая структура Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., «Наука», 1971, 167 с.
- Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М., «Недра», 1964, 167 с.
- Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971, 267 с.
- Кандер В. М. Ртутное оруденение зон активизации юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1969, 28 с.
- Карпов Г. А. Современный флюорит в керне Большебанного месторождения гидротерм (Камчатка).— В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1970, с. 110—116.
- Кензина В. Л., Ломоносов И. С., Ольховик Л. Н., Дмитриева Г. В. Гидрогеология Сибири и Дальнего Востока (библиография). Иркутск, 1967, 198 с.
- Кирюхин В. А., Резников А. А. Новые данные по химическому составу азотных терм юга Дальнего Востока.— «Матер. комиссии по изучен. подземных вод Сибири и Дальнего Востока», Иркутск, 1962, вып. 1, с. 71—84.
- Киссин И. Г. К прогнозированию землетрясений гидрогеологическими методами.— «Советская геология», 1970, № 3, с. 118—124.
- Киссин И. Г. Об исследовании роли воды в сейсмических процессах.— «Физика Земли», 1971, № 3, с. 39—49.
- Козлов А. Л. Проблемы геохимии природных газов. М.—Л., Гостоптехиздат, 1950, 267 с.
- Корытов Ф. Я. О поперечных флюоритоносных поясах Забайкалья.— «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья». Чита, 1968, вып. IV, с. 187—192.
- Котов П. А. О характере участия водознных вод при формировании флюоритовых гидротермальных месторождений.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 5, с. 1175—1179.
- Котульский В. К. Источники Северного Забайкалья.— «Естественные производительные силы России», 1920, т. IV, вып. 40, с. 95—98.
- Крайнов С. Р. О геохимии флага, вольфрама и германия в азотных термальных водах кристаллических пород.— «Геохимия», 1965, № 11, с. 1335—1345.
- Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах горно-складчатых областей. Автореф. канд. дисс. М., 1971, 48с.
- Крайнов С. Р., Волков А. Г., Королькова М. Х. Особенности распространения и формы миграции микрэлементов (Zn, Cu, Hg, Li, Pb, Cs, As, Ge) в углекислых водах Эльбруссского вулканического района.— «Геохимия», 1966, № 2, с. 180—196.
- Красинцева В. В. Химический состав главнейших термальных источников Бурятии, Монголии.— В кн.: Вопросы изучения курортных ресурсов СССР. М., Медгиз, 1955, с. 133—142.
- Крылов С. В., Мишеневкин Б. П., Крупская Г. В. и др. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону.— «Геология и геофизика», 1970, № 1, с. 84—91.

- Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества.—«Геология и геофизика», 1970, № 4, с. 44—57.
- Кузнецов Ю. А., Изюх Э. П. Геологические свидетельства интрапалеогеновых потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.—В кн.: «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., «Наука», 1969, с. 7—21.
- Летников Ф. А. О роли азота в процессах формирования гидротерм.—В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. 1. М., «Наука», 1968, с. 351—354.
- Летников Ф. А., Кащеева Т. В., Минцис А. Ш. О специфике формирования гидротермальных систем в зонах глубинных разломов.—В кн.: Вопросы гидрогоеологии и гидрогеохимии. Иркутск, 1969, с. 22—28. (Матер. комиссии по изучен. подземных вод Сибири и Дальнего Востока вып. IV).
- Ломоносов И. С. Гидроминеральные ресурсы Прибайкалья.—В кн.: Матер. I конф. по медицинской географии и курортологии Забайкалья. Чита, 1967, с. 215—218.
- Ломоносов И. С. Вертикальная гидрохимическая зональность.—В кн.: Гидрогоеология Прибайкалья. М., «Наука», 1968а, с. 79—90.
- Ломоносов И. С. Термы Байкальской рифтовой зоны (закономерности распространения и формирования).—В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М., «Наука», 1968б, с. 31—35 (Международ. геол. конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов).
- Ломоносов И. С. Минеральные воды провинции азотных и метановых терм.—В кн.: Гидрогоеология Прибайкалья. М., «Наука», 1968в, с. 94—105.
- Ломоносов И. С. Современное состояние и перспективы использования минеральных вод.—В кн.: Гидрогоеология Прибайкалья. М., «Наука», 1968, с. 139—148.
- Ломоносов И. С., Пиннекер Е. В. Гидрогоеохимические поиски месторождений полезных ископаемых.—В кн.: Гидрогоеология Прибайкалья. М., «Наука», 1968, с. 159—162.
- Ломоносов И. С. Формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны.—В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 76—87. (Матер. комиссии по изучен. подземных вод Сибири и Дальнего Востока, вып. V).
- Ломоносов И. С. Геохимия и формирование термальных вод актилизированных зон земной коры на примере Байкальской рифтовой зоны.—В кн.: Матер. VI совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Хабаровск, 1970 а, с. 35—36.
- Ломоносов И. С. Термальные воды Ципинской впадины и их минералообразующая деятельность.—В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 7, ч. 3, Чита, 1970б, с. 67—73.
- Ломоносов И. С. Карта подземных минеральных вод СССР м-ба 1:2 500 000 (Бурятская АССР). Под ред. Л. А. Яроцкого. М., «Недра», 1974.
- Ломоносов И. С., Буслов С. П. Природные предпосылки расширения курортно-санаторной базы Прибайкалья.—В кн.: Матер. III научн. совещ. географов Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1966, с. 67—68.
- Ломоносов И. С., Лысак С. В. Термальные воды Сибирской платформы и ее горно-складчатого обрамления.—«Советская геология», 1967, № 5, с. 110—121.
- Ломоносов И. С., Лысак С. В. Карта термальных вод СССР м-ба 1:2 500 000. Под ред. Б. Ф. Маврицкого (Восточная Сибирь). М., «Недра», 1969.
- Ломоносов И. С., Лысак С. В. Использование и перспективы освоения термальных вод Прибайкалья в народном хозяйстве.—В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., «Наука», 1973, с. 209—216.
- Ломоносов И. С., Пиннекер Е. В., Писарский Б. И., Ткачук В. Г., Трофимук П. И. Основные проблемы изучения подземных вод Сибири и Дальнего Востока.—«Геология и геофизика», 1965, № 12, с. 108—116.
- Ломоносов И. С., Ясинская Н. В., Копылова Н. М. Особенности химического состава азотных терм Прибайкалья в связи с вопросами их формирования.—В кн.: Матер. V совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Тюмень, 1967, с. 145—146.
- Лысак С. В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., «Наука», 1968, 119 с.
- Любимова Е. А. Изучение тепловых потоков из недр Земли.—«Вестник АН СССР», 1968, № 1, с. 71—77.
- Маринов Н. А., Попов В. Н. Гидрогоеология Монгольской Народной Республики. Под ред. Толстухина. М., Гостехиздат, 1963, 451 с.
- Минеральные воды южной части Восточной Сибири, т. 1, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, 346 с.
- Мишина Т., А. Климов Г. И. Изотопный состав аргона в природных газах Забайкалья.—«Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья». Чита, 1969, вып. 6, ч. 3, с. 36—39.
- Набоков С. И., Сильниченко В. Г. К вопросу о метаморфизме гидротермальных растворов и вулканогенных пород при их взаимодействии.—«Труды лаборатории вулканологии», 1969, вып. 18, с. 123—133.
- Николаев А. В. Источники Баргузина и их минеральные образования.—«Труды минералог. музея АН СССР», 1929, т. 3, с. 50—133.

