

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ
ПРОЦЕСС
В ОБЛАСТЯХ
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ
АКТИВНОСТИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт вулканологии

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС

В ОБЛАСТЯХ
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ
АКТИВНОСТИ

2168



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» Москва 1977



Сборник научных статей посвящен исследованиям теплового потока и гидротермальной деятельности в областях различной тектоно-магматической активности — в геосинклиналях зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану (Дальний Восток, Камчатка, Курильские острова), в альпийской геосинклинали (Украинские Карпаты) и в рифтовых зонах континентов (Прибайкалье) и океанов (Исландия).

В статьях геохимического плана отражены результаты изучения химических равновесий в термальных водах, распределения и форм миграции элементов в водах, особенностей состава вулканических газов, закономерностей распространения в них углеводородных газов, а также синтеза и эволюции вещества в вулканах и гидротермах.

Рассматриваются вопросы структурной и генетической связи гидротермального оруденения с процессами вулканизма, выделения этапов постмагматического рудообразования, вулканоплутонических рудных комплексов и др.

Публикуемый в статьях новый фактический материал может служить основой для разработки теории гидротермального процесса в областях тектоно-магматической активности.

Редакционная коллегия:

Г.А. Карпов, М.М. Василевский, Е.К. Мархинин, Л.И. Барабанов, Е.А. Вакин

Ответственные редакторы:

С.И. Набоко, В.М. Сугробов

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение современного гидротермального процесса в различных аспектах дает возможность получить необходимую информацию прежде всего о гидротермальном рудо- и минералообразовании. Не менее важны данные об энергетике современной гидротермальной деятельности для оценки ее масштабов, направленности и, в частности, для определения геотермальных ресурсов, используемых в практических целях. Изучение гидротермального процесса как одного из проявлений процессов, формирующих геологические структуры в областях тектоно-магматической активизации, позволит создать концепцию, наиболее соответствующую реальным явлениям, наблюдаемым в природной обстановке.

Для областей современного вулканизма весьма важной проблемой остается изучение соотношения вулканической и гидротермальной деятельности, причем в последние годы обращается внимание на их роль в энергетическом балансе тектонически активных зон. Естественно, что эти вопросы стали предметом обсуждения в рамках симпозиума "Вулканизм и современные гидротермальные процессы" на IV Всесоюзном вулканологическом совещании, посвященном геодинамике вулканизма.

В настоящем сборнике публикуются доклады, представленные симпозиуму, кроме докладов, опубликованных к началу Совещания в книге "Геодинамика, магмообразование и вулканизм".

В первой части публикуются статьи о тепловом режиме и современной гидротермальной деятельности в областях современного и молодого вулканизма. В работе Е.А. Любимовой, В.И. Власенко и В.И. Никитиной предложен новый подход к интерпретации теплового потока в области перехода от континента к океану на основе решения двумерной краевой задачи с учетом горизонтальных неоднородностей земной коры. Решение ее может использоваться при изучении конвективного восходящего потока в локальных термоаномалиях. В статьях Р.И. Кутаса и С.В. Лысак данные по тепловому потоку области молодого вулканизма Карпат и Байкальской рифтовой зоны анализируются в связи с историей вулканизма и энергетической оценкой гидротермальной и вулканической деятельности, что очень важно для определения общей мощности теплового потока и термодинамических параметров в недрах Земли.

Характеристика современной гидротермальной деятельности Исландии дана в докладе В.И. Кононова и Б.Г. Поляка. Геотермические исследования дополнены материалами по геохимии, в том числе по изотопному составу химических элементов в гидротермах. Это позволяет

получить четкую картину современной гидротермальной деятельности в тектонически активных зонах в связи с особенностями вулканизма.

Изотопные данные приведены также в статье Е.В. Пиннекера в целях выяснения роли глубинного флюида в формировании гидротерм в различных областях потухшего вулканизма.

Оригинальные материалы приводятся в статье Е.А. Вакина и его соавторов о появлении новой группы термальных источников на вулкане Алаид после его извержения в 1972 г. Вертикальное распределение температур в гидротермальных системах описано на основе напорной фильтрации двухфазной смеси в статье В.А. Дроздина, Г.Н. Лялина, В.М. Сугрובה. Формирование современных гидротермальных систем Камчатки рассматривается с привлечением количественных показателей теплового и водного режима (Ю.А. Краевой, В.Г. Охупкин, А.И. Серезников), условий питания и дренирования (Ю.Ф. Манухин).

Вторая часть книги посвящена геохимической и минералообразующей роли современных гидротерм.

Большое внимание уделено органическому веществу в вулканическом и гидротермальном процессе. Принципиально новые данные по обнаружению на активных вулканах и в термах синильной кислоты и роданистых соединений приведены в статье Л.М. Мухина и В.В. Пономарева. На основании новых аналитических данных авторы приходят к выводу, что в условиях надводного вулканизма и гидротермальных систем создаются высокие концентрации органических соединений, в принципе способные обеспечить возникновение и развитие живой материи.

Теория абиогенного происхождения природных углеводородов развивается в статье Н.С. Бескровного и В.А. Лобкова. Детальное опробование термальных источников Камчатки позволило авторам выявить закономерность уменьшения содержания углеводородов по мере старения гидротермальной системы. В пользу абиогенного происхождения углеводородов приведены новые данные об изотопном составе углерода спонтанных газов и показано отличие его от такового газов промышленных месторождений нефти и газа и от газов, образующихся в осадочных породах из биогенного вещества. В этом же плане А.И. Кравцов рассматривает геохимию углерода и водорода вулканических газов Камчатки. Исходя из представлений о неорганическом синтезе углеводородов и основываясь на общей теории дегазации недр Земли, он рассматривает мантию как резервуар углеводородных газов, преобразующихся в конденсатную нефть. В статье И.А. Меняйлова, посвященной дегазации вулканов на различных стадиях их активности, показано увеличение окиси углерода и метана среди газов, выделяющихся из базальтовых лав. Это указывает на восстановительную обстановку формирования мантийных расплавов, питающих вулканы Ключевской, Алаид и Тятя.

Серия статей направлена на выяснение составов термальных вод и их типизацию методами физико-химического моделирования равновесного состава растворов на примерах конкретных месторождений (В.Д. Пампура, И.К. Карпов и др.), методом обработки геохимических данных, связанных с определением активности ионов и степени насыщения ими термальных вод (Л.Н. Барбанов), экспериментами непосредственно

на термальных источниках с определением физико-химических параметров растворов и форм переноса металлов (Г.А. Карпов). Ряд статей посвящен выяснению генезиса термальных вод, условиям формирования первичных и вторичных сульфатных вод в вулканических областях (А. И. Сержников), минералообразующей роли термальных вод (В.А. Ерощев-Шак, С.И. Набоко и др.), а также методам анализа фумарольных, спонтанных газов и термальных вод (Э.П. Огайджан, В.В. Пономарев, А.М. Рожков, Р.В. Гусева).

Сборник заканчивается статьями о рудоносности вулканических формаций в аспекте глубинного структурного контроля вулканизма и оруденения (Т.В. Тарасенко, В.Д. Дмитриев и др.), связи тектоно-магматических структур с глубинными физическими неоднородностями земной коры (В.М. Зимин, М.М. Василевский), отличительных особенностей формирования интрузивов плутонической и вулканической фаций и связанных с ними рудных месторождений (И.Н. Говоров), выделении и типизации вулканических структур (А.П. Ван-Ван-Е). На примере Малойваямского месторождения показано, что благоприятные условия формирования серных месторождений возникают на участках с наиболее устойчивым тепловым режимом (Г.П. Поляков, В.Д. Дмитриев и др.).

Статьи сборника отражают тенденцию перехода к количественной оценке различных проявлений гидротермального процесса. Во многих работах нашли подтверждение и развитие идеи о роли и участии в формировании современных гидротерм глубинных флюидов и их эволюции в ходе развития тектонически активных зон.

С.И. Набоко, В.М. Сугробов

Часть I

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ

Е.А. Любимова, В.И. Власенко, В.Н. Никитина

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР

СТРУКТУРА ПОЛЯ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ В ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ И ПРОБЛЕМЫ ПОТЕРЬ ЭНЕРГИИ ЧЕРЕЗ ОКЕАНИЧЕСКОЕ ДНО

Тепловые модели зон перехода. Принципы построения температурной модели зон перехода "континент—океан" в структурных элементах типа островных дуг и зон Бениоффа представляют собой объект острой дискуссии (Hasebe et al., 1970; Uyeda S., 1972; McKenzie, Sclater, 1969; Toksöz et al., 1971). Сущность ее состоит в том, что с особенностями тепловых полей в этих зонах связывают генезис вулканических лав, происхождение офиолитов, частичное расплавление мантии под окраинными морями, повышенный тепловой поток со стороны континентальных окраин и резкий его минимум вблизи океанического желоба.

Температурную модель для зон Бениоффа часто связывают с опусканием (субдукцией) вещества под материк. Компенсацией этого опускания служит подъем материала в виде интрузий в осевой части срединных океанических хребтов. Последние рассматриваются как области зарождения земной океанической коры — "источники" нового материала. В то же время зоны субдукции трактуются как области "стока". От источника до стока преобладает горизонтальное течение материала: "пролет". Если рассмотрение тепловых процессов ведется с позиций уравнения теплопроводности, то для учета горизонтального течения вещества предполагается введение конвективного члена в модифицированное уравнение теплопроводности. В существовавших до настоящего времени трактовках применялись две типовые модели, рассматриваемые порознь: 1) для срединных хребтов — "источника" и 2) для океанических дуг — "стока". Мы предполагаем испытать единую модель, вводя представление о вертикальном контакте на границе двух горизонтально слоистых сред, имитирующих континентальную и океаническую литосферу. Область контакта может представлять собой разлом, по которому могут циркулировать флюиды. Математически это означает введение двумерных задач в круг геотермических моделей.

В геотермике со времен Кельвина господствовали одномерные модели. Кельвин предложил оценить время остывания Земли по наблюдаемому на поверхности тепловому потоку, применив простейшие соотношения теории теплопроводности для одномерного полупространства.

А.Н. Тихонов (1937) учел влияние радиоактивности при распаде урана и тория в породах для двуслойной одномерной модели земной коры.

Е.А. Любимова (1968); McDonald (1959); Б.Ю. Левин, С.В. Маева (1960) использовали сферически-симметричную модель для рассмотрения тепловой эволюции Земли, сводя ее к одномерному варианту. Он хорош для планет земной группы, содержащих источники тепла и имеющих сходные теплопроводящие свойства. Как показала Советско-Американская конференция по космохимии Луны и планет (июнь, 1974), сферически-симметричные модели до сих пор служат хорошим приближением в расчетах тепловой эволюции Луны и Марса.

Однако среди прочих планет Земля кажется сложнее других. Главная неоднородность состоит в наличии глобальных квазивертикальных границ типа глубинных разломов, разделяющих горизонтально залегающие слоистые структуры земной коры.

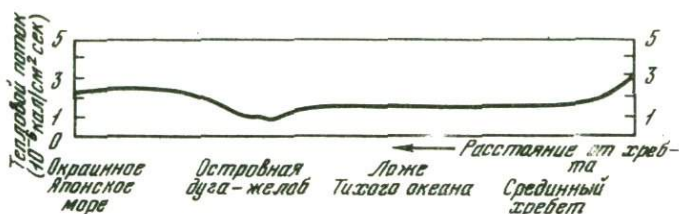
Ниже мы рассмотрим совершенно конкретный пример совокупности советско-японских измерений теплового потока на дне Охотского моря и вблизи дуги, а затем представим математическую двумерную модель тепловых процессов в хребтах и дугах с учетом конвективного движения материала, корректно сформулированную для решения обратных задач.

Тепловые потоки в Охотском море. Характерным профилем теплового потока вкрест островной дуги и окраинных морей принято считать профиль над Японским морем и над Японской островной дугой. Тепловой поток $2,0-2,5$ мккал/см² · сек над Японским морем проходит через минимум вблизи океанического желоба, затем принимает нормальные значения на ложе Тихого океана (рис. 1) и образует аномальный пик над срединным океаническим поднятием. Будет ли выдерживаться эта картина в Охотском море и Курило-Камчатской области и в каком месте начнется деформация типового профиля?

Наиболее устойчиво поле тепловых потоков в южной части Охотского моря в Курильской котловине (профиль 1-М на рис. 2, см. вкладку). Среднее \bar{q} здесь равно $2,5$ мккал/см² · сек. За дугой в области желоба поток падает и единственная точка, которую мы получили, дает $0,4$ мккал/см² · сек. Океанические тепловые потоки, по-видимому, наилучшим образом схватывают некоторые общие глобальные закономерности, так как на глубоком дне ниже 500 м поверхностные возмущения и циркуляции грунтовых вод затухают.

Распределение теплового потока в южной части Охотского региона зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану представляет собой дифференцированную картину. Величины теплового потока связаны с конкретными структурными элементами.

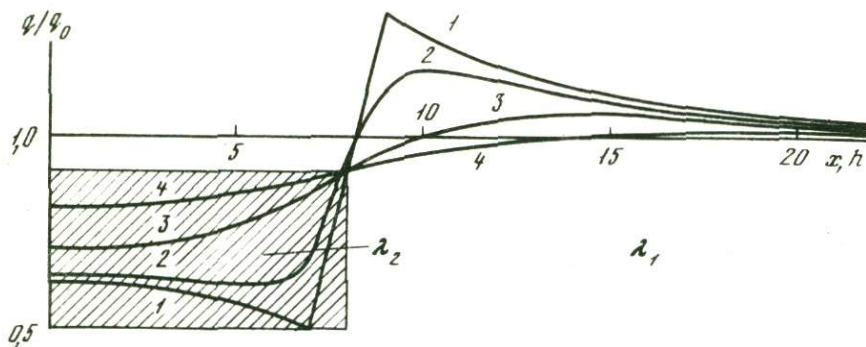
Курило-Камчатский глубоководный желоб характеризуется низкими значениями q — от $0,4$ до $1,0$ мккал/см² · сек. Значения потока увеличи-



Р и с. 1. Типичный океанический профиль теплового потока через хребты и островные дуги

ваются с продвижением от желоба к Курило-Камчатской островной дуге. С океанической стороны в Курильской геосинклинальной зоне они принимают значения от 1,18 до 1,50 мккал/см² · сек. При дальнейшем продвижении вкост простирания дуги в западном направлении происходит резкое возрастание теплового потока. С континентальной стороны островная дуга характеризуется высокими значениями потока до 2,0 и более в мккал/см² · сек. Это наблюдается в Курильской котловине, где в глубоководной части тепловой поток достигает местами 3,0–3,5 мккал/см² · сек. Убывание теплового потока до нормальных величин происходит к западу от геосинклинальной котловины в Охотском море. На Сахалине значения q изменяются в пределах от 0,9 до 1,5 мккал/см² · сек, в Приморье (Сихотэ-Алинь) — от 1,0 до 1,2 мккал/см² · сек и в Хабаровском крае установлены относительно низкие потоки, порядка 1,0 мккал/см² · сек (Веселов и др., 1974). Вдоль восточного побережья о. Сахалин на дне Охотского моря протягивается полоса высоких тепловых потоков в пределах от 2,4 до 4,5 мккал/см² · сек; между впадинами-прогибами Дерюгина и Тинро в центральной части Охотоморской плиты работами японских специалистов установлены высокие значения от 2,13 до 4,14 мккал/см² · сек. В самих впадинах Дерюгина и Тинро $q = 0,7–0,9$ мккал/см² · сек. В южной части Татарского пролива тепловой поток почти такой же, как в Японском море, т.е. около 2,0 мккал/см² · сек.

Самые низкие значения теплового потока 0,2–0,5 мккал/см² · сек приурочены к узкой зоне северного и восточного склонов возвышенности Академии Наук (Савостин, Власенко, 1974). Здесь сосредоточены почти все низкие значения потока на дне Охотского моря. По всей зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану наиболее высокие потоки связаны с зонами кайнозойского вулканизма и гидротермальной активности. Район максимальной сейсмичности Курило-Камчатской дуги приурочен к области сочленения участков с высокими и низкими тепловыми потоками. Западный борт глубоководного желоба, для которого отмечается наибольшее число мелкофокусных землетрясений в регионе, характеризуется низкими q . Отсутствует связь q с толщиной коры. Имеется совпадение участков резкой смены q и гравитационных ступеней в окраине Курильской котловины и желобе.



Р и с. 3. Ложная аномалия теплового потока на краю осадочного бассейна (появляется вследствие рефракции теплового потока)

λ_2 — теплопроводность осадков; λ_1 — теплопроводность вмещающих пород; размер бассейна $16 \text{ h} \times 4 \text{ h}$; степень погружения осадочного бассейна различна: 1 — тело на поверхности; 2 — на глубине h ; 3 — на глубине 2h ; 4 — на глубине 3h

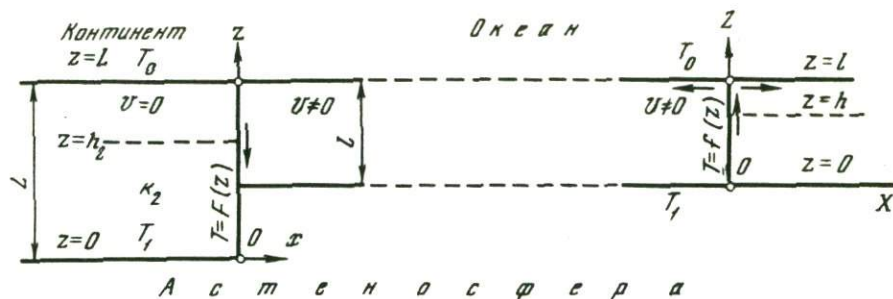
В целом Охотское море характеризуется повышенным тепловым потоком в среднем порядка $2 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$, как и другие типичные окраинные моря типа Японского. Наиболее устойчиво поле повышенных потоков в Курильской котловине, которая, по-видимому, попадает в один эволюционный ряд с котловиной Японского моря. Повышение теплового потока в линеаменте вдоль о. Сахалин можно связать с появлением ложной аномалии на краях осадочного бассейна вследствие явления рефракции теплового потока. Пример такой аномалии на краю параллелепипеда, теплопроводность которого в 3 раза меньше теплопроводности окружающих пород, дан на рис. 3.

Проблемы потерь энергии через дно океанов. Над срединно-океаническими хребтами — Атлантическим, Индийским, а также Тихоокеанским поднятием повсеместно наблюдается (см. рис. 1, правая сторона) повышение теплового потока с максимумом над осями хребтов (Lee, Uyeda, 1965; Langseth, Von Herzen, 1970; McKenzie, 1967; Lachenbruch, 1976). Широко известная математическая интерпретация этого явления основана на решении стационарного уравнения теплопроводности с конвективным членом для модели плиты постоянной толщины l , которая продуцируется на вертикальной границе под осью хребта и затем движется в стороны с постоянной скоростью $\vec{v} = (v, 0, 0)$ (McKenzie, 1967; McKenzie, Sclater, 1969; Sclater et al., 1971). Предполагается (рис. 4), что температура на нижней границе и вертикальной границе раздела равна T_1 и близка к температуре плавления, а температура на поверхности поддерживается постоянной и близка к 0°C :

$$T(0, z) = T_1, \quad T(x, 0) = T_0, \quad T(x, l) = T_1.$$

Задача двумерна.

Однако в такой постановке краевые условия не сопряжены, и это приводит к расходимости первой производной от температуры на оси хребта и, следовательно, потока при точном решении.



Р и с. 4. Обобщенная математическая модель хребтов и дуг, положенная в основу расчета тепловых полей

В данной статье дается физическая модель и математическая трактовка предлагаемой задачи при условии сопряжения краевых условий. На основе более корректного решения пересматриваются полученные ранее соотношения.

Рассмотрим уравнение теплопроводности с конвективным членом в пренебрежении членами $\frac{\partial T}{\partial t}$ и H , т.е. стационарный вариант в отсутствие генерации тепла:

$$\rho C_p v \frac{\partial T}{\partial x} = \lambda \left[\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right], \quad (1)$$

где v — скорость вещества коры в горизонтальном направлении, λ — теплопроводность.

При общей постановке двумерной краевой задачи с этим уравнением для получения однозначного решения в слое $0 \leq z \leq 1$, $-\infty < x < +\infty$ необходимо поставить соответствующие дополнительные условия по z :

$$а) \quad T \Big|_{z=0} = T_1; \quad T \Big|_{z=1} = T_0; \quad (1а)$$

и по x :

$$б) \quad \text{два краевых условия при } x=0,$$

в) условия затухания $\frac{\partial T}{\partial x}$ на бесконечности с учетом физически обоснованных свойств процесса и требований математической разрешимости задачи.

По всей совокупности имеющихся данных на вертикальной оси хребта $x=0$ ставятся два условия (см. рис. 4, правая сторона):

$$T \Big|_{x=+0} = T \Big|_{x=-0} \quad (16)$$

– температура слева и справа одинакова, и

$$\frac{\partial T}{\partial x} \Big|_{x=+0} = - \frac{\partial T}{\partial x} \Big|_{x=-0} \quad (1в)$$

– горизонтальные тепловые потоки противоположны, ибо $v|_{x>0} = -v|_{x<0}$, а также условие при $x \rightarrow \pm \infty$:

$$\frac{\partial T}{\partial x} \Big|_{x \rightarrow \pm \infty} \equiv 0. \quad (1г)$$

Вследствие симметрии по x приходим к постановке задачи для поля $T(x, z)$ в полубесконечной полосе $x \geq 0$, $0 \leq z \leq 1$. Условия (1б) и (1в) при $x = 0$ заменяем, например, заданием функции распределения температуры с глубиной:

$$T(0, z) = f(z); \quad (0 \leq z \leq 1). \quad (2)$$

Общее решение задачи строится следующим образом. В силу условия на бесконечности (1г) решение T математически может быть представлено в виде суммы двух полей

$$T(x, z) = T^{(0)}(z) + T_{\text{доб}}(x, z). \quad (3)$$

Здесь первое слагаемое $T^{(0)}(z)$ – суть асимптотическое распределение теплового поля при $x \rightarrow \pm \infty$. Оно не зависит от x и является решением одномерной задачи (4):

$$\frac{\partial^2 T^{(0)}}{\partial z^2} \equiv 0 \quad (0 \leq z \leq 1); \quad (4)$$

$$T^{(0)} \Big|_{z=0} = T_1; \quad T^{(0)} \Big|_{z=1} = T_0, \quad (4а)$$

откуда

$$T^{(0)}(z) = T_1 - (T_1 - T_0) \frac{z}{1}$$

или

$$\frac{T^{(0)}(z) - T_0}{T_1 - T_0} = 1 - z',$$

где

$$z' = z/1.$$

Второе слагаемое в (3), функция $T_{\text{доб}}(x, z)$ – чисто аномальная, добавочная часть поля, возникающая именно из-за наличия двумерной неоднородности поля (1б – 1в). Она удовлетворяет полному уравнению (1),

которое с помощью подстановки

$$T_{\text{доб}} = e^{\kappa x} w(x, z), \quad \text{где } \kappa = \frac{\rho C_p v}{2\lambda}, \quad (3a)$$

преобразуется к канонической форме. Для $w(x, z)$ получаем волновое уравнение с отрицательным квадратом волнового числа

$$\Delta w - \kappa^2 w = 0 \quad \begin{cases} 0 \leq x < \infty, \\ 0 \leq z \leq 1 \end{cases} \quad (5)$$

и с однородными краевыми условиями по z

$$w|_{z=0} \equiv 0; \quad w|_{z=1} \equiv 0; \quad (5a)$$

На вертикальной оси хребта имеем:

$$w|_{x=0} = f(z) - T^{(0)}(z). \quad (5b)$$

На бесконечности согласно (1г) и (3) имеем: $w|_{x \rightarrow \infty} = 0$.

Двумерная задача (5) решается методом разделения переменных с учетом (5a) и (5b) в форме ряда по произведениям

$$\sin\left(\frac{\pi n}{l} \cdot z\right) e^{-\sqrt{\kappa^2 + \left(\frac{\pi n}{l}\right)^2} \cdot x},$$

где $n = 1, 2, \dots$

Коэффициенты ряда определяются из (2), (5b).

Известно, что при выполнении требований ограниченности и кусочной непрерывности функции $f(z)$ решение T , получаемое в виде ряда (3), (3a) по методу разделения переменных, обеспечивает непрерывный переход к заданным краевым значениям (1a) и (2) в замкнутой области $x \geq 0$, $0 \leq z \leq 1$ (Тихонов, Самарский, 1974).

В работах Д. Маккензи и Дж. Склэтера (McKenzie, Sclater, 1969) рассмотрена задача (1) с краевым условием (2), разрывным в точке $x=0$, $z=1$:

$$T|_{z=0} = T_1; \quad T|_{z=1} = T_0; \quad T|_{x=0} = T_1. \quad (6)$$

Полученный при этом ряд $e^{\kappa x} \cdot \sum_{n=1}^{\infty} A_n \cdot e^{-\sqrt{\kappa^2 + \left(\frac{\pi n}{l}\right)^2} x \cdot$

$\sin\left(\frac{\pi n}{l} \cdot z\right)$, где $A_n = (-1)^{n+1} \frac{2}{\pi \cdot n}$, непрерывно примыкает к разрывным краевым значениям (6). Однако дифференцирование этого ре-

шения по z дает для теплового потока на поверхности Земли $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=1}$ ряд, неограниченно возрастающий в центре аномалии при $z=1$, $x=0$. Сингулярность теплового потока не соответствует физической сущности процесса, наблюдаемого в действительности. Кроме того, как будет

показано ниже, решение Д. Маккензи и Дж. Склэтера в известной мере ограничивает возможности геофизической интерпретации.

Мы поставим в данной задаче дополнительное математическое требование ограниченности первых производных от $T(x, z)$ и, в частности, ограниченности вертикального теплового потока на поверхности Земли. Попытаемся исследовать границы применимости формул Д. Маккензи и Дж. Склэтера.

Необходимым и достаточным условием для ограниченности и сходимости ряда, выражающего тепловой поток на поверхности Земли, служат требования кусочной дифференцируемости функции $f(z)$, а также сопряженности краевых условий по обоим переменным x и z (Тихонов, Самарский, 1974):

$$f(0) \equiv T(0, z) \Big|_{z=0} = T_1; \quad f(1) \equiv T(0, z) \Big|_{z=1} = T_0. \quad (7)$$

В остальном можно задавать $f(z)$ произвольно, лишь бы выполнялись указанные требования.

Простейшей моделью для $f(z)$ может служить кривая стационарно-го температурного режима на вертикальной оси хребта, соответствующая кусочно-линейному распределению температуры под центром аномалии $x=0$ в зависимости от глубины z . Пусть в первом приближении модель $f(z)$ состоит из двух кусков. Зададим $T(x, z) \Big|_{x=0} = f(z)$ следующим образом. Пусть $T(0, z) \equiv T_1$ при $0 \leq z \leq h < 1$ и затем, начиная с глубины $z=h$, функция $T(0, z)$ линейно убывает до T_0 при $z=1$. При этом требования (7), очевидно, удовлетворяются:

$$T(0, z; h) = \begin{cases} T_1; & 0 \leq z \leq h; \\ T_1 \frac{1-z}{1-h} + T_0 \frac{z-h}{1-h}; & h \leq z \leq 1. \end{cases} \quad (7a)$$

Рассмотрим $T_{\text{доб}}(x, z) = T(x, z) - T^{(0)}(z)$, где $T^{(0)}(z)$ суть (4). При $x=0$ получаем

$$T_{\text{доб}}(0, z; h) = \begin{cases} (T_1 - T_0) \frac{z}{1}; & 0 \leq z \leq h, \\ (T_1 - T_0) \frac{h}{1} \frac{1-z}{1-h}; & h \leq z \leq 1. \end{cases}$$

В силу связи (3а) значения $T_{\text{доб}}(0, z)$ и $w(0, z)$ совпадают. Таким образом, для функции $w(x, z)$ приходим к следующей двумерной краевой задаче (5):

$$\Delta w - \kappa^2 \cdot w = 0 \quad \begin{cases} (x \geq 0, \\ 0 \leq z \leq 1); \end{cases} \quad (5)$$

$$w \Big|_{z=0} = 0; \quad w \Big|_{z=1} = 0; \quad (5a)$$

$$w \Big|_{x \rightarrow \infty} = 0; \quad (5б)$$

$$w(0, z; h) = (T_1 - T_0) \cdot \begin{cases} \frac{z}{l}; & 0 \leq z \leq h, \\ \frac{h}{l} \frac{1-z}{1-h}, & h \leq z \leq l. \end{cases} \quad (5b)$$

С целью дальнейшего сравнения результатов с решением McKenzie, Sclater мы используем методику последовательных приближений, полагая $h = h(m)$ и $1 \leq m < \infty$, так чтобы $\lim_{m \rightarrow \infty} h(m) = 1$. Пусть $1 - h(m) =$

$= 1/m$, тогда $\frac{h(m)}{l} = 1 - \frac{1}{m}$ и имеем

$$w_m(x, z) = (T_1 - T_0) \cdot \begin{cases} z/l, & 0 \leq z/l \leq \frac{m-1}{m}, \\ (m-1)(1-z/l), & \frac{m-1}{m} \leq \frac{z}{l} \leq 1. \end{cases} \quad (8)$$

Решение задачи (5) получаем в виде ряда

$$w_m(x, z) = (T_1 - T_0) \sum_{n=1}^{\infty} C_n^{(m)} e^{-\sqrt{\kappa^2 + \left(\frac{\pi n}{l}\right)^2} x} \cdot \sin\left(\frac{\pi n}{l} \cdot z\right), \quad (9)$$

где

$$\begin{aligned} C_n^{(m)} &= \frac{2}{l} \int_0^1 \frac{1}{T_1 - T_0} w(0, z; h) \sin\left(\frac{\pi n}{l} z\right) dz = \\ &= 2 \left[\int_0^{h/l} z' \sin \pi n z' dz' + \frac{h}{l-h} \int_{h/l}^1 (1-z') \sin \pi n z' dz' \right] = \\ &= 2 \frac{1}{(1-h/l)} \frac{1}{\pi^2 n^2} \sin\left(\pi n \frac{h}{l}\right). \end{aligned}$$

При этом

$$h/l = \frac{m-1}{m}.$$

Отсюда

$$C_n^{(m)} = 2 (-1)^{n+1} \frac{m}{\pi^2 n^2} \cdot \sin\left(n \frac{\pi}{m}\right). \quad (10)$$

В пределе при $m \rightarrow \infty$ имеем

$$C_n^{(m)} \Big|_{m \rightarrow \infty} = 2 (-1)^{n+1} \frac{1}{\pi n} = A_n.$$

Таким образом, решение Д. Маккензи и Дж. Склэтера с разрывными краевыми значениями (6) и с расходящимся рядом для $\frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=1}; x=0$

является пределом при $h(m) \rightarrow 1$ последовательности функций

$$T(x, z; m) = T^{(0)}(z) + e^{kx} w_m(x, z) \quad (m \geq 1),$$

удовлетворяющих задаче (1) с непрерывным краевым условием (7а) и ограниченной производной $\frac{\partial T(x, z; m)}{\partial z}$.

Фактически в центре расширения наблюдается конечное значение теплового потока. Это означает, что решение Д. Маккензи и Дж. Склэтера не соответствует действительным данным и выражает поле лишь при достаточно высоких значениях теплового потока в максимуме и при достаточном удалении $x \neq 0$ от оси расширения.

Согласно (3) тепловой поток на поверхности Земли имеет вид

$$q(x; m) = q^{(0)} + q_{\text{доб}}(x; m), \quad (11)$$

где

$$q^{(0)} = \lambda \frac{T_1 - T_0}{l}; \quad q_{\text{доб}}(x; m) = -\lambda e^{kx} \frac{\partial w_m(x, z)}{\partial z} \Big|_{z=1}$$

и λ — коэффициент теплопроводности.

Дифференцируя ряд (9) по z и полагая $z=1$, имеем

$$q_{\text{доб}}(x; m) = \lambda \frac{T_1 - T_0}{l} e^{kx} \sum_{n=1}^{\infty} D_n^{(m)} e^{-\sqrt{k^2 + (\frac{\pi n}{l})^2} \cdot x}, \quad (12)$$

где

$$D_n^{(m)} = 2 \frac{m}{\pi} \frac{\sin(n\pi/m)}{n}.$$

В центре аномалии при $x=0$ получаем

$$q_{\text{доб}}(0; m) = 2\lambda \frac{T_1 - T_0}{l} \left(\frac{m}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin(n\frac{\pi}{m})}{n} \right).$$

Этот ряд легко суммируется по формуле

$$2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin n\varphi}{n} = \pi - \varphi;$$

$$q_{\text{доб}}(0; m) = \lambda \frac{T_1 - T_0}{l} (m - 1).$$

Следовательно, (11) при $x=0$ дает

$$q(0; m)/q^{(0)} = m. \quad (13)$$

Таким образом, конечное значение теплового потока в центре аномалии, известное из эксперимента, сразу дает первый интерпретационный параметр задачи m , т.е. относительную высоту h/l уровня горячего вещества (или так называемого "источника") на вертикальной оси

хребта: $h/l = 1 - \frac{1}{m}$. При этом участок остывания вещества под гребнем хребта занимает глубину $l - h = l/m$.

Вторым интерпретационным параметром является мощность слоя l . Из (11) имеем

$$\frac{q(x; m)}{q(0)} = 1 + \frac{q_{\text{доб}}(x, m)}{q(0)} = 1 + e^{\kappa x} \sum_{n=1}^{\infty} D_n^{(m)} e^{-\beta_n x}. \quad (14)$$

Здесь

$$\beta_n = \sqrt{\kappa^2 + \left(\frac{\pi n}{l}\right)^2}; \quad n = 1, 2, \dots; \quad \kappa = \frac{\rho C_p v}{2 \lambda}.$$

Параметр l определяется путем сравнения ряда (14) с экспериментально наблюдаемой функцией изменения теплового потока $q_{\text{экс}}(x; m)$ на поверхности Земли в зависимости от расстояния x . Из данных эксперимента выделяются в соответствии с (14) отдельные экспоненциальные "гармоники" с показателями затухания β_n ($n = 1, 2, \dots$) и амплитудами $D_n^{(m)}$.

$$\text{Значения коэффициентов } D_n^{(m)} = 2 \frac{m}{\pi} \frac{\sin(n \frac{\pi}{m})}{n}$$

n	m							
	1	2	3	4	5	6	7	8
1	0	1,27	1,65	1,80	1,87	1,91	1,93	1,94
2	0	0	0,83	1,27	1,51	1,65	1,74	1,80
3	0	-0,42	0	0,60	1,01	1,27	1,34	1,56
4	0	0	-0,41	0	0,47	0,82	1,08	1,27
5	0	0,25	-0,33	-0,36	0	0,38	0,68	0,94
6	0	0	0	-0,42	-0,31	0	0,32	0,60
7	0	-0,18	0,24	-0,26	-0,43	-0,27	0	0,28
8	0	0	0,21	0	-0,38	-0,41	-0,24	0
9	0	0,14	0	0,20	-0,21	-0,38	-0,39	-0,22
10	0	0	-0,16	0,25	0	-0,33	-0,40	-0,36

В частности, при удалении от оси хребта на расстояние x порядка "полуширины" аномалии δ от выражения (14) практически остается только одна первая экспонента $n = 1$:

$$q/q(0) \cong 1 + D_1^{(m)} e^{(\kappa - \beta_1)x}, \quad (15)$$

показатель затухания которой

$$\beta_1 = \sqrt{\kappa^2 + \left(\frac{\pi}{l}\right)^2}$$

позволяет определить значение l .

Если выберем расстояние $x = \delta$ (м) так, чтобы $q_{\text{доб}}/q^{(0)} = \frac{D_1^{(m)}}{2}$, то из (15) получаем

$$\delta(m) = \frac{\ln 2}{\beta_1 - \kappa}, \quad (16)$$

т.е.

$$\frac{\delta(m)}{l} = \delta'(m) = \frac{\ln 2}{[\sqrt{(\kappa l)^2 + \pi^2} - \kappa l]} \quad (17)$$

Отметим, что в области больших значений $m \sim 7$ и выше амплитуда $D_1^{(m)}$ практически равняется предельному значению 2 и поэтому для $m > 7$ формула (17) совпадает с расчетной формулой Д. Маккензи и Дж. Склэтера для δ (см. таблицу).

При общей геофизической интерпретации можно рассматривать два различных процесса: 1) случай $v \neq 0$; $\kappa \neq 0$ и 2) случай $v = 0$; $\kappa = 0$.

Второй случай может быть истолкован как поднятие горячего материала или воды по разлому без горизонтального движения слоя ($v = 0$).

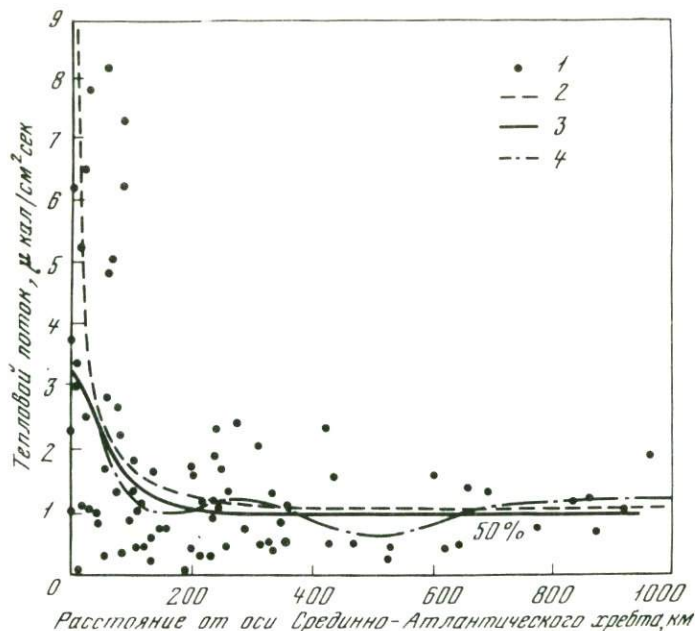
Рассмотренная задача и ее решение в виде (3), (9) позволяют проводить интерпретацию также и в случае островных дуг (см. рис. 4, левая часть), (Любимова, Никитина, Томара, 1976).

Для первого случая выделим три варианта.

а) Вариант $q_{\text{доб}}(0)/q^{(0)} > 1$, т.е. $m > 2$. Для срединных океанических хребтов функция изменения теплового потока $q_{\text{ЭКСП}}(x; m)$ согласно измерениям имеет выраженный максимум. Величина теплового потока в центре аномалии в несколько раз превосходит нормальное значение $q^{(0)}(x = \infty)$. Этот вариант изображен на рис. 5. В Атлантическом и Тихом океанах $q_{\text{доб}}(0)/q^{(0)} \cong 2 \div 3$, следовательно, $m \cong 3 \div 4$; $D_1^{(3 \div 4)} \cong 1,7$. При $l = l_{\text{ср}} = 60$ км (Sclater et al., 1971) получаем $(l-h)$ порядка 20 км. В Индийском океане $q_{\text{доб}}(0)/q^{(0)} \cong 1,3 \div 2$; следовательно, $m \cong 2,3 \div 3$; $D_1^{(2,3 \div 3)} \cong 1,4 \div 1,6$, т.е. сильно отличается от 2. Из формулы (17) получаем поправку на $l_{\text{ср}}$ в пределах $10 \div 20\%$ в сторону увеличения. Таким образом, $l_{\text{ср}} \cong 75$ км и, следовательно, $(l-h)$ — порядка 30 км.

б) Вариант $q_{\text{доб}}(0)/q^{(0)} \sim 1$, т.е. $m \sim 2$. Поправки к мощности слоя l по формуле (17) составляют около $30 \div 50\%$, т.е. более существенны, чем в варианте а); при этом $h \sim l/2$.

в) Вариант $q_{\text{доб}}(0)/q^{(0)} < 1/2$, т.е. $m < 3/2$ — например, области рифтовых зон, характеризующиеся аномальными тепловыми потоками со слабо выраженным максимумом. Такой вариант можно рассматривать как модель с невысоким уровнем поднятия h горячего вещества под



Р и с. 5. Сопоставление фактического и расчетного (по данным авторов) распределения теплового потока на срединно-океанических хребтах

1 — измеренные значения теплового потока; 2 — распределение теплового потока по данным Склэтера и др. ($m = \infty$); 3 — распределение теплового потока по данным авторов ($m_{\text{эксп}} \approx 2,8$); 4 — профиль среднеарифметических значений по W. Lee, S. Uyeda (1965)

осью разлома: $h \ll 1$, причем участок остывания вещества имеет глубину $(2/3)l < (1-h) < l$, считая от поверхности Земли.