- Николаенко В. И., Скуридин С. А., Захаров В. И.** Изменение проницаемости горных пород при различных температурах и давлении.— В кн.: Современные минералообразующие растворы. Петропавловск-Камчатский, 1970, с. 64—65.
- Обручев С. В.** Минеральный источник. «Нилова Пустынь» — «Труды Ирк. гос. ин-та Серия геологическая», 1950, т. III, вып. 3, с. 3—13.
- Овчинников А. М.** Основные принципы зональности минеральных вод Кавказа.— «Труды МГРИ», 1948, т. 23, с. 139—151.
- Овчинников А. М.** Схема зональности минеральных вод Альпийской области.— «Докл. АН СССР. Новая серия», 1947, т. 58, вып. 6, с. 1 125—1129.
- Овчинников А. М.** Термы Болгарии.— В кн.: Новейший вулканализм и гидротермы. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 133—139.
- Овчинников А. М.** О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов.— «Труды лаборатории вулканологии», 1961, вып. 19, с. 45—53.
- Озерова Н. А.** Первичные ореолы рассеяния ртути.— «Труды ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 72, 135 с.
- Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Виноградов В. И.** Изотопный состав еры ртутных месторождений.— В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., «Наука», 1967, с. 84—106.
- Орлова Л. М.** Термы Читинской области.— «Изв. Заб. фил. Геогр. об-ва СССР», 1966, т. 2, вып. 3, с. 47—64.
- Павлов Д. И.** Природный эксперимент по взаимодействию горячих рассолов с долеритом.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 4, с. 939—942.
- Павловский Е. В., Есекин А. С.** Особенности состава и структуры архея Прибайкалья.— «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1964, вып. 110, 128 с.
- Перельман Ф. М.** Рубидий и цезий. М., «Наука», 1960, 139 с.
- Петерслье И. А., Андреева А. Д., Свешникова Е. В.** Органическое вещество в горных породах некоторых щелочных массивов Сибири.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965 № 6, с. 26—39.
- Пийп Б. И.** Термальные ключи Камчэтки. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937, 268 с.
- Пиннекер Е. В.** Челолекские минеральные источники (бассейн р. Витим).— «Матер. по геологии и полезным ископаемым Иркутской области», Иркутск, 1961, вып. I(XXVIII), с. 145—150.
- Пиннекер Е. В.** Минеральные воды Тувы. Кызыл, 1968, 105 с.
- Пиннекер Е. В.** Термальные воды Саяно-Тувинского нагорья.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Иркутск, 1969, с. 93—124. (Матер. комиссии по изучен. подземных вод Сибири и Дальнего Востока, вып. IV).
- Пиннекер Е. В., Писарский Б. И., Ломоносов И. С., Колдышева Р. Я., Диценко А. А., Шерман С. И.** Гидрогеология Прибайкалья. М., «Наука», 1968, 170 с.
- Пиннекер Е. В., Писарский Б. И., Гольдапаль С. Я.** О содержании ртути в подземных водах юга Восточной Сибири. В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Иркутск, 1969, с. 87—93 (Матер. комиссии по изучен. подземных вод Сибири и Дальнего Востока, вып. IV).
- Пиннекер Е. В., Шуранова Н. Н.** Онгуренские минеральные воды и лечебные грязи (западное побережье Байкала).— В кн.: Мерзлотно-гидрогеотермические исследования на Востоке СССР. М., «Наука», 1967, с. 84—96.
- Писарский Б. И.** Особенности формирования подземных вод в Прибайкальской части Хамар-Дабана.— «Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока». Иркутск, 1962, вып. I, с. 148—155.
- Писарский Б. И., Ключников В. И., Томилова А. Г.** Минеральные воды бассейна р. Куанды.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1968, с. 171—173.
- Писарский Б. И., Шпейзер Г. М.** Окислительно-восстановительное состояние подземных вод горных стран юга Восточной Сибири.— В кн.: Матер. VI совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск-Хабаровск, 1970, с. 78—79.
- Посохов Е. В.** По поводу статьи А. А. Алексеева «Фтор в акратотермах».— «Геохимия», 1957, № 4, с. 346—347.
- Пузанов Л. С.** О перспективах флюоритоносности южной части Бурятской АССР. «Вопросы региональной геологии и металлогенеза Забайкалья», Чита, 1968, вып. IV, с. 192—194.
- Пузанов Л. С., Конплус А. В.** Опыт классификаций флюоритоносных провинций, зон и поясов СССР.— «Вопросы региональной геологии и металлогенеза Забайкалья», Чита, 1968, вып. IV, с. 75—182.
- Радкевич Е. А., Томсон И. К., Горлов И. В.** О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости.— «Советская геология», 1956, сб. 53, с. 170—185.
- Резников А. А., Муликовская Е. Л., Соколов И. Ю.** Методы анализа природных вод М., «Недра», 1970, 488 с.
- Ритман А.** Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964, 437 с.
- Рязанов В. Д.** Месторождение озокерита и нефти в Прибайкалье.— «Матер. по геологии и полезн. ископаемым Дальнего Востока», Владивосток, 1928, № 19, 39 с.
- Савинский К. А.** Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. Автореф. докт. дисс. Л., 1969, 45 с.