Полученное решение (3), (9) позволяет также вычислить величину добавочных тепловых потерь, обусловленных двумерным процессом вертикальной интрузии. Имеем

$$Q_{\text{доб}}/d = 2 \int_0^{\infty} q_{\text{доб}}(x; m) dx = 2q^{(0)}l S(\kappa'; m), \quad (18)$$

где

$$S = \sum_{n=1}^{\infty} D_n^{(m)} / [\beta'_n - \kappa'].$$

Здесь d — длина оси разлома либо рифта; $\kappa \cdot l = \frac{\rho C v}{2\lambda} l = \kappa$ — безразмер-

ное число Рейля для рассматриваемой задачи и $\beta' = \sqrt{\kappa'^2 + \pi^2 n^2}$. Если параметр модели m ограничен, то величина потерь $Q_{\text{доб}}$ ограничена

$$Q_{\text{доб}} = 2ldq^{(0)} S(\kappa'; m). \quad (19)$$

Так, например, добавочные теплотери от всех срединных океанических хребтов составляют

$$Q_{\text{доб}}^* = 2 \cdot l_{\text{ср}} d^* q^{(0)} S_{\text{ср}}. \quad (20)$$

Здесь $Q_{\text{доб}}^*$ — теплотери от всех хребтов; $d^* \cong 5 \cdot 10^9$ см — общая длина всех срединных океанических хребтов; $l_{\text{ср}} \cong 7,5 \cdot 10^6$ см; $\lambda_1(T_1 - T_0)/l = q^{(0)}$ — нормальный тепловой поток в океанах; $S_{\text{ср}}$ — значение функции S для $k' = k_{\text{ср}}$ и $m = m_{\text{ср}}$, взятых как средние наблюдаемые значения этих величин для всех хребтов. Полная потеря тепла от Земли в целом известна по W. Lee, S. Uyeda (1965) и составляет $Q \cong 7,7 \cdot 10^{12}$ кал/сек. По имеющимся данным для срединных хребтов k' и m изменяются в широких пределах: $5 \leq k' \leq 200$ и $2 \leq m \leq 8$. В среднем имеем $k'_{\text{ср}} \sim 20$, $m_{\text{ср}} \sim 3$. Вычисления по (18) дают $S_{\text{ср}} \sim 12$. Следовательно, $l_{\text{ср}}$ по (20); $Q_{\text{доб}}^*/Q \cong 0,12$. Значит, потери $Q_{\text{доб}}^*$ составляют величину, на порядок меньшую, чем Q . Они оказываются много ниже оценки, даваемой Скэлтером (McKenzie, Sclater, 1969; Sclater et al., 1971).

Мощность литосферы под океанами l по данным комплексной интерпретации экспериментальных профилей теплового потока совместно с превышениями рельефа дна океанов (Lubimova, Nikitina, 1975), составляет $l_{\text{ср}} \cong 100$ км. Формула (19) и расчеты функции S в области $k' \gg \pi$ показывают, что потери $Q_{\text{доб}}^*$ возрастают как квадрат мощности $l_{\text{ср}}^2$. В результате получаем оценку $Q_{\text{доб}}^* \cong 0,3 Q$, но не более.

Дополнительные потери энергии от всех континентальных окраин, граничащих с островными дугами, также могут быть вычислены с помощью (19) и теоретических значений функции S , если положить в (18) числе Релея $k' = 0$ (вследствие неподвижности континентальной плиты $v \equiv 0$). Отсюда имеем

$$\bar{Q}_{\text{доб}}^* = \bar{L} \bar{d}^* \bar{q} S(0; \bar{m}_{\text{ср}}). \quad (21)$$

Здесь \bar{d}^* — суммарная длина всех островных дуг, \bar{L} — средняя мощность континентальных плит в области окраинных морей и $k' = 0$. Коэффициент \bar{q} берется как среднее значение $\bar{q} = \bar{q}^{(0)} - HL$ (он равняется асимптотическому значению теплового потока $\bar{q}^{(0)} = \lambda_2 \frac{T_1 - T_0}{L} + \frac{HL}{2}$ за вычетом его удвоенной радиогенной части HL для окраинной области континентальной плиты). При этом $m_{\text{ср}}$ — среднее наблюдаемое значение параметра m над островными дугами, получаемое из интерпретационной формулы $q_{\text{доб}}(0) = \bar{q}(m - 1)$, где $q_{\text{доб}}(0) = q(0) - \bar{q}^{(0)}$.

Мощность L континентальной литосферы в районе Курильской котловины Охотского моря по данным рис. 2 на профиле 1-М примерно

оценивается с помощью расчетов по (9) для случая $k' = 0$ как $L \cong \cong 80 \div 130$ км. При этом в средней части профиля на расстояниях $x \sim \sim 50 \div 150$ км от о. Итуруп в сторону континента измерений явно недостаточно. В максимуме аномалии над о. Итуруп $q(0) \cong 3,8$ мккал/см² · сек; асимптотический тепловой поток в котловине равен $\bar{q}(0) \cong \cong 2,2$ мккал/см² · сек, а удвоенный радиогенный вклад в тепловой поток на дне котловины имеет величину около 30% от $\bar{q}(0)$. Следовательно, находим параметр модели $m_{\text{экср}} \cong 2,0$, откуда глубина до "корней" вулканов, например вулкана Богдана Хмельницкого, порядка $(L - h) = 40 \div 65$ км. Для уточнения результатов интерпретации, очевидно, необходимы более детальные измерения глубинных тепловых потоков вблизи островной дуги в зоне $- 150 \text{ км} \leq x \leq + 150 \text{ км}$. После накопления данных возможно уточнение параметров.

В целом, пользуясь уравнением (21) и поведением функции S в области $k' \ll \pi$, можно заключить, что добавочные потери энергии от островных дуг со стороны континента меняются с изменением L прямо пропорционально мощности континентальной плиты под окраинными морями.

ЛИТЕРАТУРА

- Веселов О.В., Волкова Н.А., Еремин Г.Д. и др. Изменение теплового потока в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. – Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 4.
- Левин Б.Ю., Маева С.В. О термической истории Земли. – Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1960, № 2.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М., "Наука", 1968.
- Любимова Е.А., Никитина В.Н., Томара Г.А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М., "Наука", 1976.
- Савостин Л.А., Власенко В.И. Результаты геотермических исследований в Охотском море. – В кн.: Геотермия, 1974.
- Тихонов А.Н. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры. – Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1937, № 3.
- Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М., "Наука", 1974.
- Hasebe K., Fuji N., Uyeda S. Thermal processes under island arcs. – Tectonophysics, 1970, v. 10, N 1.
- Lachenbruch A.H. Dynamics of a Passive Spreading Center. – J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 11.
- Langseth M.G.Jr., Von Herzen R.P. Heat flow through the floor of the world oceans. – The Sea, 1970, v. 4, N 4.
- Lee W.H.K., Uyeda S. Review of heat flow in terrestrial heat flow. – Geophys. Monogr., 1965, N 4.
- Lubimova E.A., Nikitina V.N. On heat flow singularities over Mid-Ocean ridges. – J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 2.
- McDonald G.I.F. Calculation on the thermal history of the Earth. – J. Geophys. Res., 1959, v. 64, N 11.
- McKenzie D.P. Some remarks on heat flow and gravity anomalies. – J. Geophys. Res., 1967, v. 72.
- McKenzie D.P., Sclater J.G. Heat flow in the eastern Pacific and sea floor spreading. – Bull. Volcanol., t. XXXIII, N 1, 1969.
- Sclater J.G., Anderson R.N., M. Lee. Elevation of Ridges and evolution of the central Eastern Pacific. – J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 32.

- Toksöz M.N., Minear J.W., Julian B.R.* Temperature field and geophysical effects of downgoing slab. — *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 3.
- Uyeda S.* Heat flow (Crust and Upper Mantle of the Japanian Serie, part 1). — *Geophysics*, sect. 5. Tokio, 1972.
- Vacqueir V., Uyeda S., Yasui M. et al.* Studies of the thermal state of the Earth. 19th paper, Heat flow measurements in the North Western Pacific. — *Bull. Earthquake Res. Inst.* 1966, v. 44.

В.И. Кононов, Б.Г. Поляк

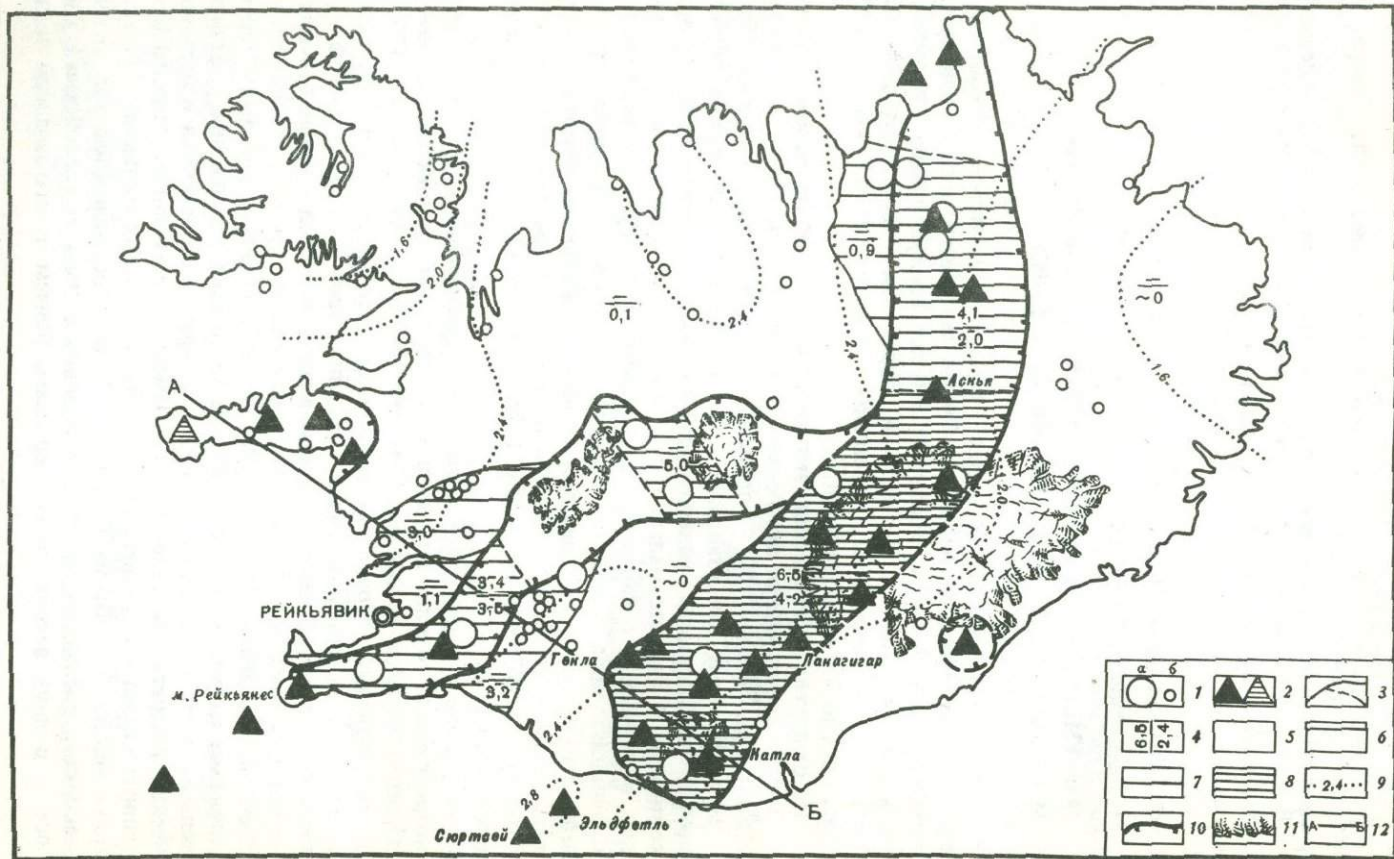
Геологический Институт АН СССР

СОВРЕМЕННАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА ИСЛАНДИИ

Как хорошо известно, Исландия — район самой интенсивной современной вулканической деятельности. Третья часть всей лавы, извергнутой на поверхность Земли за последние 500 лет, продуцирована в Исландии. Не менее интенсивна в Исландии и современная гидротермальная деятельность — на территории этой страны площадью 103 000 км² насчитывается около 500 ее проявлений.

Но от других районов зоны активного вулканизма Исландию отличают не только чрезвычайная интенсивность вулканизма и обилие гидротерм. Главная ее особенность — положение на оси срединно-океанического хребта. Поэтому представлялось, что изучение геохимических особенностей гидротерм и вулканических газов и энергетического эффекта современной гидротермальной и вулканической деятельности в Исландии в сравнении с картиной, наблюдающейся в других вулканических провинциях мира, могло бы обнаружить специфику геотермальной активности в глобальной системе срединно-океанических рифтов. С этой целью авторами были проведены полевые исследования на территории Исландии в 1970, 1971, 1972 и 1973 гг. в составе комплексной экспедиции АН СССР.

Продукты вулканической деятельности, древнейшие из которых имеют возраст около 16 млн. лет, покрывают всю территорию Исландии и почти целиком слагают ее видимый разрез (Palmason, Saemundsson, 1974). В четвертичный период вулканическая активность сконцентрировалась в пересекающей Исландию Срединной зоне и на п-ове Снайфедльснес. В строении Срединной зоны, многими исследователями считающейся наземным выражением рифтовой долины срединно-океанических хребтов, определяющая роль принадлежит глубинным линейным тектоническим разрывам. Поэтому обилие трещинных извержений — отличительная черта исландского вулканизма, хотя здесь имеются и вулканические аппараты центрального типа. Именно с последними связаны вулканы кислого и среднего состава, объем которых составляет, однако, лишь около 0,1 объема базальтов. В голоцене вулканическая активность сосредоточилась на севере Срединной зоны в ее осевой части, а на юге — в двух ветвях по ее окраинам, причем в юго-западной ветви



Рейкьянес-Лангйокудль современный вулканизм приурочен только к южному отрезку.

За 1100-летний период, прошедший после заселения Исландии, вулканизм был наиболее интенсивным в южной ветви Срединной зоны (рис. 1). Именно в ней в 1783 г. произошло крупнейшее историческое извержение Лакагигар, продуцировавшее 12 км^3 лавы. Здесь расположены вулканы Гекла и Катла, давшие за исторический период соответственно 9 и 3 км^3 изверженных продуктов (в пересчете на объем лавы), что ставит их на второе и третье места среди действующих вулканов Исландии (Thorarinsson, 1967). В как бы продолжающем эту ветвь за пределы собственно Исландии архипелаге Вестманнаэйяр в 1963–1967 гг. возник Сюртсей, а в 1973 г. произошло извержение Эльдфетля на о. Хеймаэй.

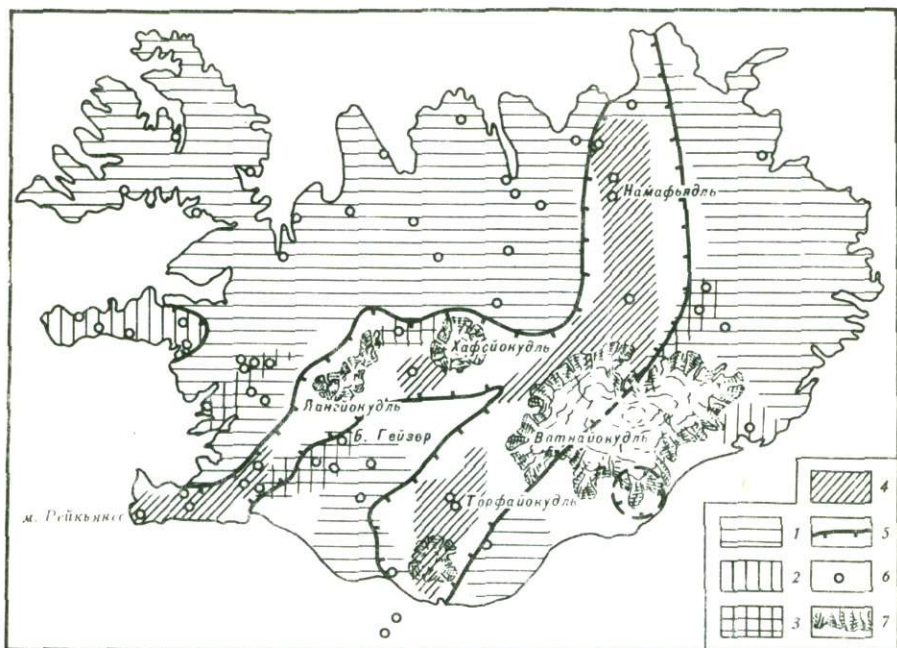
Тщательная регистрация вулканических извержений в исландских исторических хрониках и позднейшие определения объема их продуктов (Thorarinsson, 1967) позволили оценить геознергетический эффект исторического вулканизма Исландии. Средняя его величина оказалась равной $4,5 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$, а в юго-восточной ветви — даже $6,5 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (см. рис. 1). В общем энергетическом эффекте исторического вулканизма на долю этой ветви приходится около 70%.

Полученные оценки представляются характерными и для более продолжительного периода геологической истории Исландии. Это вытекает из совпадения темпа накопления вулканитов — $0,04 \text{ км}^3/\text{год}$ в исторический период и в течение всего голоцена (Thorarinsson, 1967). Энергетический режим отдельных вулканических центров, как показывает, например, анализ деятельности Геклы, также весьма стабилен, характеризуясь интенсивностью глубинного теплового питания близкой к ста тысячам килокалорий в секунду. С. Тораринссон считает, что современные пространственные вариации в интенсивности вулканизма характерны и для голоцена, а Г. Уокер — что они вообще постоянны для всего четвертичного и даже третичного периодов геологической истории Исландии (Тораринссон, 1970). Таким образом, изучение вулканизма выявляет резко повышенный приток глубинной энергии в пределах Срединной зоны Исландии.

В отличие от вулканизма современная гидротермальная деятельность проявляется в Исландии практически повсеместно. Комплексное ее

Р и с. 1. Энергетический эффект современной геотермальной активности в Исландии

1 — крупнейшие современные гидротермальные системы (а) и источники (б); 2 — центры вулканической деятельности в последние 1100 лет (а) и предшествующее тысячелетие (б); 3 — границы районов с различным суммарным эффектом вулканической и гидротермальной деятельности; 4 — величина в $\text{мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ энергетического эффекта вулканизма (числитель) и разгрузки гидротерм (знаменатель) в данном районе; 5–8 — величина $\text{мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ суммарного эффекта вулканической и гидротермальной деятельности; 5 — менее 0,1; 6 — 0,9 — 3,2; 7 — 5–6,9; 8 — 10,7; 9 — изолинии фонового кондуктивного теплового потока в $\text{мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (построено по термометрическим данным Palmason, 1967; Palmason, Saemundsson, 1974); 10 — границы зон активного вулканизма (Тораринссон, 1970; Palmason, Saemundsson, 1974); 11 — границы ледников; 12 — линия профиля (см. рис. 5)



Р и с. 2. Газовая зональность гидротерм Исландии

1–4 – области распространения терм: 1 – азотных; 2 – углекислых; 3 – азотно-углекислых; 4 – водородных; 5 – границы зон активного вулканизма (Тораринссон, 1970; Palmason, Saemundsson, 1974); 6 – опробованные термоявления; 7 – границы ледников

изучение, в ходе которого нами было тем или иным образом опробовано около 100 термоявлений, разбросанных по всему острову, позволило обнаружить в распределении гидротерм четкие пространственные закономерности.

Прежде всего это проявляется в зональности газового состава гидротерм, считающегося сейчас одним из важнейших, если не главным, генетическим критерием (Иванов, 1960). По этому признаку в Исландии выделяется четыре типа гидротерм – азотные, углекислые, азотно-углекислые и водородные (Жононов, Поляк, 1974 г.). Первые три широко распространены и в других участках мобильных поясов Земли и не нуждаются ни в детальной характеристике, ни в анализе условий их формирования. Зато весьма интересно их пространственное размещение (рис. 2).

Азотные термы, аналогичные по газовому составу, например, Начинским источникам Камчатки, распространены в районах наиболее древней вулканической деятельности – в областях развития дочетвертичных плато-базальтов. Углекислые воды, сходные с Малкинскими холодными или Пущинскими термами, приурочены к вулканической зоне Снайфедльснес, сейчас, по-видимому, отмирающей. Азотно-углекислые пароводяные смеси, аналогичные термам Паужетки или Долины Гей-

зеров, разгружаются главным образом в районах доголоценовой вулканической активности Срединной зоны или прилегающих к ним участках. К наиболее же вулканически активным звеньям Срединной зоны приурочен четвертичный, специфически исландский тип гидротерм. Это предсказанный еще В.И. Вернадским (1954–1960) тип гидротерм, в газах которых в очень больших количествах присутствует, а иногда и вообще доминирует, свободный водород. На геотермальном месторождении Намафьядль, например, его концентрация достигает 64% об. (Sigvaidason, 1966), а общий вынос в атмосферу имеет порядок кубометра в минуту. Остальные компоненты газового состава этих терм — H_2S (до 25% об.) и CO_2 , в малых количествах присутствуют также инертные газы, метан. Этот ассортимент газов сближает исландские водородные термы с сероводородно-углекислыми фумарольными эксгаляциями многих действующих вулканов, где также отмечается свободный водород, причем его количество, как известно, возрастает при усиленной вулканической активности. В Исландии, например, в межпароксизмальную стадию активности вулкана Аскья в парогазовых струях, разгружающихся внутри его вершинной кальдеры, мы обнаружили 2,7–14,9% свободного водорода; при извержении вулкана Эльдфетль на о. Хеймаэй газы, выделявшиеся из лавы вблизи жерла, содержали 35,7–50,2% H_2 (Б. Арнасон, личное сообщение). Но в отличие от кратерных фумарол водородные термы представляют собой крупные водообильные гидродинамические системы, отличающиеся особыми условиями циркуляции и разгрузки флюидов из-за их высокой температуры. Это типичные современные гидротермальные системы (в понимании этого термина Аверьевым, 1966). На поверхности водородные термы разгружаются в виде паровых струй, а на глубине их температура приближается к $300^{\circ}C$, $289^{\circ}C$ на глубине 1300 м — на месторождении Намафьядль и 292° — на 1700 м на мысе Рейкьянес. Вынос тепла в зонах разгрузки отдельных систем такого типа достигает сотен тысяч калорий в секунду, а в самой мощной из них — системе Торфайокудль — оценивается в 0,5 млн. ккал/сек (Böðvarsson, 1961), что ставит ее на первое место в мире. Для обеспечения такой мощности фоновым кондуктивным теплопотокотом пришлось бы полностью снять его с пятой части площади Исландии, что совершенно нереально. Столь высокий тепловой потенциал водородных терм явно свидетельствует об участии в их формировании глубинного теплоносителя.