- Савченко В. П. К вопросу о геохимии гелия. «Природные газы», Л., 1935, № 9, с. 53—109.
- Самсонов В. В. Генетическая классификация газопроявлений юго-восточного побережья Байкала.— «Геология и геофизика», 1963, № 7, с. 32—40.
- Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1966, 487 с.
- Сауков А. А., Айдинян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., «Наука», 1972, 336 с.
- Сойфер В. Н., Брезгулов В. С., Власова Л. С. Роль стабильных изотопов водорода в изучении геологических процессов.— «Геохимия», 1967, № 5, с. 599—608.
- Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966, 301 с.
- Солоненко В. П. Новый гидроминеральный район в Становом нагорье.— В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1967, с. 153—159.
- Солоненко В. П. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., «Наука», 1966, 230 с.
- Солоненко В. П. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., «Наука», 1968, 218 с.
- Ткачук В. Г. Минеральные воды Иркутской области и Бурят-Монг. АССР и перспективы дальнейшего их исследования.— В кн.: Матер. по подземн. водам Восточной Сибири. Иркутск, 1957, с. 71—81.
- Ткачук В. Г. О типах терм Саяно-Байкальской горной страны.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 118, № 6, с. 1176—1179.
- Ткачук В. Г. Формирование термальных вод Саяно-Байкальской горной страны.— «Труды II совещ. по подземн. водам и инженерной геологии Восточной Сибири», 1959, вып. 1, с. 44—60.
- Ткачук В. Г., Толстыхин Н. И. О типизации и номенклатуре минеральных вод на примерах Восточной Сибири и Азербайджана.— В кн.: Изучение и освоение гидроминеральных ресурсов Азербайджанской ССР. Баку, 1962, с. 35—43.
- Ткачук В. Г., Толстыхин Н. И. Типизация лечебных минеральных вод Сибири.— В кн.: Минеральные воды Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 3—19.
- Ткачук В. Г., Яснитская Н. В., Анкудинова Г. А. Минеральные воды Бурят-Монг. АССР. Иркутск, 1957, 148 с.
- Толстыхин Н. И. Газы Восточного Забайкалья.— «Труды геол. разв. бюро газовых месторождений». М.—Л., 1932, вып. 2.
- Толстыхин Н. И. Минеральные источники Забайкалья.— В кн.: Водные богатства недр страны на службе социалистическому строительству. ОНТИ, 1934, с. 23—57 (Сб. «Минеральные воды»).
- Толстыхин Н. И. Аршаны Бурят-Монгольской АССР.— В кн.: Проблемы Бурятской АССР. Т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935, с. 254—276 (Труды I конф. по изуч. производит. сил. БАССР, т. 1).
- Толстыхин Н. И., Даенс-Литовский А. И., Скробов А. А. Карта минеральных вод и грязей СССР м-ба 1:20 000 000.— В кн.: Большой Советский Атлас мира. М., 1937.
- Толстыхин Н. И., Даенс-Литовский А. И., Скробов А. А. Гидрогеологические провинции природных минеральных вод СССР.— «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1938, т. 70, вып. 6, с. 673—688.
- Уайт Д. Е. Термальные источники и эптермальные рудные месторождения.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1958, с. 91—145.
- Уайт Д. Е. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений, М., «Мир», 1970, с. 479—529.
- Филиппова Г. Р., Шнейдер Г. М., Власов Н. А., Ломоносов И. С. и др. Фтор в питьевых и минеральных питьевых водах некоторых районов Прибайкалья и Забайкалья. «Вопросы медицинской географии и курортологии». Чита, 1969, вып. 2, с. 41—42.
- Флешлер В. И. Гелий в минеральных водах Забайкалья.— В кн.: Матер. VI совещ. по подземн. водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Хабаровск, 1970, с. 87.
- Флоренский К. П. О соотношении инертных газов и азота в природных газах.— «Геохимия», 1956, № 3, с. 33—42.
- Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 40—57.
- Форш Б. Н. К вопросу о химическом составе воды горячих аршанов и гуджириных озер (БАССР).— В кн.: Проблемы Бурят-Монг. АССР (Труды I конф. по изуч. производит. сил Бурят-Монг. АССР, т. 1). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935, с. 291—295.
- Фридман А. И. Природные газы рудных месторождений. М., «Недра», 1970, с. 192.
- Хелгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., «Мир», 1967, 184 с.
- Шнейдер Г. М., Писарский Б. И. Окислительно-восстановительное состояние природных вод (на примере юга Восточной Сибири). В кн.: Матер. XVIII гидрохимич. совещания. Новочеркасск, 1969, с. 22—25.
- Щеголев Д. И., Толстыхин Н. И. Подземные воды в трещиноватых породах. М., Госгиптехиздат, 1939.

- Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968, 234 с.
- Щербина В. В. Нахождение элементов в природе в виде хлоридов и фторидов в зависимости от положения элементов в периодической системе.— «Геохимия», 1963, № 8, с. 721—725.
- Шуколюков Ю. А., Толстыхин И. Н. Ксенон, аргон и гелий в некоторых природных газах.— «Геохимия», 1965, № 7, с. 801—813.
- Ясько В. Г. Некоторые особенности распространения минеральных вод в складчатых сооружениях юга Восточной Сибири.— «Советская геология», 1969, № 1, с. 81—91.
- Baker B. H. Geology of the Magadi area. Degree sheet 51. S. W. Quarter. 1955, 81 p.
- Gautier A. La genese des eaux thermales et ses rapports avec le volcanisme.— «Ann. des Mines», 1906, 19-e ser., v. IX.
- Harris J. F. Geological investigations, sampling and diamond drilling at Manyeghy helium-bearing hot springs Singida district.— «Tanganyika geol. surv. rec.», 1958, v. 8.
- Hulston J. R., McCabe W. T. Mass spectrometer measurement in the thermal areas in New Zaland.— «Geochim. et Cosmohim. Acta», 1962, v. 26, p. 383—410.
- James T. C. Helium and hot spring investigation.— «Res. Geol. Surv. Tanganyika», 1959 v.
- Kokudu K., Mayeda I., Urey H. C. Deuterium content of minerals, rocks and liquid inclusions from rocks.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1961, v. 21, No. 3/4, p. 247—257.
- Lomonosov I. S., Zysak S. V. Thermal waters of Siberian Platform and its folded mountains framing.— «Intern. Geol. Review», 1968, v. 10, No. 1, p. 13—21.
- Lomonosov I. S., Pinneker E. V. Zur Geochemie der Thermalwässer in den Berggebieten Südsibiriens.— «Steirische Beiträge zur Hydrogeologie» (Graz), 1969, Bd. 21, S. 129—150.
- Moureau Ch., Lepape A. Les gas rares des grisons.— «Annal. des min.», 1914, v. 5, No. 5.
- Pinneker E. V., Lomonosov I. S. On genesis of thermal waters in the Sayan — Baikal Highlands.— In: Intern. Symp. on Hydrogeochemistry and Biogeochemistry. Tokyo, Japan, 1970.
- Suess E. Über heiße Quellen.— «Naturwissenschaftliche Rundschau, wöchentliche Berichte über die Fortschritte auf dem Gesamtgebiete der Naturwissenschaften», 1902, 46, 47, 48, Braunschweig, S. 133—151.
- Walter.— «Physikalische Zeitschrift», 1911, XII, S. 178.
- White D. E. Hydrology, activity, and heat flow of the Steamboat Springs thermal system, Washoe County, Nevada. U. S. «Geol. Survey Prof. Paper», 1968.

О ГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Г л а в а I. Подземные воды	5
Основные закономерности распространения пресных подземных вод	5
Минеральные воды и их районирование	7
Г л а в а II. Классификация современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны и закономерности их распространения	12
Азотные гидротермы	19
Углекислые гидротермы	37
Метановые гидротермы	42
Г л а в а III. Генезис современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны	45
Происхождение H_2O современных гидротерм по данным изотопного анализа	47
Происхождение газов	54
Происхождение ионно-солевого и микрокомпонентного состава	77
Геотермическая и geoхимическая обстановка формирования гидротерм	98
Палеогидрогеологическая обстановка формирования гидротерм	105
Особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии и их роль в формировании современных гидротерм	108
Модель формирования современных гидротерм	113
Г л а в а IV. Перспективы практического использования современных гидротерм	118
Использование термальных минеральных вод для бальнеологических целей, организации зон отдыха и центров туризма	118
Использование термальных вод для теплофикации, создания теплично-парниковых хозяйств и в целях теплоэнергетики	129
Рудообразующая деятельность современных гидротерм и прогнозы поисков месторождений полезных ископаемых	135
Перспективы использования термальных вод для прогнозирования землетрясений	149
О с н о в н ы е выводы	153
Л и т е р а т у р а	160

Игорь Сергеевич Ломоносов

ГЕОХИМИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ
СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ
БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Ответственный редактор
Валентина Георгиевна Ткачук

Редакторы Е. Ф. Бурова, Л. И. Замуилло
Художественный редактор В. И. Желнин

Художник Е. Ф. Новиков

Технический редактор А. В. Семкова
Корректоры С. Ф. Котова, Л. А. Гуринович



Сдано в набор 11 марта 1974 г. Подписано в печать 27 октября 1974 г. МН 08539. Формат
70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 10,5 печ. л., 14,7 усл. печ. л.+2 вкл., 14,8 уч.-изд. л.
Тираж 1000 экз. Заказ № 48. Цена 1 р. 48 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

Древняя структура земной коры Восточной Сибири.
Золотоносность Вилойской синеклизы и ее обрамления.

Колосов П. Н. Стратиграфия и водоросли верхнедокембрийских
отложений юго-западной Якутии и сопредельных районов.

Кузнецова Ф. В. Нефелиновые сиениты обрамления Боргойской
впадины.

Карпов И. К., Кисилев А. И. Термодинамика природных муль-
систем с ограничивающими условиями.

Минералогия и геохимические условия формирования кор вы-
ветривания.

Минералогия траппов юга Сибирской платформы.

Сейсмическое микрорайонирование в условиях вечной мерз-
лоты.

*Книги высыпаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск-90, Морской проспект, 22.
Магазин «Наука».*

Цена 1 р. 48 к.

1112



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