Хотя о происхождении водорода в этих термах нет единого мнения, наиболее вероятным кажется его глубинный генезис — в результате ли выделения его из базальтов, генерации ли в процессе взаимодействия воды и железосодержащих силикатов или общей дегазации глубоких недр Земли.

За пределами Исландии известны лишь два аналога водородных терм — это гейзеры долины Сонома в Калифорнии, где водород составляет около 15% общего объема газов (Эллис, 1970) и парогидротермы Ахуачапан в Сальвадоре, где его содержание достигает 44% об. (Sigvaidason, Cuellar, 1970). И те, и другие находятся в зоне примыкания к Американскому континенту системы другого срединно-океани-

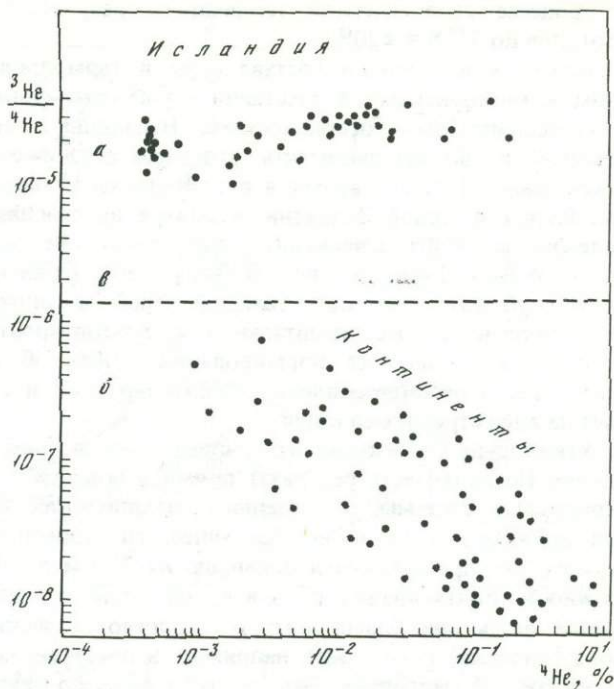
ческого хребта — Восточно-Тихоокеанского поднятия. Приуроченность исландских водородных терм и их американских аналогов к геологически единой структуре планетарного масштаба, где наиболее благоприятны условия для выноса к поверхности Земли глубинного вещества и аккумулярованной в нем тепловой энергии, позволяет заключить, что водородный тип термальных флюидов вообще характерен для гидротермальной активности в системе срединно-океанических рифтов.

Связь исландских гидротерм с мантийными глубинами убедительно подтверждается исследованиями изотопного состава гелия и серы, содержащихся в термальных флюидах. Что касается гелия, то сейчас установлены различия его в изотопном составе для разных природных объектов, объясняющиеся смешением гелия трех "сортов" — мантийного гелия с величиной отношения изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ порядка $n \cdot 10^{-5}$, "корового" гелия, образующегося при радиоактивном распаде в "гранитном" слое континентов, с величиной того же отношения порядка 10^{-8} и гелия атмосферы с промежуточным значением $1,4 \cdot 10^{-6}$ (Каменский и др., 1971; Мамырин и др., 1969). Вместе с Б.А. Мамыриным и Л.В. Хабариным мы изучили это отношение в газах исландских гидротерм и вулканов Аскья, Эльдфетль и Сюртсей (Кононов и др., 1974). Оказалось, что на всей территории Исландии величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах резко отлична от наблюдающейся в газах континентов и близка к мантийной (рис. 3). Этим Исландия резко отличается от Камчатки, где при удалении к западу от вулканически активных районов это отношение резко снижается. Такое различие между двумя областями современного вулканизма можно объяснить лишь отличием коры Исландии от субконтинентальной коры Камчатки. На общем фоне высоких (мантийных) значений отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в их распределении на территории Исландии существуют вариации второго порядка. Они совпадают с общим простираем срединно-океанического рифта, но не вполне согласуются с установленной газовой зональностью — вероятно, из-за различной глубины генерации соответствующих флюидов.

Зато в вариациях изотопного состава серы гидротерм и парогазовых струй активных вулканов, изученного нами вместе с В.Н. Виноградовым, легко увидеть четкую зональность, совпадающую с газовой (Виноградов и др., 1974). Как показывает рис. 4, в термопроявлениях, приуроченных к вулканически активным ветвям Срединной зоны, изотопный состав как сульфидной, так и сульфатной серы отвечает составу метеоритного троилита, считающемуся типичным для глубоких недифференцированных недр Земли и принимаемому за эталон сравнения ($\delta^{34}\text{S}=0$). В то же время в приморских термопроявлениях величина $\delta^{34}\text{S}$ существенно выше, а на остальной территории Исландии имеет промежуточные значения. Такая зональность объясняется смешением в термальных флюидах серы различного изотопного состава от двух источников. В парогазовых струях Срединной зоны таким источником является вулканический сероводород с нулевым значением $\delta^{34}\text{S}$. Источником серы другого изотопного состава является океанический солевой комплекс, содержащий сульфатную серу, утяжелившуюся

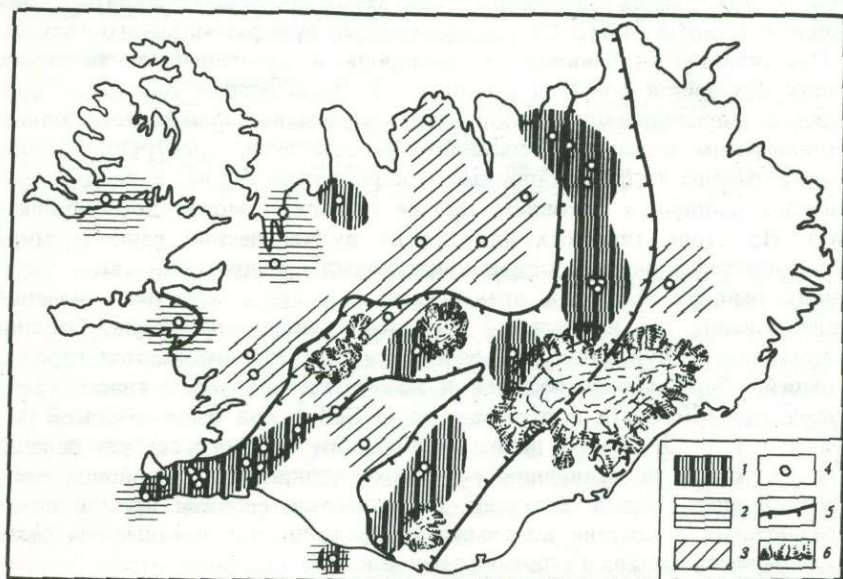
Р и с. 3. Зависимость отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ от концентрации гелия в газе пробы

а — для гелия гидротерм Исландии;
 б — для гелия континентальных газопоявлений и различных водопунктов;
 в — значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ для гелия атмосферы



Р и с. 4. Изотопный состав серы в термопроявлениях Исландии

1-3 — зоны значений $\delta^{34}\text{S}$, %:
 1 — менее 3; 2 — 3-8; 3 — более 8;
 4 — опробованные термопроявления; 5 — границы зон активного вулканизма; 6 — границы ледников



в процессе геологической эволюции в результате фракционирования изотопов до $\delta^{34}\text{S} = \pm 20\text{‰}$.

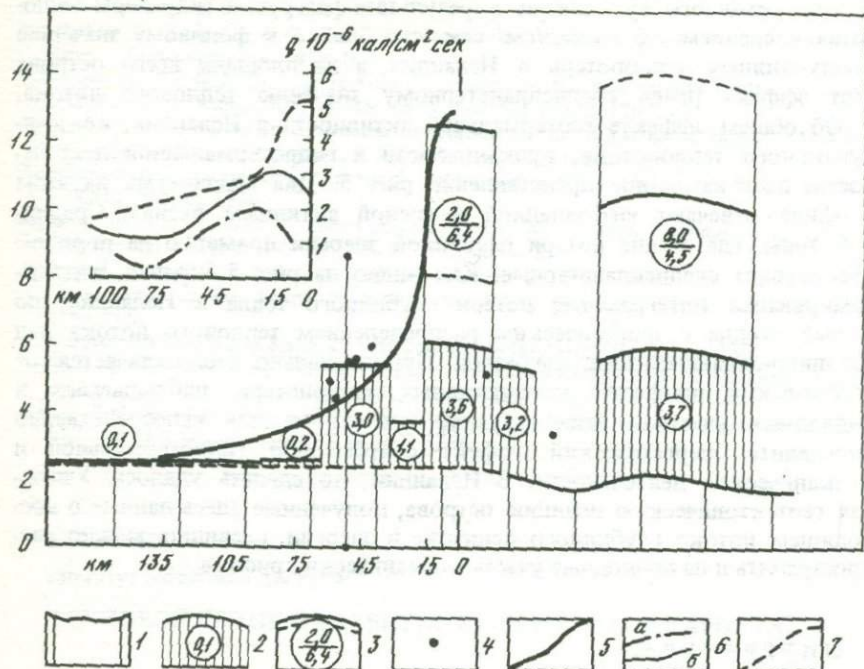
Близость изотопного состава серы в термопроявлениях Срединной зоны к метеоритному в сочетании с уже отмеченными геологическими и геотермическими особенностями Исландии и ее геотектонической позицией позволяет заключить, что здесь сера имеет ювенильное происхождение. В то же время в вулканически активных районах Камчатки, Курил и Новой Зеландии, несмотря на специальные исследования, надежно выделить ювенильную компоненту не удается (Виноградов, 1970; Wilson, 1966; Steiner, Raftar, 1966). Объясняется это загрязнением глубинных эманаций тяжелой серой океанического сульфата, ассимилированного континентальной и субконтинентальной корой этих регионов в процессе ее формирования. Таким образом, изотопный состав серы в термопроявлениях Исландии, как и состав гелия, указывает на иное строение ее коры.

Утяжеление же изотопного состава серы в прибрежных термопроявлениях Исландии есть результат прямого подсоса в действующие гидротермальные системы современных океанических вод. Особенно ярко это проявляется на п-ове Рейкьянес, где линейные разрывы океанического дна продолжают примерно на 20 км в глубину острова. Но возможность подтягивания океанической воды к тепловому очагу реализуется лишь при благоприятных гидрогеологических условиях (Кононов, Ткаченко, 1974). Так, например, в процессе извержения на о. Хеймаэй такое подтягивание имело место лишь по периферии очага, но никак не затронуло зону вулканического канала. Об этом свидетельствует оказавшийся "нулевым" изотопный состав элементарной и окисленной серы в высокотемпературных газах, выделившихся из возникшего жерла, и изливавшейся лавы. В то же время из находящейся примерно в 2 км от места извержения старой скважины начала изливаться вода с минерализацией около 19 г/л, содержащая сульфат морского состава.

Поступление глубинного сероводорода в вулканически активных ветвях Срединной зоны Исландии и его последующее окисление приводят к формированию в этой части острова вод сульфатного типа с традиционным катионным составом. На остальной территории острова распространены гидрокарбонатные и карбонатные воды, и лишь в прибрежных районах в анионном составе гидротерм может доминировать хлор. Но столь типичных для других вулканических районов мира высокотемпературных хлоридно-натриевых гидротерм во внутренних районах Исландии практически нет, что ставит под сомнение существование так называемой глобальной гидрохлоросферы. От гидротерм других вулканических районов исландские отличаются гораздо меньшей общей минерализацией и максимальным содержанием кремнезема (до 1300 мг/л в пересчете на H_2SiO_3) при очень высокой щелочности (рН до 10). В целом особенности солевого состава исландских гидротерм по сравнению с термами вулканических районов Камчатки, Японии, Новой Зеландии, по-видимому, связаны прежде всего с различиями в составе водовмещающих толщ, т.е. в конечном счете со спецификой состава и строения земной коры.

$E \pm 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \text{ сек}$

А-Б



Р и с. 5. Энергетический эффект современной геотермальной активности в Исландии в $10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и его структура вдоль профиля А-Б (см. рис. 1)

1 - фоновый кондуктивный тепловой поток; 2 - эффект разгрузки гидротерм в данном участке профиля; 3 - средний эффект вулканизма в данном участке профиля в течение исторического времени (пунктир, числитель дроби) и голоцена (сплошная линия, знаменатель дроби); 4 - аномальные значения кондуктивного теплового потока; 5 - схематизированная кривая суммарных теплотерь; 6 - распределения наблюдаемого на акваториях кондуктивного теплопотока (по Talwani et al., 1971): а - фактического на хребте Рейкьянес; б - осредненного по фактическим данным для Индо-Атлантического хребта; 7 - теоретическое распределение поверхностного кондуктивного теплопотока для модели движения жесткой плиты мощностью 15 км вдоль устойчивой зоны с температурой 1000°C на глубине 100 км при скорости спрединга $1,81 \text{ см/год}$ (по Le Pichon, Langseth, 1969)

С геохимическими особенностями термальных флюидов тесно связаны их тепловые параметры. Они точно так же отражают обстановку формирования гидротерм, и пространственные их вариации согласуются с гидрогеохимической зональностью. Особенно четко это проявляется в величинах удельного энергетического эффекта разгрузки гидротерм (Поляк, Кононов, 1974). Как видно на рис. 1, по этому признаку резко обособляются активные участки Срединной зоны и некоторые к ним прилегающие. В этой связи принадлежность термальных флюидов Срединной зоны к водородному типу кажется особенно важным фактом, если иметь в виду, что водород - самый энергичный теплоноситель (его теплоемкость примерно в 4 раза выше, чем у воды, и в 20 раз выше

чем у базальтов), имеющий очень высокую миграционную способность. В зоне активного вулканизма в результате разгрузки гидротерм выносятся в среднем $2,6 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$, что близко к фоновому значению кондуктивных теплопотерь в Исландии, а на площади всего острова этот эффект равен среднепланетарному значению теплового потока.

Об общем эффекте геотермальной активности в Исландии, т.е. кондуктивного теплопотока, вулканической и гидротермальной деятельности, дает наглядное представление рис. 5. Два максимума на этом профиле отвечают юго-западной и южной активным ветвям Срединной зоны, где общие потери глубинной энергии примерно на порядок превосходят среднепланетарные. Как видно на рис. 5, кривая, аппроксимирующая интегральные потери глубинного тепла в Исландии, по форме сходна с теоретическим распределением теплового потока над срединно-океаническими хребтами. Принципиально она отличается от фактических профилей кондуктивных теплопотерь, наблюдаемых в подводных участках этих структур, где не удается непосредственно определить энергетический эффект современной гидротермальной и вулканической деятельности. В Исландии это сделать удалось. Учитывая геотектоническую позицию острова, полученные здесь данные о восходящем потоке глубинного вещества и энергии, очевидно, можно распространить и на подводные участки океанических рифтов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — Современный вулканизм (Труды Второго Всесоюз. вулканол. совещания, т. I), М., "Наука", 1966.
- Вернадский В.И.* Избранные сочинения, т. I—V, М., Изд-во АН СССР, 1954—1960.
- Виноградов В.И.* Изотопный состав серы термальных вод областей активного вулканизма. — В кн.: *Очерки геохимии ртути и серы*, М., "Наука", 1970.
- Виноградов В.И., Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Изотопный состав серы в термоявлениях Исландии. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1.
- Иванов В.В.* О происхождении и классификации современных гидротерм. — *Геохимия*, 1960, № 5.
- Кононов В.И., Мамырин Б.А., Поляк Б.Г., Хабарин Л.В.* Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1.
- Каменский И.Л., Якуцени В.П., Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. — *Геохимия*, 1971, т. 914, № 8.
- Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Гидрохимическая зональность Исландии как отражение ее геологического строения. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1.
- Кононов В.И., Ткаченко Р.И.* Береговые термы и особенности их формирования. — В кн.: *Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма*. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л.* Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5.
- Поляк Б.Г., Кононов В.И.* Геоэнергетическая зональность гидротермальной деятельности в Исландии. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 1.
- Тораринссон С.* Срединная зона Исландии. — В кн.: *Система рифтов Земли*, М., "Мир", 1970.
- Эллис А.Дж.* Химия некоторых исследованных геотермальных систем. — В кн.: "Геохимия гидротермальных рудных месторождений". М., "Мир", 1970.

- Bödvarsson G.* Physical characteristics of natural heat resources in Iceland. — U.N. Conf. New Sources Energy, Rome, 1961.
- Le Pichon X., Langseth M.G.* Heat flow from the mid-oceanic ridges and sea-floor spreading. — Tectonophysics, 1969, N 8.
- Palmason G.* On heat flow in Iceland in relation to the Mid-Atlantic Ridge. — Iceland and Mid-Ocean Ridges, Rit. 38. Reykjavik, Soc. Sci. Island, 1967.
- Palmason G., Saemundsson K.* Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. — Ann. rev. of Earth and Planetary sciences, v. 2. Reykjavik, Orkustofnun, 1974.
- Sigvaldason G.E.* Chemistry of thermal waters and gases in Iceland. — Bull. Volcanol., v. XXIX. Napoli, 1966.
- Sigvaldason G.E., Cuellar C.* Geochemistry of the Ahuachapan Thermal Area, El Salvador, Central America. — Geothermics, 1970, sp. iss. 2.
- Steiner A., Rafter T.A.* Sulphure isotopes in pyrite pyrrhotite, alunite and anhydrite from steam wells in the Taupo volcanic zone. New Zealand. — Econ. Geology, 1966, v. 61, N 6.
- Thorarinsson S.* Hekla and Katla. Iceland and mid-ocean ridges. Reykjavik, 1967.
- Talwani M., Windish S.S., Lanseth M.C.Vr.* Reykanes Ridge Crest: A Detailed Geophysical Study. — J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 2.
- Wilson S.M.* Sulphur isotope-rations in relation to volcanological and geothermal problem. — Bull. volcanol., v. XXIX. Napoli, 1966.

Р.И. Кутас

Институт геофизики АН УССР

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И РАЗВИТИЕ ВУЛКАНИЗМА В КАРПАТАХ

Интенсивная магматическая деятельность в Карпатском регионе проявилась в основном во внутренней области Карпатской дуги, охватывающей Татриды, Вепориды, Спишско-Гемерские рудные горы и обширные неогеновые прогибы и впадины — Большую и Малую Венгерские, Словацкую, Мукачевскую, Солотвинскую, Трансильванскую и другие более мелкие впадины. Все эти впадины заложились в неогене на разновозрастном основании. В опускание были втянуты срединный массив рифейской, а может быть, и более древней консолидации, структуры каледонской и герцинской складчатостей, закончившие развитие области Карпатской геосинклинали. Образование депрессий сопровождалось раздробленностью и утонением земной коры. Мощность земной коры в пределах депрессий уменьшается до 25–35 км, мощность коры в Закарпатском прогибе составляет 25–30 км (Смирнов, 1971). Крупные тектонические нарушения разбивают весь этот регион на блоки, испытывавшие дифференцированные перемещения. Среди большого числа разломов выделяются глубинные разломы, разделяющие структурные зоны, отличающиеся по геологическому строению и истории развития. К таким разломам относятся: Закарпатский разлом, отделяющий Закарпатский прогиб от Флишевых Карпат, Припаннонский разлом, отделяющий Паннонскую депрессию от центральнокарпатских массивов и Закарпатского прогиба и других структур.

С нарушенными зонами тесно связаны проявления магматизма. Внутривулканская область была ареной интенсивной магматической деятельности на протяжении всей истории развития Карпатской геосинклинали (Валас, 1964, Данилович, 1969; Костюк, 1962 и др.). По времени прояв-

ления магматические комплексы Карпат можно разделить на домезозойские, мезозойские и третичные (преимущественно неогеновые). Домезозойские магматические породы подвергались более поздней переработке и фактически не сохранили своего первичного облика. В мезозое (юра, ранний мел) магматическая деятельность возобновилась в связи с зарождением Карпатской геосинклинали. Магматические образования контролируются глубинными разломами и представлены диабазами, порфиритами, спилитами, перидотитами. Они распространены в Чевчинских горах, Низких Татрах, Спишско-Гемерском рудогорье в юго-западной части гор Апусени, в Средневенгерских горах и др. Но наиболее интенсивно в Карпатах проявился неогеновый вулканизм в период развития геосинклинали и образования внутренних впадин. С этим циклом вулканической активности, который включает несколько фаз, связаны эффузивные, пирокластические и интрузивные образования Выгорлат-Гутинской гряды, Береговского холмогорья, Северо-Венгерских гор, Апусеней и других районов внутрикарпатской депрессии и ее обрамления. Они представлены андезитами, базальтами, дацитами, липаритами. Абсолютный возраст наиболее молодых вулканитов оценивается в 12–9 млн. лет (Бойко и др., 1970).

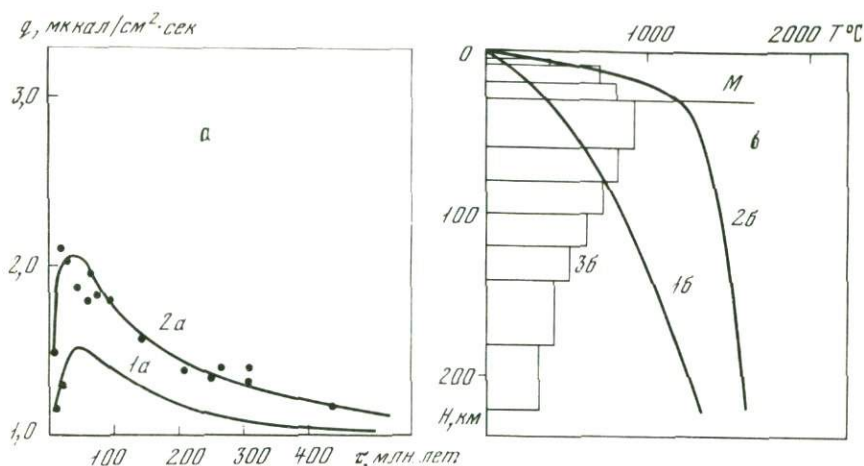
Тепловое поле в Карпатском регионе отличается значительной дифференциацией. Тепловые потоки изменяются от 0,8 до 3,0 мккал/см² · сек и более. На рис. 1 (см. вкладку) приведена схема распределения тепловых потоков в Карпатском регионе, построенная по результатам наших наблюдений (Кутас, Гордиенко, 1971, 1973), а также по материалам Т. Болдизжара (Boldizsar, 1964), В. Чермака (Čermak, 1968), Я. Майоровича (Majrovich, 1973), В.Негоица (Negoiță, 1970). Как видно из приведенной схемы, распределение тепловых потоков хорошо согласуется с тектоникой и геологическим строением района. Каждой тектонической зоне соответствует определенный уровень теплового поля. В целом для региона характерно увеличение потоков от внешних зон к внутренним. Наиболее высокие потоки, превышающие 2,0 мккал/см² · сек, соответствуют Паннонской депрессии, Восточно-Словацкому и Закарпатскому прогибам. Здесь в отдельных районах потоки достигают значений 2,5–3,0 мккал/см² · сек. Такие аномальные зоны наблюдаются, например, в Восточно-Словацком прогибе, в восточной части Большой Венгерской впадины. Отдельные аномалии высоких потоков встречаются и в Закарпатском прогибе. Область высоких потоков окружают пониженные потоки, совпадающие с зонами Флишевых Карпат. Здесь наблюдаются потоки, составляющие 1,5–1,9 мккал/см² · сек. Еще более низкие потоки характерны для Предкарпатского прогиба (0,8–1,2 мккал/см² · сек), а также Тансильванской впадины (0,8–1,3 мккал/см² · сек) и наложенных впадин Южных Карпат.

Таким образом, область высоких тепловых потоков пространственно совпадает с областью проявления магматизма и располагается с внутренней стороны Карпатской дуги. При этом аномально высокие потоки соответствуют наиболее активным и раздробленным зонам, в пределах которых вулканическая деятельность была наиболее интенсивной. Такой зоной является вулканическая гряда, протягивающаяся через Задунайское

Среднегорье, горы Бержень, Матра, Бюкк. В пределах Большой Венгерской впадины активная зона протягивается вдоль ее восточной границы. Интенсивная вулканическая деятельность приурочена к Закарпатскому глубинному разлому. Южным окончанием вулканической гряды, связанной с этим разломом, является массив Хэргита-Кэлиман, который к югу сужается и полностью выклинивается. В этом же направлении наблюдается уменьшение тепловых потоков от 1,8–2,0 до 1,2–1,3 мккал/см² · сек и ниже.

Наличие столь тесной корреляции между величиной теплового потока и магматической активностью наиболее просто можно было бы объяснить, исходя из предположения, что повышение тепловых потоков происходит за счет тепла, выделяющегося при остывании эффузивов или интрузий, залегающих на небольшой глубине. Однако, как показывает анализ фактического материала, отдельные палеовулканы или интрузии не проявляются в тепловом поле. Об этом свидетельствуют, в частности, наблюдения тепловых потоков в Закарпатском прогибе в пределах Выгорлат-Гутинской вулканической гряды, Доброньской, Чопской и других структур, формирование которых связано с вулканической деятельностью. На всех этих структурах получены значения тепловых потоков, характерные для всего Закарпатского прогиба и составляющие 2,0–2,3 мккал/см² · сек. И лишь на отдельных структурах потоки увеличиваются до 2,5 мккал/см² · сек и более, что в основном связано с нарушением теплового потока в самой верхней части разреза за счет других факторов (Кутас, 1974). Исходя из этих данных можно сделать вывод, что локальные магматические тела и лавовые покровы неогенового возраста к настоящему времени полностью остыли. Этот вывод подтверждается также расчетами, которые показывают, что эффузивы мощностью до 1000 м полностью остывают за 1 млн. лет. Примерно за такой же период времени остывают небольшие интрузии, залегающие на относительно небольших глубинах. Следовательно, образовавшиеся в плиоцене магматические тела в верхних горизонтах земной коры не могут вызвать заметных искажений теплового поля. Между высоким тепловым потоком и магматической активностью существует более глубокая генетическая связь, обусловленная всем ходом тектонической истории и энергетическими процессами в недрах (Кутас, 1973).

Исследованиями теплового потока в пределах геосинклинальных и вулканических областей установлено, что усиление тектонической активности сопровождается увеличением теплового потока. Величина теплового потока зависит от времени тектонической активизации (Кутас, Гордиенко, 1971; Смирнов, 1968 и др.). Так, в областях альпийской складчатости и неогенового вулканизма величина теплового потока составляет 1,8–2,5 мккал/см² · сек, а иногда и больше. Области герцинского тектогенеза характеризуются потоками 1,3–1,6 мккал/см² · сек. На структурах каледонского возраста потоки составляют 1,15–1,3 мккал/см² · сек. На докембрийских платформах – 0,9–1,2 мккал/см² · сек (рис. 2). Таким образом, в период тектонической активности в недрах происходит нарушение теплового равновесия, которое выравнивается в течение 400–600 млн. лет. Столь продолжитель-



Р и с . 2. Изменение теплового потока со временем (а), и распределение температур в земной коре и верхней мантии (б)

1а — изменение тепловых потоков при остывании слоя мощностью 50 км, нагретого до 1400°C , залегающего на глубине 40 км; 2а — изменение тепловых потоков при остывании земной коры и верхней мантии, в которых избыточные температуры соответствуют кривой 1б; отдельными точками нанесены наблюдаемые значения тепловых потоков на структурах разного возраста; 1б и 2б — распределение температур в земной коре и верхней мантии, соответственно, и тектонически стабильных, и активных районов; 3б — избыточные температуры в тектонически активных районах

ный период выравнивания свидетельствует о том, что тепловое равновесие нарушается до больших глубин в 250–300 км. В этом интервале происходит повышение температур, обеспечивающее зарождение магматических очагов и увеличение теплового потока. Такое повышение температур может быть связано или с выделением дополнительной энергии непосредственно в этом интервале или с притоком энергии из недр, что более вероятно. Эта энергия должна поступать совместно с продуктами плавления и дифференциации мантии.

Оценку температур в земной коре и верхней мантии в пределах вулканических областей можно выполнить несколькими путями: по температуре и составу магм; по температурам плавления наиболее распространенных типов пород, полученным по экспериментальным данным; расчетным путем по величине тепловых потоков.

В соответствии с экспериментальными данными для образования гранитных расплавов в земной коре при достаточно высоком давлении водяного пара необходимы температуры свыше $650\text{--}700^{\circ}\text{C}$. В верхах мантии на глубинах 60–100 км плавление оливинового толеита осуществляется при температуре около 1400°C , а андезита и андезито-базальта — при 1300°C (Йодер, Тилли, 1965; Кадик и др., 1971).

При расчете температур по тепловому потоку необходимо учитывать нестационарность теплового поля в тектонически активных областях. Распределение температур должно удовлетворять зависимости тепловых

потоков от времени и обеспечивать фактически наблюдаемые величины потоков. В этих условиях может быть применен следующий порядок расчета температур (Кутас, Гордиенко, 1971). Сначала рассчитывается стационарное распределение температур в земной коре, основанное на данных о ее строении, структуре и составе. Рассмотрение различных моделей распределения радиоактивных источников тепла и теплопроводности в земной коре с учетом всех имеющихся геологических, геофизических и геохимических материалов показывает, что ошибка в оценке температур, очевидно, не может превышать 25%. Одна из наиболее вероятных кривых стационарного распределения температур приведена на рис. 2. После вычисления стационарной фоновой температуры определяется избыточная температура. При этом предполагается, что в верхней мантии повышение температуры связано с притоком дополнительной энергии, которая переносится движущимися массами. Со временем приток энергии уменьшается (об этом свидетельствует уменьшение со временем тепловых потоков) и, естественно, движение масс замедляется или прекращается совсем. Если движение прекращается, то с этого момента перенос тепла осуществляется лишь кондуктивным путем, и, следовательно, распределение температур и тепловых потоков в пространстве и времени должно удовлетворять уравнению теплопроводности. В верхней мантии и земной коре в этот момент устанавливаются температуры, соответствующие заключительному этапу вулканической активности. Оценка этих температур сводится к решению задачи о нахождении начального распределения температур по известной величине теплового потока.

Решение этой задачи осуществлялось методом подбора. В качестве первого приближения принималось, что нагретые расплавленные массы поднялись из недр и образовали довольно обширное тело мощностью 50 км на глубине 40 км. Начальная температура тела принята равной 1400°C . Изменение теплового потока на поверхности, связанное с остыванием такого тела, представлено на рис. 2. Как видно на рисунке, остывание такого тела не может обеспечить ни величину наблюдаемых потоков, ни их изменение во времени. Для согласования расчетных потоков с наблюдаемыми необходимо существенно расширить зону нарушенных температур.

Как показывают расчеты (см. рис. 2), для обеспечения наблюдаемых высоких тепловых потоков в вулканических областях необходимо, чтобы повышенные температуры охватывали зону до глубин 200–300 км. При этом в интервале глубин 30–100 км повышение температур должно быть максимальным и составлять $800\text{--}1000^{\circ}\text{C}$. На глубинах 250–300 км достаточно превышения температур порядка $200\text{--}300^{\circ}\text{C}$.

По выполненным оценкам избыточных температур построена кривая распределения температур в земной коре и верхней мантии в активных районах. Она приведена на рис. 2. Там же для сравнения приведена температурная кривая для устойчивых платформенных районов.

Для столь существенного повышения температур в верхних слоях Земли необходим приток огромного количества энергии. Общий вынос энергии только тепловым потоком на единицу площади геосинклинали составляет около $25 \cdot 10^{13}$ дж/м². Кроме того, большое количество энергии должно выноситься совместно с продуктами магматической и

гидротермальной деятельности. Для выноса этой энергии из недр и нагрева больших объемов верхней мантии должны существовать определенные условия. Такие условия создаются на некотором этапе развития геосинклинали и контролируются тектонической обстановкой.

Как известно, характер вулканизма и магматических комплексов меняется в соответствии со сменой основных этапов тектонической активности. Магма с больших глубин получает возможность подниматься к поверхности при растяжении земной коры и увеличении ее проницаемости. Такие условия возникают при заложении геосинклинали. Магма в этих условиях относительно быстро достигает поверхности Земли и не успевает отдать тепло окружающим породам и существенно изменить их температуру. В этот период не происходит существенного повышения температуры и тепловых потоков в земной коре. Так, в пределах внутренних Карпат магматическая активность в мезозое не оказала воздействия на окружающие породы и не вызвала их заметного изменения. Не происходили на этом этапе и интенсивные метаморфические процессы. Аналогичные условия характерны и для современных молодых геосинклиналей. Например, в пределах Восточной Камчатки, несмотря на интенсивную вулканическую активность, наблюдаются нормальные величины тепловых потоков. Такая геотермическая обстановка, характерная для раннего этапа развития геосинклинали, свидетельствует о том, что на этом этапе повышение температур и зарождение магматических очагов происходит на достаточно больших глубинах, превышающих, очевидно, 100–150 км. Температурные возмущения на этих глубинах при распространении тепла путем теплопроводности могут достигнуть поверхности Земли только через сотни миллионов лет. Фактически же интервал времени между зарождением геосинклинального трога с ультраосновным и основным вулканизмом и максимумом тепловых потоков укладывается в первые десятки миллионов лет. Следовательно, в переносе тепла в это время определяющую роль должны играть другие процессы, которые вызывают повышение температур в земной коре и верхней мантии.

Прогрев значительного объема мантии и земной коры может осуществляться при медленном подъеме очагов расплава, при постепенном проплавлении мантии, а также потоками летучих и растворов. Не исключаются и конвективные перетоки вещества. Общий разогрев верхних горизонтов Земли приводит к повышению тепловых потоков, к зарождению промежуточных магматических очагов, генерирующих магму основного и кислого состава. Породы земной коры подвергаются региональному метаморфизму. Переработка земной коры значительно снижает ее проницаемость и после того, как поступление энергии, летучих и растворов из недр уменьшается, начинается остывание земной коры и верхней мантии, которое продолжается в течение длительного времени. Величина теплового потока в течение этого периода постепенно уменьшается: ее можно выразить зависимостью от времени тектонической активности и возраста магматизма.

Таким образом, совместный анализ магматических и тепловых процессов показывает, что между ними существует тесная связь. Магматическая активность является следствием нарушения энергетического рав-

новесия и повышения температур в недрах, а повышение температур и тепловых потоков в земной коре вызывается подъемом нагретых масс из глубин Земли. Наиболее существенная роль в выносе тепла, очевидно, принадлежит потокам растворов и летучих.

Анализ тепловых полей в Карпатах показывает, что наиболее интенсивный вынос тепла из недр происходит во внутренних зонах. Это привело к существенному повышению температур сначала в верхней мантии, а затем в земной коре. Через 30–40 млн. лет после зарождения геосинклинального трога (в палеогене и неогене) наиболее благоприятные условия для длительного существования очагов плавления в верхней мантии были на глубинах 30–80 км. Их существование поддерживалось посредством притока энергии из больших глубин. В земной коре очаги расплава могли появиться через некоторое время (10–20 млн. лет) после зарождения мантийных очагов. Их появление в значительной мере зависело от проницаемости земной коры для потоков флюидов и летучих. В первую очередь внутрикоровые очаги плавления должны были появиться в наиболее подвижных и раздробленных зонах. В этих зонах происходило довольно быстрое выравнивание температуры и, следовательно, охлаждение верхней мантии; на некоторых этапах это могло привести к полному исчезновению мантийных очагов. Исходя из температурных условий в земной коре, наиболее вероятными для образования очагов кислой магмы следует считать глубины порядка 7–15 км. Существование этих очагов было непродолжительным. Возможно, они могли появляться периодически на протяжении 15–20 млн. лет. По периферии активных зон разогрев земной коры был менее интенсивным и роль кислого вулканизма значительно меньше.

В конце миоцена приток энергии из недр, вероятно, прекратился. Это привело к охлаждению земной коры и постепенному отмиранию магматических очагов. Но в настоящее время температуры в земной коре и верхней мантии в пределах Паннонской впадины и Закарпатского прогиба остаются довольно высокими. На глубине 40–60 км они, по-видимому, достигают 1000–1200° С. О высоких температурах в этом районе свидетельствует приподнятое положение астеносферного слоя, границы Мохо и электропроводного слоя.

ЛИТЕРАТУРА

- Бойко А.А. и др. Абсолютная геохронология главнейших комплексов Украинских Карпат. — Труды XV сессии по определению абсол. возраста геол. формаций. М., "Наука", 1970.
- Вадас Э. Геология Венгрии. М., ИЛ, 1964.
- Даншилович Л.Г. Основные особенности развития магматизма Карпат. — В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М., "Наука", 1971.
- Костюк В.П. Очерк мезо-кайнозойской магматической деятельности в Советских Карпатах. — В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кутас Р.И. Величина теплового потока и магматизм. — Геофиз. сб. АН УССР, вып. 54. Киев, "Наукова думка", 1973.

- Кутас Р.И. Тепловое поле геосинклиналиного обрамления Восточно-Европейской платформы. Украинские Карпаты. – В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев, "Наукова думка", 1974.
- Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. Киев, "Наукова думка", 1971.
- Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Новые данные о тепловом потоке юго-западной части Украины. – Геофиз. сб. АН УССР. Киев, "Наукова думка", 1973.
- Малеев Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., "Наука", 1964.
- Смирнов Я.Б. Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии. – Геотектоника, 1968, № 6.
- Смирнов Я.Б. Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Киев, "Наукова думка", 1971.
- Boldizsar T. Terrestrial heat flow in the Carpathians – J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 24.
- Čermak V. Correlation of heat flow values with the tectonic structure in Czechoslovakia. – Nature, 1968, v. 218, N 5141.
- Majorovich J.A. Heat flow in Poland and its relation to the geological structure. – Geothermics, 1973, v. 2, N 1.
- Negoită V. Etude sur la distribution des temperature en Roumani. – Revue Rom. de geol., geophys. et geogr., ser. de geophys., 1970, v. 14, N 1.

Е.В. Пиннекер

Институт земной коры СО АН СССР

ФОРМИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ В ОБЛАСТЯХ ПОТУХШЕГО ВУЛКАНИЗМА (В СВЕТЕ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ)

Генетический облик подземных вод в областях действующего и особенно потухшего вулканизма длительное время служит предметом, вокруг которого ведутся споры. Если Э. Зюсс и его последователи приписывали современным гидротермам преимущественно магматическое происхождение, то позднее А.М. Овчинников и другие гидрогеологи отрицали вообще существование ювенильных (магматогенных) вод. Такая крайность во взглядах объясняется отсутствием надежных критериев диагностики ювенильной составляющей.

В наше время исследователи гораздо осторожнее высказываются относительно генетического облика современных гидротерм, несмотря на то, что диагностическая информация базируется на несравненно более обширном фактическом материале. Помимо использования геолого-исторических, гидрогеодинамических, гидрогеохимических и других данных, при изучении происхождения современных гидротерм широко используются результаты изотопных исследований. Последние позволили с иных позиций судить о первоисточниках ресурсов и состава подземных вод в областях действующего и потухшего вулканизма.

Особый интерес имеют данные об изотопном составе водорода и кислорода, в частности содержании дейтерия ($\delta^2\text{H}$) и "тяжелого" кислорода ($\delta^{18}\text{O}$). Эти стабильные изотопы, будучи составной частью молекулы H_2O , позволяют проследить историю воды-растворителя и определить генетический облик ресурсов подземных вод. Метод основан на количественном определении в изучаемой пробе дейтерия и кислорода-18 и последующем сравнении полученных результатов с изотопными параметрами

предполагаемых первоисточников подземных вод — ювенильного, морского или метеорного. Одновременно рекомендуется использовать данные по изотопному составу химических элементов растворенных в воде веществ, характеризующему формирование состава подземных вод.

Как показал изотопный анализ различных химических элементов — водорода, кислорода, углерода, аргона и гелия, ресурсы и состав современных гидротерм в областях действующего вулканизма (Исландия, Италия, Камчатка и Курилы, Новая Зеландия, тихоокеанское побережье США и т.д.) сформированы в значительной своей массе из вулканических эксгалаций. Д. Уайт (White, 1969) и другие американские ученые, опираясь на изотопные параметры гипотетического образца магматогенных вод, состав которого по значениям $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ отвечает высокотемпературным флюидам и жидким включениям в заведомо магматических минералах, считают, что доля ювенильных вод в парогидротермах Салтон-Си (Калифорния) достигает 25%. Аналогичные результаты на основании гидрогеодинамического расчета для гидротермальной системы "Долина Гейзеров" получил В.В. Аверьев (1966).

Конечно, приведенная цифровая оценка сугубо ориентировочна. Тем не менее она определенно указывает, что не только метеогенные воды, проникающие сверху, не только седиментогенные или метаморфогенные воды, извлекаемые в процессе вулканизма из вмещающих пород, но также воды глубинного происхождения, прямо или косвенно связанные с мантией, участвуют в формировании ресурсов современных гидротерм областей действующего вулканизма (White, 1969; Басков и др., 1973; Селецкий и др., 1973).

Какова же роль ювенильной составляющей в формировании ресурсов современных гидротерм областей потухшего вулканизма, где вулканическая деятельность утратила активность? Чтобы ответить на этот вопрос, были определены концентрации дейтерия и кислорода-18 в термальных и углекислых водах Прибайкалья, МНР и западной Чехии, которые сравнивались с изотопными параметрами наземных вод района, гипотетического образца ювенильного флюида и стандарта среднеокеанической воды — SMOW¹.

Как видно на рисунке, термальные и углекислые воды Прибайкалья по содержанию дейтерия и кислорода-18 напоминают атмосферные и поверхностные воды этой территории. Изотопный состав последних характеризуется величинами $\delta^2\text{H} = -130\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$ (среднее расчетное значение для атмосферных осадков) или $\delta^2\text{H} = -150\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -16,5\text{‰}$ (вода уникальнейшего природного водосборника оз. Байкал).

Изучению подверглись современные гидротермы, представленные преимущественно азотными термальными (температура более 20°C) и углекислыми субтермальными (температура более и менее 20°C) водами. Проявления гидротерм сосредоточены главным образом на побережье оз. Байкал (источники Хакуссы, Змеиный, Давша и т.д.), в Баунтовской

¹ Методика использования изотопных определений для изучения генезиса подземных вод и применяемые при этом единицы измерения, эталоны и т.д. рассмотрены в специальной работе (Пиннекер, 1974).

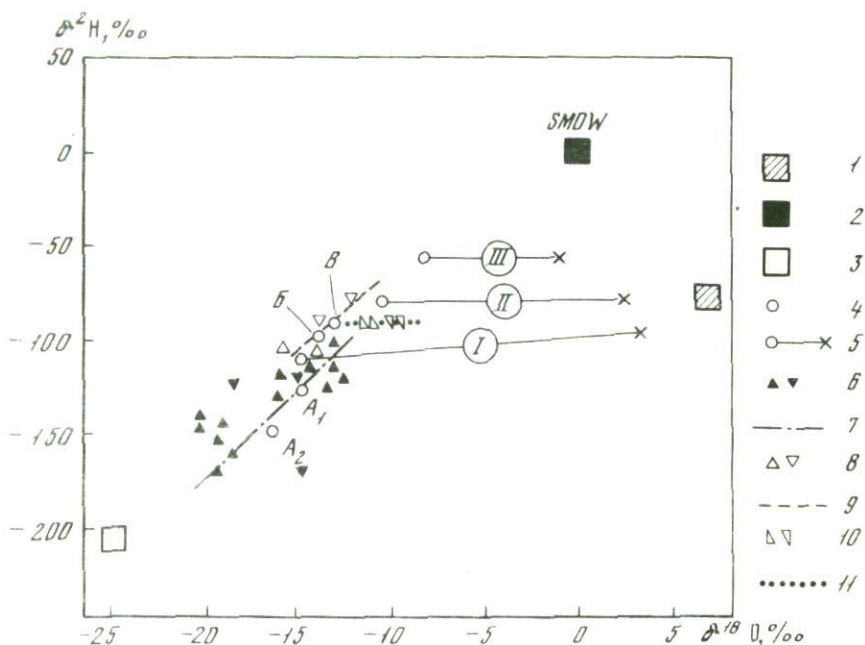


Диаграмма изотопного состава современных гидротерм

1 — гипотетический образец ювенильных вод; 2 — стандарт среднеокеанической воды; 3 — ископаемый лед; 4 — наземные воды; A₁ — атмосферные осадки Прибайкалья; A₂ — оз. Байкал; Б — поверхностные воды МНР; В — р. Тепла в Карловых Варах; 5 — обобщенные значения от метеорных вод до высокотемпературных флюидов в областях действующего вулканизма: I — Камчатка и Курилы; II — Салтон-Си, США; III — Гекла, Исландия; 6 — Прибайкалье: слева — азотные и метановые термы; справа — углекислые воды; 7 — линия средних значений для Прибайкалья; 8 — МНР; слева — азотные термы, справа — углекислые воды; 9 — линия средних значений для МНР; 10 — Западная Чехия: слева — углекислые термы; справа — субтермальные углекислые воды; 11 — линия средних значений для Западной Чехии

(Баунт и Шуринда) и Тункинской (Жемчук и Аршан) впадинах, а также на западном окончании Байкальской рифтовой зоны (Уш-Белдыр и Тарис).

В гидротермах относительно средних изотопных значений наземных вод отмечается некоторый сдвиг в сторону отрицательных величин $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Такое отклонение отчетливо заметно в увлажненных таежных (источники Большереченский, Давша) или высокогорных (Тарис) местностях. Сходство изотопного состава подземных и наземных вод областей питания свидетельствует прежде всего о формировании ресурсов современных гидротерм в результате пополнения с поверхности водами инфильтрационного происхождения. Пониженная концентрация дейтерия и кислорода-18 дает основание считать основным источником питания талые воды, образующиеся за счет таяния снега и ледяных прослоев со свойственным им очень низким содержанием тяжелых изотопов.

В то же время изотопный состав водорода и кислорода современных гидротерм Прибайкалья резко отличается от гипотетического образца

ювенильного флюида и от высокотемпературных фумарол областей действующего вулканизма. Концентрация дейтерия и кислорода-18 не коррелируется с изменениями температуры, несмотря на довольно большой интервал температурных колебаний (от +25 до 81°C). Практически отсутствует влияние минерализации, ионно-солевого или газового состава гидротерм на изотопные вариации. Нет и прямой зависимости $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ от содержания в воде микрокомпонентов, например кремнекислоты, фтора, лития.

Все это не свидетельствует в пользу глубинного питания ресурсов современных гидротерм Прибайкалья. Если оно и имеет место, судя по изотопным данным, то ювенильная составляющая будет весьма ничтожной, не поддающейся количественному выражению (Пиннекер, 1974).

Южнее, в пределах МНР, термальные (Хужиртэ и др.) и углекислые (Жанчивлин, Улан-Батор) воды заметно обогащены дейтерием и кислородом-18, что одновременно присуще и наземным водам. Для атмосферных осадков и поверхностных вод МНР величины $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ местами соответственно достигают -62‰ и $-7,5\text{‰}$. Относительно высокие значения изотопных параметров указывают на пополнение ресурсов современных гидротерм МНР главным образом дождевыми водами, в чем проявляется существенное отличие от Прибайкалья. В целом же, касаясь роли ювенильной составляющей в формировании ресурсов современных гидротерм, можно сказать, что изотопный состав водорода и кислорода ничего не имеет общего с водами, условно относимыми к магматогенным, а напоминает наземные воды из областей питания. Изотопные вариации в данном случае позволяют уверенно относить современные гидротермы к водам инфильтрационного происхождения. По аналогии с Прибайкальем глубинное питание представляется маловероятным.

В третьем из районов потухшего вулканизма — западной Чехии — изучались углекислые термы Карловых Вар и субтермальные углекислые воды Франтишковых Лазней. Содержание дейтерия в них аналогично его концентрации в поверхностных водах, за эталон которых взята вода р. Теплы. Однако концентрация кислорода-18 несколько выше (на $1-4\text{‰}$), чем в поверхностных водах. Таким образом, подобно областям действующего вулканизма в современных гидротермах отмечается некоторая тенденция возрастания концентрации кислорода-18 в сторону гипотетического образца ювенильных вод.

Углекислые термы Карловых Вар и субтермальные углекислые воды Франтишковых Лазней в свое время Э.Зюсс (Suess, 1902) считал типичными представителями вод ювенильного генезиса. Изучение изотопного состава водорода и кислорода убеждает в другом: в основной массе это метеогенные воды, проникшие в глубокие горизонты и нагретые там.

Природа "кислородного сдвига" не совсем ясна: его можно объяснить или привнесом ювенильных вод, или изотопообменными процессами в системе вода — порода — газ, приводящими к увеличению концентрации "тяжелого" кислорода в жидкой фазе. Если допустить, что возрастание $\delta^{18}\text{O}$ обязано преимущественно участию ювенильных вод, то на последние будет приходиться около 2–5% ресурсов современных гидротерм, что предполагает поступление из подкорových очагов водяного пара, образу-

щегося в результате синтеза водорода и кислорода в эндогенном флюиде. Насколько обоснованны эти цифры, судить пока трудно. Принимая во внимание возможность некоторого увеличения концентрации кислорода-18 вследствие изотопообменных реакций в процессе естественного фракционирования, они скорее всего являются завышенными.

Следовательно, в областях потухшего вулканизма роль ювенильной составляющей в формировании ресурсов современных гидротерм значительно скромнее, чем в областях действующего вулканизма. В двух случаях (из числа рассмотренных) она вовсе не улавливается и лишь в западной Чехии можно предполагать поступление магматогенных вод в небольших количествах.

Гораздо больше, по-видимому, значение ювенильной составляющей в формировании состава современных гидротерм. Кроме палеогидрогеологических, гидрогеохимических и других геолого-гидрогеологических сведений, о поступлении вулканических эксгаляций в подземную гидросферу свидетельствуют данные об изотопном составе химических элементов растворенных в воде веществ. Судя по изотопному составу серы (Шмейкал и др., 1972), сульфаты карловарских вод в какой-то степени имеют своим первоисточником "хвосты" сернистых эксгаляций кайнозойских вулканов. Повышенное содержание углерода-13 в углекислоте современных гидротерм может считаться показателем глубинного происхождения углекислоты. Имеются данные о мантийном первоисточнике некоторой доли гелия, на что указывает значение $^3\text{He}/^4\text{He}$, достигающее $1 \cdot 10^{-6}$ и более. Эта и аналогичная информация относятся не только к современным гидротермам западной Чехии, но и к современным гидротермам других областей потухшего вулканизма. Вот почему нельзя отрицать поступления летучих веществ магмы. К сожалению, для однозначного истолкования полученного материала сведений еще недостаточно.

Дальнейшие исследования изотопного состава водорода и кислорода должны сочетаться с изучением изотопных вариаций химических элементов растворенных в воде веществ (углерода, серы, гелия, аргона, стронция и т.д.). Только комплекс изотопных данных позволит выяснить генезис не только ресурсов, но и состава современных гидротерм в областях потухшего вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с вулканической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М., "Наука", 1966.
- Басков Е.А., Ветштейн В.Е., Суриков С.Н.* и др. Изотопный состав Н, О, С, Аг, Не термальных вод и газов Курило-Камчатской вулканической области как показатель условий их формирования. — Геохимия, 1973, № 2.
- Пиннекер Е.В.* Значение изотопных определений при изучении месторождений подземных вод (на примере Восточной Сибири). — В кн.: Месторождения подземных вод Иркутской области. Л., "Недра", 1974.
- Селецкий Ю.Б., Поляков В.А., Якубовский А.В., Исаев Н.В.* Дейтерий и кислород-18 в подземных водах (масс-спектрометрические исследования). М., "Недра", 1973.

- Шмейкал В., Хладикова Я., Хаур А.* Заметки о происхождении минеральных вод типа Карловы Вары на основании изотопных анализов серы и углерода. — IV Всес. симп. по геохимии стабильных изотопов. М., 1972.
- Suess E.* Ueber heisse Quellen. — Verhandl. Gesell. deutsch. Naturforsch. u. Aerzte, Bd 71. Leipzig, 1902.
- White D.E.* Thermal and mineral waters of the United States. — Brief Rev. of Possible Origins, Intern. geol. congress, v. 19. Prague, "Academia", 1969.

С.В. Лысак

Институт земной коры СО АН СССР

О СООТНОШЕНИИ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ С ДРУГИМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТЬЮ

Геотермическое поле южной части Восточной Сибири неоднородно (Лысак, 1968, 1974). Низкие величины тепловых потоков ($\sim 1,0$ мккал/см² · сек) характерны для южных районов Сибирской платформы, положительных структур Забайкальской области умеренного горообразования и сбросово-сводовых поднятий Байкальской рифтовой зоны. На этих участках отмечаются повышенная мощность земной коры (более 40–50 км), значительные высоты рельефа (более 1–2 км над уровнем моря), низкие величины остаточных изостатических аномалий (–5 мгал/км), отсутствие или слабая степень потенциальной сейсмической опасности (менее VII–VIII баллов), значительные глубины первого слоя высокой проводимости горных пород (свыше 50–80 км) и нижних кромок магнитоактивных тел (более 15–20 км). Гидротермальная активность здесь очень слабая: термальные источники отсутствуют и лишь на глубинах свыше 1,5–2 км температура подземных вод достигает 20°.

В рифтовых впадинах и особенно в зонах разломов, связанных с этими впадинами, тепловые потоки достигают 2,0–3,0 мккал/см² · сек и более. Земная кора под впадинами, заполненными рыхлыми кайнозойскими осадками на 5–6 км, утонена до 35–30 км. На таких участках наблюдается абсолютное увеличение отрицательных гравитационных и изостатических аномалий. Степень потенциальной сейсмической опасности достигает IX–X баллов, значительно уменьшаются глубины залегания первого проводящего слоя (до 8–15 км) и нижних кромок магнитоактивных тел (до 3,2–7,5 км). Зато здесь увеличивается "разбитость" земной коры, так как плотность разрывов возрастает почти в 2 раза по сравнению с окружающей территорией.

В районах повышенных тепловых потоков, как правило, имеются выходы многочисленных, преимущественно азотистых, иногда углекислых термальных источников, температура воды в которых достигает 50–70°, а в осадочном чехле рифтовых впадин на глубинах от 0,5 до 1,0 содержатся метановые термы.

Качественная связь теплового поля с величинами основных геолого-геофизических параметров может быть дополнена количественными рас-

четами с использованием приемов и методов вероятностно-статистического анализа.

Сопоставление теплового потока (q) с мощностью земной коры (H), основанное на сравнении 85 точек определения потока с картой Ю.А. Зорина (1971), указывает на наличие корреляционной связи между выбранными параметрами, при которой корреляционное отношение (η) равно 0,67. Полученная формула связи выглядит следующим образом:

$$q = 0,78 \cdot 10^2 H^2 - 0,72H + 17,66 \pm 0,19. \quad (1)$$

Хотя пропорция связи непостоянна, можно полагать, что уменьшение мощности земной коры под рифтовыми впадинами способствует более интенсивному, чем в сопредельных районах, выносу глубинного (мантийного) тепла. Действительно, радиогенный тепловой поток, генерируемый в земной коре, составляет здесь не более 30% от наблюдаемой величины, а большая его часть является производной низов коры и верхней мантии (Соколова, 1973; Лысак, 1974).

Степень связи теплового потока с новейшей активизацией можно оценить, если использовать здесь данные о новейшей структуре региона, которая представляет собой конечный результат деформации мел-палеогеновой поверхности выравнивания, или о среднем модуле градиента высот деформированной поверхности, отражающем степень контрастности неотектонических движений (Ю.А. Зорин, 1971).

Между тепловым потоком и высотами деформированной поверхности выравнивания (h) существует, по сопоставлению 81 точки, обратная связь ($r = -0,64$; $\eta = 0,73$), при которой

$$q_1 = 1,55 - 0,02 \cdot 10^{-2} \pm 0,12 \quad (2)$$

при линейной корреляции и

$$q_2 = -0,06 \cdot 10^{-6} h^2 - 0,22 \cdot 10^{-3} h + 1,65 \pm 0,16 \quad (3)$$

при нелинейной корреляции.

Максимальные тепловые потоки характерны для негативных структурных форм, заполненных рыхлыми осадками. При понижении фундамента впадин от 0 до 2–5 км ниже уровня моря тепловые потоки увеличиваются от 2,0 до 2,5 мккал/см² · сек и более. Если же абсолютные отметки вершинной поверхности достигают 1–2 км, то тепловой поток, как правило, снижается до 1,0 мккал/см² · сек и менее.

Увеличению теплового потока соответствует и прямое пропорциональное увеличение среднего модуля градиента высот ($\text{grad } h$), при котором

$$r = 0,69 \text{ и } q = 1,08 + 9,40, \text{ grad } h \pm 0,10. \quad (4)$$

Соотношение теплового поля с гравитационным прослеживается при сопоставлении с изостатическими аномалиями силы тяжести ($g_{\text{изост}}$), и модулями их градиентов ($\text{grad } g_{\text{изост}}$), показывающими наличие плотностных неоднородностей в земной коре (Зорин, 1971). Расчеты показывают, что

$$q_1 = 1,41 - 0,01 g_{\text{изост}} \pm 0,12 \quad (5)$$

и

$$q_2 = 1,04 + 0,58 \text{ grad } g_{\text{изост}} \pm 0,12, \quad (6)$$

а коэффициенты корреляции соответственно равны $-0,59$ и $0,60$. Наличие корреляции и в этом случае косвенно отражает все ту же связь теплового потока с новейшей тектонической активацией.

Повышение теплового потока приводит к уменьшению глубин залегания нижних кромок магнитоактивных тел (h_M) и наоборот. Как показывает сопоставление всего лишь по 27 точкам (Новоселова, 1972), между указанными величинами существует обратная линейная связь

$$(r = -0,47) \text{ и } q = 1,45 - 1,95 \cdot 10^{-2} \cdot h_M \pm 0,12. \quad (7)$$

Наличие подобной связи дает дополнительное указание на то, что ограниченность магнитоактивных тел по глубине определяется тепловым состоянием земной коры.

Между тепловым потоком и глубинами залегания первого слоя повышенной электрической проводимости (h_p) имеется тесная взаимосвязь, при которой (по 60 точкам, сопоставляемым с геоэлектрическими данными В.П. Горностаева, 1972) корреляционное отношение равно $0,75$ и

$$q = 0,37 \cdot 10^{-3} h_p^2 - 0,05 h_p + 2,42 \pm 0,19. \quad (8)$$

В районах повышенных тепловых потоков проводящий слой должен приближаться к поверхности Земли, что соответствует фактическим данным.

В Байкальской рифтовой зоне наблюдается определенная корреляция между интенсивностью теплового потока и сейсмической активностью. Количественная оценка показала, что на участках концентрации эпицентров землетрясений, магнитуда которых превышает $6-7 \frac{1}{2}$, тепловые потоки, как правило, выше $1,5-2,0$ мккал/см²·сек. При сопоставлении теплового потока с сейсмической активностью A_{10} (Ризниченко и др., 1969) оказалось, что корреляционное отношение равно $0,67$ и

$$q = 0,11 \lg A_{10}^2 + 0,79 \lg A_{10} + 2,30 \pm 0,21. \quad (9)$$

Интересно отметить, что районы повышенных тепловых потоков также хорошо коррелируются с участками относительно небольших глубин гипоцентров землетрясений ($\eta = 0,90$). Однако из-за небольшого числа коррелируемых пар эту зависимость нельзя считать окончательно установленной, так как вероятность связи в этом случае $< 0,90$, а во всех предыдущих она $> 0,95$.

Выявленная при парной корреляции количественная связь между тепловым потоком и различными геолого-географическими параметрами охватывает не более 50% совместного изменения признаков. Для установления более тесных связей тепловое поле необходимо представить в виде сложной функции, аргументами которой должны явиться одновременно несколько параметров, и осуществить множественную корреляцию теплового потока одновременно с целым рядом геолого-геофизических параметров.

Для этой цели тепловые потоки региона были сопоставлены с четырьмя параметрами: новейшей структурой (h), осредненным модулем градиента высот ($\text{grad } h$), остаточными изостатическими аномалиями (g) и сейсмической активностью (A_{10}). Вычисление коэффициентов множественной

регрессии было осуществлено на базе модифицированной нами универсальной программы многошагового регрессионного анализа (Карпов и др., 1971). Расчеты велись на БЭСМ-4.

В корреляции участвовало 100 пунктов определения теплового потока, в которых среднеквадратичные отклонения величин теплового потока от их среднего арифметического значения не превышали удвоенной ошибки определения ($\pm 2\sigma$). Коэффициент множественной корреляции теплового потока с выбранными параметрами (R) оказался равным $0,84 \pm 0,06$. Полученное уравнение регрессии выглядит так:

$$q = (1,11 \pm 0,10) - (0,18 \pm 0,10) \cdot 10^{-3} h + (7,41 \pm 1,58) \cdot 10^{-3} \text{ grad h} - (13,19 \pm 3,90) \cdot 10^{-3} g_{\text{изост}} - (0,87 \pm 0,26) A_{10} + (0,34 \pm 0,12) \cdot 10^{-3} h \text{ grad h} + (0,25 \pm 0,06) \cdot 10^{-3} h g_{\text{изост}} + (0,16 \pm 0,05) \cdot 10^{-3} h A_{10}. \quad (10)$$

Установленная связь позволяет говорить о том, что изменчивость любого из выбранных параметров находится в определенном соответствии с изменчивостью величин теплового потока. Поэтому полученную количественную зависимость можно использовать для прогноза теплового потока (рис. 1, см. вкладку).

Для составления прогнозной карты величины тепловых потоков вычислены в 3547 пунктах (36 точек на площадку $1^{\circ} \times 1^{\circ}$). По точечной сетке полученных прогнозных величин тепловых потоков проведены изолинии, сечение которых ($0,5 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$) соответствует стандарту отклонения потока от его средней величины ($\sigma_q = \pm 0,53$). Прогнозные зоны тепловых потоков показаны соответствующей штриховкой. Для сравнения на прогнозную карту нанесены 116 пунктов фактического измерения теплового потока и указаны его значения (см. рис. 1). Оказалось, что в 101 точке фактические значения величин тепловых потоков отличаются от прогнозных не более чем на $0,5 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (фактический тепловой поток меньше прогнозного на $0,6-1,2 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ в четырех точках и больше прогнозного на $0,8-1,7 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ в 11 точках; далее значения теплового потока также даны в $\text{мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$).

Тепловые аномалии вытянуты преимущественно по простиранию рифтовых впадин и обычно повторяют конфигурацию последних. Им соответствуют участки повышенной гидротермальной активности.

Максимальные вариации геотермического поля выявлены в собственно Байкальской впадине, в которой величины наблюдаемых тепловых потоков повсеместно превышают $1,5$ и достигают $3,0-3,5$ и более. Внутри впадины четко выделяются два участка — северный и южный. В Северо-Байкальской котловине зона повышенных тепловых потоков вторгается на восточное побережье, в район выхода термальных источников — Большереченского, Фролихинского, Хакусского и других. Наблюдаемый тепловой поток через дно оз. Байкал (Любимова, Шелягин, 1966) у восточного побережья почти совпадает с прогнозным (фактическое значение $1,6$ находится в границе прогнозной зоны $1,5-2,0$). В южной части Северо-Байкальской впадины измеренный тепловой поток выше прогнозного на

0,5–1,0. Четко выраженная локальная тепловая аномалия имеется и при входе в Чивыркуйский залив (2,4 на фоне 1,0–1,5).

Особенно неоднородно тепловое поле Южно-Байкальской котловины. Прогнозный тепловой поток на большей части этой территории выше 2,0 и может достигать 3,0–3,5 и более. Наличие тепловой аномалии подтверждается и фактическими измерениями: тепловой поток здесь достигает 2,2–3,4. Локальные аномалии приурочены к наиболее глубоким частям впадины.

В Тункинской впадине, расположенной в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны, предполагается наличие трех прогнозных зон с тепловыми потоками от 1,0 до 2,5. Измеренные потоки на этом участке достигают 1,6–2,4.

В Баргузинской и Чарской впадинах выделяются две прогнозные зоны — от 1,0 до 2,0. Эти величины соответствуют диапазону фактических измерений, за исключением северо-западного участка Баргузинского разлома, на котором тепловой поток достигает 2,6.

Тепловой поток повышен и в других рифтовых впадинах — Верхнеангарской, Муйской, Баунтовской, но аномалии здесь проявляются менее четко. К сожалению, пункты фактического определения теплового потока на этих участках отсутствуют.

В горном обрамлении рифтовых впадин, на междувпадинных и межзвеньевых перемычках прогремость кристаллического фундамента невысока и тепловой поток уменьшается до 1,0 и даже до 0,5, хотя и на этой территории имеются отдельные участки, на которых измеренный тепловой поток выше прогнозного в 1,5–2 раза. К ним относятся аномалии Джидинского, Туркинского и Баргузинского хребтов, в которых известен локальный вынос глубинного тепла по зонам разломов в районах выхода термальных источников (Енгорбойского, Горячинского, Толстихинского и др.).

Наиболее низкий тепловой поток вероятен на участках перехода рифтовой зоны от широтного простираения к меридиональному (в юго-западной части) и от меридионального к широтному (в северо-восточной части), на которых процессы тектонической активизации проявились менее ярко и со своеобразным запозданием (Шерман, 1971).

В Забайкальской области умеренного горообразования выявлены только две зоны с величинами тепловых потоков от 0,5–1,0 до 1,0–1,5, причем преобладающей по площади является вторая из них. Повышенные величины прогнозных тепловых потоков здесь приурочены преимущественно к сводовым поднятиям первого порядка — хребтам Цаган-Хуртей, Ононскому, Эрмана и Аргунскому, в которых измеренный тепловой поток достигает 1,5–2,0. В межгорных впадинах забайкальского типа прогнозный тепловой поток совпадает с измеренным — преимущественно 1,1–1,3. На Витимском плоскогорье он ниже 1,0 — почти полное совпадение прогнозных и фактических данных. Локальные тепловые аномалии выявлены на участках разгрузки минеральных вод в Ямаровке, Дарасуне и др.

В южных районах Сибирской платформы, примыкающих к рифтовой зоне, тепловые потоки преимущественно около 1,0. Однако на участках

развития соляно-купольной тектоники они увеличиваются до 1,0–1,5, что подтверждается фактическими измерениями в скважинах Жигаловского вала (1,3).

Таким образом, выявленные соотношения наблюдаемого теплового потока и ряда геолого-геофизических параметров, отображающих современную тектоническую активацию юга Восточной Сибири, позволяют считать, что между указанными параметрами существуют достоверные корреляционные связи ($r^2 > 35-75\%$). Глубинный тепловой поток является одной из главных причин неотектонической активизации региона и его гидротермальной активности. Полученная в результате корреляции прогнозная карта теплового потока не только дает региональную характеристику теплового поля Байкальской рифтовой зоны и сопредельных с нею районов, но и показывает участки, перспективные для практического использования глубинного тепла.

ЛИТЕРАТУРА

- Горностаев В.П.* О глубинной геоэлектрической модели Прибайкалья. – Геол. и геофиз. 1972, № 6.
- Зорин Ю.А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971.
- Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А.* Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск, 1971.
- Лысак С.В.* Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., "Наука", 1968.
- Лысак С.В.* Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны и сопредельных районов. – В кн.: Геотермия, вып. 1–2. М., 1974.
- Любимова Е.А., Шелягин В.А.* Тепловой поток через дно оз. Байкал. – докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 6.
- Новоселова М.Р.* Строение земной коры северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны по геофизическим данным. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1972.
- Ризниченко Ю.В., Пшеничков К.В., Зорин Ю.А.* Сейсмическая активность Прибайкалья в сопоставлении с рельефом и гравитационными аномалиями. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 10.
- Соколова Л.С.* Тепловой поток и оценка температур земной коры некоторых областей Сибири и Дальнего Востока. Автореф. канд. дисс. М., 1973.
- Шерман С.И.* Механизм образования и основные этапы развития Байкальской рифтовой зоны. – Изв. Вост.-Сиб. отд. ВГО, 1971, т. 68.

В.А. Дроздин, Г.Н. Лялин, В.М. Сугробов

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕОРИИ НАПОРНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ПРИ АНАЛИЗЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ

Процесс становления гидротермальных систем как процесс тепло-массопереноса в горных породах может быть количественно изучен на основе решения обобщенной системы уравнений тепло-массопереноса в капиллярнопористых телах (Лыков, Михайлов, 1963).

При практических расчетах упрощение системы уравнений производится за счет пренебрежения одним из видов (молярного или молекулярного) переноса массы. Молярный перенос массы не учитывается в работах, посвященных непосредственно становлению гидротермальных систем (Пампура, Кочергин, 1974), в работе, характеризующей общие закономерности миграции в магматогенных системах (Дударев и др., 1972), и в работе, которая посвящена движению влаги в почвах, но по постановке задачи близка целям данной статьи (Глобус, 1969). Возможность пренебрежения молекулярным переносом массы следует из представления, сложившегося в практике геотермических исследований, при котором гидротермальные системы рассматриваются как высокотемпературные в о д н а п о р н ы е системы, возникающие в земной коре при внедрении в водоносные слои глубинного теплоносителя — эндогенного флюида (Аверьев, 1966). При пренебрежении молекулярным переносом система уравнений тепломассопереноса в горных породах может быть записана в виде

$$\frac{dT}{d\tau} = a_m \Delta^2 T + \frac{\kappa}{\mu} \frac{C' \rho'}{C'' \rho''} \Delta \rho \Delta T \quad (1)$$

$$\frac{dP}{d\tau} = a_p \Delta^2 P.$$

Поток массы зависит от поля давления, которое соответствует весьма просто определяемому в гидрогеологической практике полю напоров. Именно это обстоятельство заставляет исследовать возможность применения системы (1) для количественного описания гидротермальных систем.

Сведения о температурах в современных гидротермальных системах были получены на основании данных глубокого бурения, которое проводится в ряде стран (Новая Зеландия, США, Япония, Италия, Исландия, СССР) для использования перегретых вод и пара в энергетических целях.

Форма кривой распределения температур с глубиной: быстрое нарастание температур в верхней зоне месторождения и крайне медленное в нижней позволяет говорить о наличии восходящего массового потока (Огильви, 1959). Величина массового потока может быть вычислена, если определить базовую температуру гидротермальных систем как температуру на бесконечном удалении от поверхности (Аверьев, 1966).

Уравнение для теплового потока при наличии однофазного теплоносителя в условиях одномерной стационарной задачи можно записать в виде

$$q = \lambda \frac{dT}{dy} + mcT. \quad (2)$$

Решая при граничных условиях

$$\left. \begin{aligned} T|_{y=0} &= T_0 \\ T|_{y=\infty} &= T_\infty \end{aligned} \right\}, \quad (3)$$

получим закон распределения температур в виде

$$\frac{T - T_0}{T_\infty - T_0} = 1 - e^{-\frac{q}{\lambda T_\infty} y}, \quad (4)$$

а для базовой температуры

$$T_\infty = \lim_{y \rightarrow \infty} T = \frac{q}{mc}. \quad (5)$$

Достаточно хорошее совпадение расчетной зависимости при

$$T_\infty = 300^\circ\text{C}; \quad T_0 = 100^\circ\text{C}; \quad \frac{q}{\lambda} = 0,6 \frac{^\circ\text{C}}{\mu}$$

и экспериментальной продемонстрировано на рис. 1. Величина массового потока на основании данных, приведенных в работе В.В. Аверьева (1966), по значениям тепловой мощности и базовым температурам гидротермальных систем составляет: $10^{-5} - 10^{-6}$ г/см² · сек. Обеспечить такой массовый поток диффузией невозможно, так как коэффициент диффузии не может быть выше 10^{-4} см²/сек (Ковалев, Масуренков, 1969). Следовательно, необходимы гигантские градиенты концентрации $10^{-1} - 10^{-2}$ г/см⁴ (разница в концентрации на расстоянии 1 м должна составить 1 г/см²). В то же время для достижения таких массовых потоков при напорном течении достаточно, чтобы коэффициент проницаемости пород был не менее 10^{-6} дарси.

Предположение об однофазности массового потока в гидротермальных системах, используемое для записи выражения (2), следует из общей закономерности распределения температур с глубиной, которые всегда меньше температуры кипения уже при гидростатическом давлении на данной глубине. С позиций напорной фильтрации, анализируя зависимость теплового потока от паросодержания:

$$q = \lambda \frac{q\tau}{dx} + \left[k' \frac{\gamma'}{\mu'} \text{CT} + k'' \frac{\gamma''}{\mu''} (r + \text{CT}) \right] \frac{dP}{dx}, \quad (6)$$

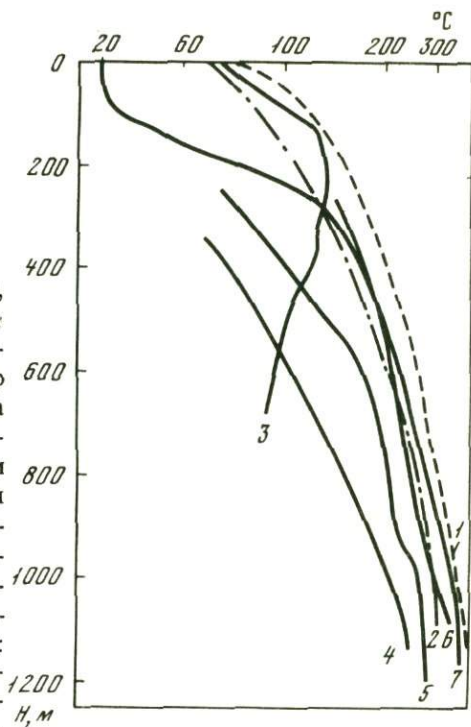
где k' , k'' – фазовые проницаемости воды и пара, нетрудно показать, что перенос тепла при наличии только жидкой фазы максимален при заданном градиенте давлений.

В приповерхностных зонах гидротермальных систем на термальных полях, где температура достигает температуры кипения, а течение грунтовых вод безнапорное, возможность изучения температурного режима на основе системы уравнений (1) потребовала специального исследования, которое было проведено на примере изучения температурного режима Восточно-Паужетского термального поля. Оно представляет собой типичную поверхностную аномалию, связанную с разгрузкой пара или горячей воды в пределах Паужетской гидротермальной системы.

В основном техника проведения эксперимента совпадает с описанной в работе новозеландских ученых (Dawson, 1964). 15 точек при интервале 10 или 20 м составили два взаимноперпендикулярных профиля. На каж-

Р и с .1 Распределение температур в недрах гидротермальных систем

1 — линия насыщения; 2 — расчет по формуле (4); 3 — Паужетская гидротермальная система (скв. Р-1); 4 — Кошелевская гидротермальная система (скв. Зп); 5 — 7 — гидротермальное месторождение Бродлэнд, Новая Зеландия



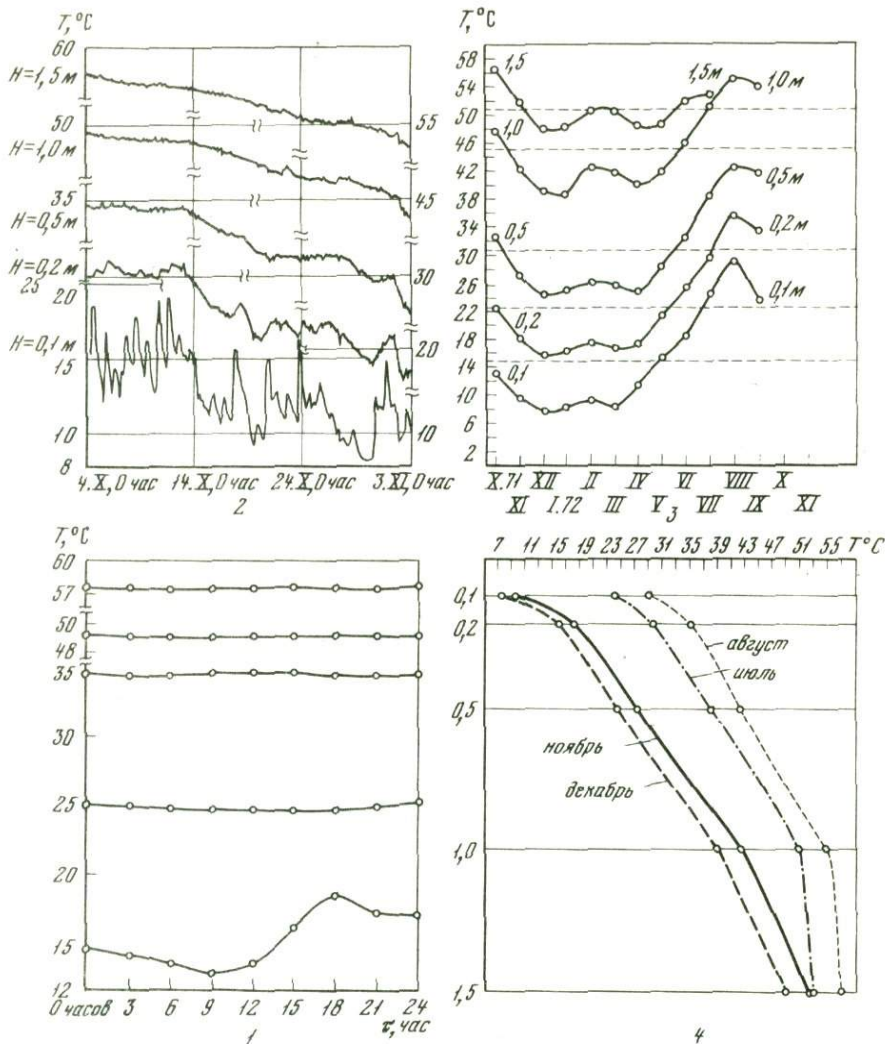
дой точке на глубинах 10, 20, 50, 100 и 150 см устанавливались медные термометры сопротивления. Регистрация температур осуществлялась с единого центра сначала с помощью моста постоянного тока на электронном мосте с точностью определения температур $0,2^{\circ}\text{C}$. Регистрировались метеосостояния: температура, давление, влажность и скорость воздуха; количество осадков. Производились измерения: 1) влажности почвы — с помощью прибора НИВ-2 и весовым методом; 2) теплопроводности почвы — методом цилиндрического источника постоянной мощности; 3) массоотдачи с поверхности почвы — калориметром Аверьева; 4) температуры поверхности — распределенным термосопротивлением, термопарами или инфракрасным пирометром ИКТЭРЛ-1.

При расчете среднесуточных температур оказалось, что полусумма температур, замеренных с интервалом в 12 час., равна средней температуре за сутки (рис. 2). Этот факт является доказательством гармонического изменения температуры во времени на любой указанной глубине в пределах точности измерения. Теплопроводность верхнего слоя почвы (15 см) в пределах погрешности измерения (15%) постоянна по всему полю и составляет величину $2 \cdot 10^{-3}$ кал/см · сек · град.

При расчете среднесуточных температур оказалось, что полусумма температур, замеренных с интервалом в 12 час., равна средней температуре за сутки (рис. 2). Этот факт является доказательством гармонического изменения температуры во времени на любой указанной глубине в пределах точности измерения. Теплопроводность верхнего слоя почвы (15 см) в пределах погрешности измерения (15%) постоянна по всему полю и составляет величину $2 \cdot 10^{-3}$ кал/см · сек · град.

Качественно картина распределения компонент: воды, пара, воздуха в поре представлена на рис. 3. С позиций напорного течения можно считать, что пар в порах движется под действием перепада давлений упругости паров у поверхности и на уровне начала парообразования или на уровне зеркала грунтовых вод. Воздух, с одной стороны, должен нагнетаться в пору под действием градиента парциального давления воздуха, с другой — следует учитывать компенсирующее влияние потока Стефана, обусловленного градиентом температур. Массоотдача с поверхности, осуществляемая паром и испаряющейся водой, происходит под действием разности давлений, упругости паров при температуре поверхности и в атмосфере.

Результаты измерения массоотдачи с поверхности термопроявлений представлены на рис. 4. Для сравнения приведена расчетная величина ис-



Р и с. 2. Изменение температур на Восточно-Паужетском термальном поле (точка 6)
 1 — в течение суток; 2 — в течение месяца; 3, 4 — в течение года

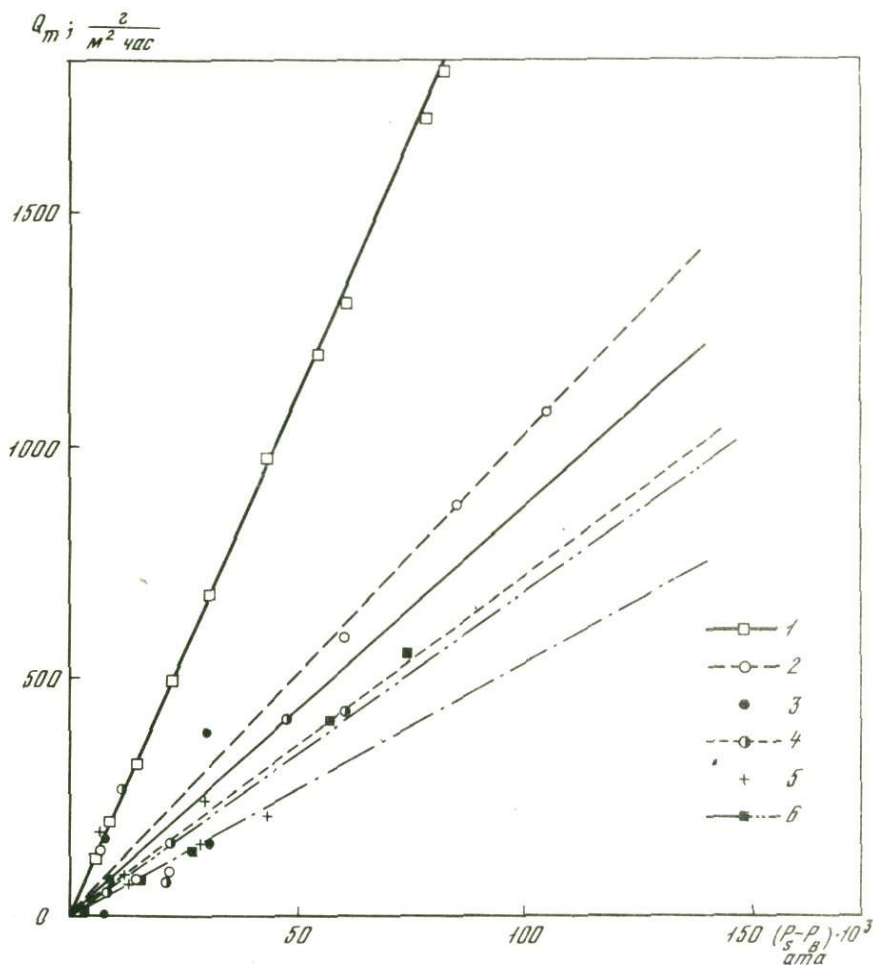
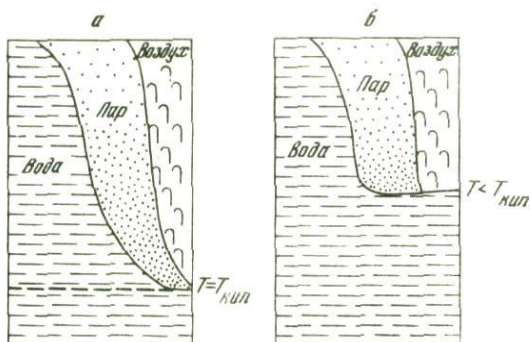
парения с открытой поверхности водоемов по зависимости, полученной Г. Даусоном (Dawson, 1964):

$$M = (0,031 + 0,135W) (P_s - P_d) \frac{76Q}{P_{\text{ат}}} \quad (7)$$

Из рассмотрения рис. 4 следует, что массоотдача с поверхности термопроявлений описывается выражением, аналогичным испарению со свободной поверхности водоемов, и происходит под действием градиента давлений паров при температуре поверхности и в атмосфере. Различие в углах нак-

Р и с. 3. Схема распределения компонент по высоте коры

а — температура на уровне начала парообразования равна температуре кипения; б — температура на уровне начала парообразования ниже температуры кипения



Р и с. 4. Зависимость массоотдачи от упругости паров воды при температуре поверхности грунта

1 — расчет по формуле; 2–5 — термальные поля Паужетской гидротермальной системы; 6 — термальное поле месторождения Вайракей (Новая Зеландия)

$$\frac{dP}{dT} \cdot 10^3 \frac{\text{кг}}{\text{см}^2 \cdot \text{°C}}$$

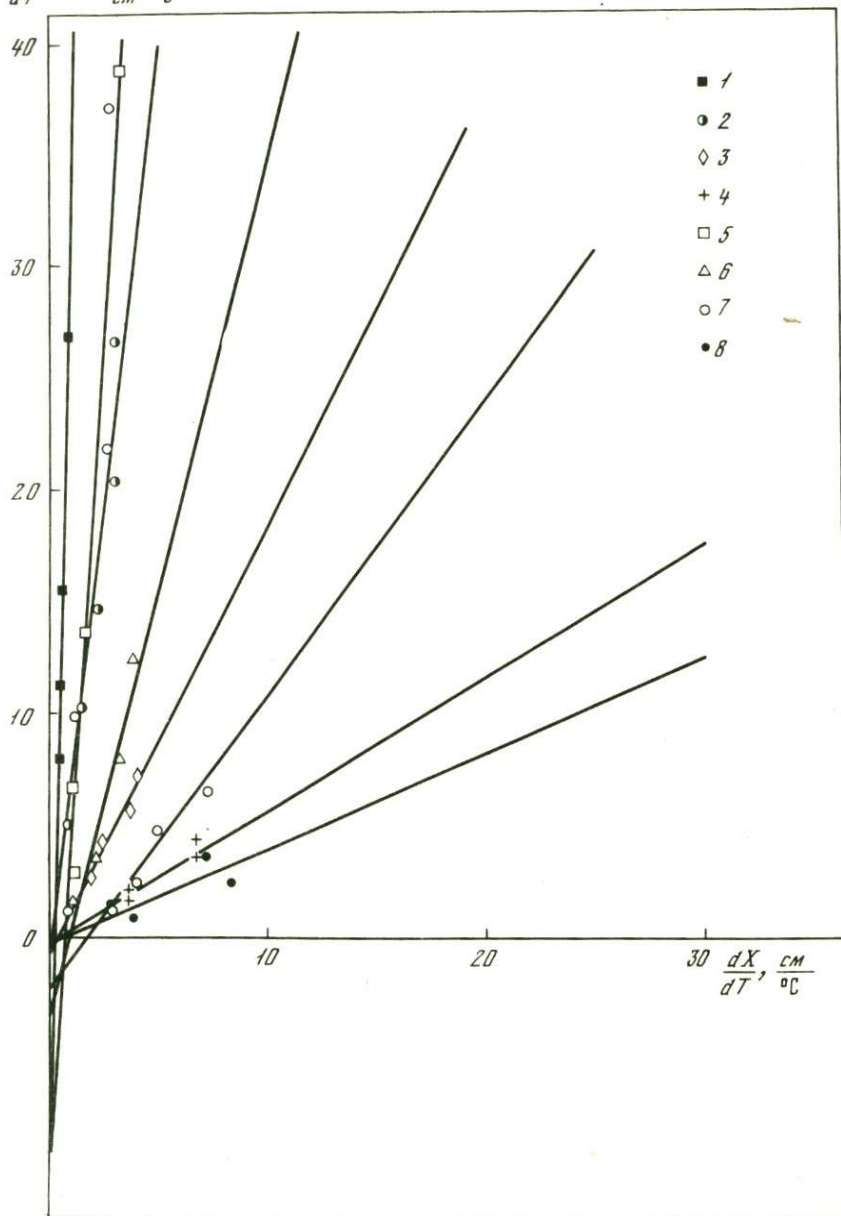


Рис. 5. Зависимость $\frac{dP}{dT}$ от $\frac{dX}{dT}$ по данным измерения температуры с глубиной

Точка измерения на термальных полях: 1-4 - месторождение Вайракей; 5-8 - Восточно-Паужетское поле

лона может быть охарактеризовано как изменение эффективной площади испарения вследствие пористости среды.

Для проведения анализа осредненного во времени (среднемесячного) распределения температур с глубиной запишем выражение для теплового потока в стационарном случае при наличии одномерной фильтрации пара и воды в виде

$$q = \lambda \frac{dT}{dx} + k \frac{\gamma}{\mu} i \frac{dP}{dx} . \quad (8)$$

Учитывая, что температура и давление связаны зависимостью на линии насыщения, преобразуем уравнение к виду

$$q = \left[\lambda + k \frac{\gamma}{\mu} i \frac{dP}{dT} \right] \frac{dT}{dx} . \quad (9)$$

Обработывая экспериментальные данные (рис. 5) в координатах зависимости $\frac{dP}{dT}$ от $\frac{dx}{dT}$ мы обнаружили, что значение величины $k \frac{\gamma}{\mu} i$ не зависит от глубины для каждой отдельно взятой точки и, следовательно

$$q = \lambda \frac{T - T_s}{x} + k \frac{\gamma}{\mu} i \frac{P - P_s}{x} , \quad (10)$$

где T и P связаны зависимостью на линии насыщения.

Для высокотемпературных точек при $P \gg P_s$, учитывая приближенное выражение для зависимости температуры от давления на линии насыщения $\frac{P}{P_0} = \left(\frac{T}{T_0} \right)^4$, можно представить выражение (10)

$$q \approx k \frac{\gamma}{\mu} i \frac{P}{x} \approx \frac{1}{x} k \frac{\gamma}{\mu} i \frac{P_0}{T_0^4} T^4 . \quad (11)$$

Полученное выражение аналогично предложенному Г. Даусоном (Dawson, 1964)

$$q = 1,24 \cdot T_{15}^4 \cdot 10^{-6} \text{ кал/м}^2 \cdot \text{сек} .$$

Таким образом, оказалось возможным в качестве физико-математической модели термального поля рассматривать явление фильтрации через проницаемую толщу некоторой субстанции (смесь пара и воды) под действием градиента давлений пропорционального градиенту упругости паров. Температурное распределение на нижней поверхности проницаемой толщи обусловлено распределением температур на уровне грунтовых вод.

В ы в о д ы

1. Показано, что распределение температур в гидротермальных системах обусловлено однофазной водной напорной фильтрацией.

2. Процесс теплопереноса в субповерхностных зонах гидротермальных систем на термальных полях также может быть рассчитан как напорная фильтрация, но двухфазной (вода-пар) смеси.

3. Теплоотдача с поверхности термопроявлений выражается зависимостью

$$q = a (P_s - P_d)$$

или

$$q = \lambda \frac{T - T_s}{x} + k \frac{\gamma}{\mu} i \frac{P - P_s}{x}.$$

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М., "Наука", 1966.
- Глобус А.М.* Экспериментальная гидрофизика почв. Л., Гидрометеиздат, 1969.
- Дударев А.П., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шаранов В.Н.* Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Ковалев Г.Н., Масуренков Ю.П.* Плавленные ксенолиты и миграция флюида через кристаллическую горную породу. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2.
- Дыков А.В., Михайлов Ю.А.* Теория тепло- и массопереноса. М.—Л., Госэнергоиздат, 1963.
- Огильви Н.А.* Вопросы теории геотермальных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. — В кн.: Проблемы геотермии и практическое использование тепла Земли, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Пампура В.Д., Кочергин В.Н.* Физико-химические условия минералообразования в гидротермальных системах. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Dawson G.B.* The nature and assessment of heat flow from hydrothermal areas. — New Zealand J. Geol. Geophys., 1964, v. 7.

И.С. Ломоносов, В.И. Флешлер, Г.А. Юргенсон

Институт земной коры СО АН СССР, Иркутск; ЗабНИИ МГ СССР, Чита

СОВРЕМЕННАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Современная гидротермальная деятельность в Байкальской рифтовой зоне является следствием своеобразного этапа развития этого участка земной коры в кайнозой, который характеризуется интенсивным вулканизмом, высокими тепловыми потоками, палео- и неосейсмоактивностью, долгоживущими разломами глубокого заложения и т.д.

Специфика процессов, протекающих в земной коре и мантии этого региона, нашла отражение не только в химическом, микрокомпонентном и газовом составе современных гидротерм, но и в продуктах их отложения.

В этом отношении представляется целесообразным рассмотреть общей направленности и стадийности развития современной гидротермальной активности в Байкальской рифтовой зоне, а также минералообразующей деятельности, наиболее широко развитых здесь кремнистых азотных и углекислых термальных вод.

Какова же общая направленность процесса развития современной гидротермальной активности региона?

В настоящее время у большинства геологов и гидрогеологов не вызывает сомнения тот факт, что многие рудные месторождения и зоны минерализации имеют не только пространственную, но и генетическую связь с минеральными источниками различной температуры и химического состава.

А.В. Львов еще в 1916 г. говорил о том, что рудные месторождения, зоны минерализации и кварцевые жилы нужно рассматривать как окаменелые источники, а ныне действующие минеральные источники – как формирующиеся на наших глазах месторождения. Близкого мнения придерживался А.М. Овчинников (1957), считавший "гидротермальные месторождения древними очагами разгрузки напорных вод" (с. 131).

Особенность минеральных отложений термального источника Кулиных болот на Байкале, заключающаяся в присутствии сульфидов тяжелых металлов – цинка до 2,32%, железа и марганца до 5,70%, дала возможность А.В. Николаеву (1929) высказать мысль о том, что здесь "мы имеем одну из стадий происходящего на наших глазах образования месторождений полиметаллических руд, главным образом цинковых" (с. 99).

Перечень подобных высказываний можно было бы продолжить.

Действительно, в Забайкалье – районе широкого распространения холодных углекислых вод ("край нарзанов") во вмещающих породах фундамента почти повсеместно, как отмечает Н.С. Богомолов (1967), наблюдаются участки гидротермально-измененных пород (зоны хлоритизации, эпидотизации, серицитизации, каолинизации) – следы деятельности горячих источников прошлого. Отсутствие в таких местах горячих вод в настоящее время может свидетельствовать о закономерном изменении во времени режима источников от гидротермального до низкотемпературного, от азотных и азотно-углекислых терм до холодных углекислых минеральных вод.

Естественно, данная схема не отражает всего существующего в природе многообразия взаимопереходов и указывает лишь на главное направление процесса. Более того, гораздо чаще на месте функционировавших гидротерм в настоящее время вообще отсутствуют выходы минеральных вод. Такие следы деятельности палеогидротерм отмечаются не только в Забайкалье, но и в Прибайкалье и свидетельствуют о процессах активизации региона в определенные периоды его геологической истории.

Одновременно это сравнение позволяет увидеть основную направленность эволюции гидротермальных систем в связи с изменчивостью тектонической активности определенного участка земной коры. В самом деле, в связи с ослаблением в Центральном и Восточном Забайкалье процессов мезозойской активизации в настоящее время там наблюдаются преимущественно углекислые холодные воды. Усиление же тектонической активности в Прибайкалье и связанные с нею зоны неогеновой и современной активизации глубокого заложения сопровождаются появлением нового ритма гидротермальной деятельности.

Типичным примером практически завершенного мезозойского (ларамийского) ритма гидротермальной деятельности является Балейское

рудное поле. Здесь ранние кремнистые и гидрокарбонатно-хлоридные гидротермы в начале процесса отлагали тонкозернистые полосчатые каолинитово-гидрослюдисто-кварцевые агрегаты на уровне рудной зоны, а в надрудном ореоле — слоистые и сферолитовые гейзериты с антимонитом, пиритом, реальгаром, аурипигментом и сульфатами кальция и алюминия. К настоящему времени эти гидротермы превратились в хлоридно-гидрокарбонатные натриевые холодные воды, отлагающие содовые минералы в подземных горных выработках. Характернейшей чертой рудного поля является аномально повышенная гелиеносность при кларковых концентрациях радиоактивных элементов. Это обстоятельство объясняется глубинным источником гелия (Флешлер, 1970).

Классическим примером проявления современных терм, связанных с кайнозойской тектонической активизацией, может быть Байкальская рифтовая зона, где известны многие десятки гидротермальных источников, вода которых богата микрокомпонентами (табл. 1) и отлагает разнообразные по геохимии и составу минеральные образования.

В настоящее время у нас нет данных, свидетельствующих о прекращении деятельности азотных терм. Более того, маршрутные гидрогеологические и геологические исследования каждый год приносят все новые и новые сведения о ранее неизвестных термальных источниках в Муйском, Верхне-Ангарском и других горных хребтах Байкальской рифтовой зоны. Это свидетельствует об их широком площадном распространении, а возможно, и образовании в наиболее активных участках рифтовой зоны (эмбриональные впадины и т.д.) при крупных землетрясениях. К таким термальным источникам, например, следует отнести Чуринские, Делюн-Уранские, Сартинские и другие, открытые в самые последние годы в Верхне-Ангарской впадине.

По минеральному составу продукты отложений современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны подразделяются на три типа — карбонатные, кремнистые и сульфатные. Карбонатные отложения — туфы и травертины — в настоящее время формируются углекислыми термами (Шумак, Сыни, Травертиновый), кремнистые — гейзерит — азотными термальными источниками (Ципинский, Уш-Белдир, Кулинные Болота), существенно сульфатные продукты отложений характерны для азотных высокотемпературных гидротерм.

Сравнительная характеристика химического состава водных отложений некоторых термальных источников Байкальской рифтовой зоны приведена в табл. 2.

Наибольший интерес по сложности минеральных ассоциаций представляют продукты деятельности самых высокотемпературных источников: Гаргинского (76°C) и Ципинского (81°C).

Гаргинские азотные, сульфатные, натриевые термы разгружаются на вершине конусообразного возвышения, сложенного чередующимися слоями туфа-травертина от серого до черного цвета с белыми включениями, состоящими из белого агрегата гипса, тенардита и глауберита. Главная масса травертинов сложена агрегатами кальцита различной текстуры. По химическому составу карбонатная часть туфа (табл. 2)

Таблица 1

Содержание микрокомпонентов в современных гидротермах Байкальской рифтовой зоны

Микрокомпоненты	Количество определений	Встречаемость, %	Содержание, мг/л			Фоновые содержания в подземных водах по А.А. Резникову и др. (1970 г.)
			от	до	среднее	
Широко распространенные (100–80%):						
Алюминий	29	100	$2 \cdot 10^{-2}$	14,2	3,20	$n \cdot 10^{-3}$
Титан	36	100	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$
Молибден	33	90	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$
Медь	30	90	$5 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-4}$
Бром	33	90	$1,1 \cdot 10^{-1}$	7,0	$9,4 \cdot 10^{-1}$	—
Стронций	39	87	$3 \cdot 10^{-2}$	8,0	1,26	$n \cdot 10^{-1}$
Фосфор	25	84	$6 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3} \div n \cdot 10^{-2}$
Часто встречающиеся (80–50%):						
Ртуть	20	75	$5 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-5} \div n \cdot 10^{-4}$
Галлий	30	75	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-5} \div n \cdot 10^{-4}$
Цирконий	31	74	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$	—
Бор	33	73	$2 \cdot 10^{-3}$	3,4	$4 \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-3}$
Цинк	38	63	$6 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-4} \div n \cdot 10^{-3}$
Хром	21	62	$3 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$
Рубидий	34	53	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-4} \div n \cdot 10^{-3}$
Никель	28	50	$2 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$
Вольфрам	34	50	$5 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-1}$	$6,4 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-6} \div 6 \cdot 10^{-5}$

Таблица 1 (окончание)

Микрокомпоненты	Количество определений	Встречаемость, %	Содержание, мг/л			Фоновые содержания в подземных водах по А.А. Резникову и др. (1970 г.)
			от	до	среднее	
Неравномерно распределенные (50-25%):						
Свинец	34	44	$1 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-4}$
Цезий	34	44	$7 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-5} \div n \cdot 10^{-4}$
Барий	28	35	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$
Олово	30	33	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-1}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	—
Серебро	36	33	$1 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$
Марганец	32	31	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3} \div n \cdot 10^{-2}$
Ванадий	30	27	$4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-5}$
Сурьма	19	26	$5 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-5}$
Ограниченно встречающиеся (25-10%):						
Иод	20	20	$1 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2}$
Мышьяк	28	14	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-4} \div n \cdot 10^{-3}$
Редко встречающиеся (10%):						
Европий	3	—	$4 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	—	—
Иттербий	3	—	$3 \cdot 10^{-5}$	$19 \cdot 10^{-4}$	—	—
Кобальт	23	0	—	—	$< 1 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-5} \div n \cdot 10^{-4}$

на 96% состоит из CaO и CO₂. Щелочи, составляющие большинство катионов воды источника, входят в состав сульфатов.

Сопоставление данных спектрального анализа туфа и сухого остатка воды источника показывает, что в туфе происходит концентрация марганца и в то же время такие элементы, как молибден, вольфрам и барий, обнаруженные в воде, не встречены в травертине. В туфе содержится до $7 \cdot 10^{-5}\%$ (вес.) ртути.

Минералогическими исследованиями в туфе Гаргинского источника установлены кальцит, манганкальцит, радиокальцит, гипс, тенардит, глауберит, сингенит, шайверит и др. Кроме того, по данным Л.М. Лебедева (1973), отмечены сфалерит, метациннабарит, флюорит и повеллит.

Минералы карбонатной и сульфатной групп образуют ритмично сложенные агрегаты с преобладанием первых. Мощности карбонатных слоев, имеющих нередко радиально лучистое строение, в 2–5 раз больше, чем сульфатных.

От основания туфового конуса к его вершине уменьшается количество гидроокислов марганца и манганкальцита и увеличивается содержание радиокальцита.

В ранних образованиях чаще встречаются включения пирита. Наряду с этой генеральной изменчивостью, подчеркнутой и уменьшением доли свинца-206 и общей его концентрации, происходит ритмичное изменение минерального состава в зависимости от времени года (табл. 3).

Присутствие радия, не связанного с образованием карбонатных слоев на месте (Флештер, Юргенсон, 1973), во-первых, свидетельствует о глубинном его источнике, а во-вторых, и о возрасте продуктов источника, не превышающем 30 тыс. лет.

Ципинские высокотермальные метаново-азотные фторидно-гидрокарбонатные натриевые термы отлагают гейзерит, который состоит из рентгеноаморфной кремнекислоты (см. табл. 2), обломков кварца, гидратированных пластинок биотита и других слоистых силикатов. Под микроскопом основная кремнистая масса изотропна, показатель преломления близок к 1,412 и соответствует опалу. Хорошо заметна извилистая слоистость, обусловленная чередованием темных и светлых полос, и пористость.

Кривая нагревания с экзотермическим эффектом около 580°C и эндотермическим эффектом 100°C, соответствующим обезвоживанию, аналогична термограмме гейзерита, отлагающегося гейзером Великан на Камчатке. На близкий состав этих водных отложений указывает также показатель преломления (1,412) и общий химический состав, который, кроме того, практически идентичен составу терм Банных ключей (Камчатка), гейзеров Исландии (Barth, 1956) и т.д.

Из микрокомпонентов в Ципинском гейзерите обнаружены железо, марганец, титан, стронций, барий, бор, медь, рубидий, вольфрам, галлий, циркон, серебро, хром, молибден, свинец, никель, ванадий, мышьяк, олово и цинк. Содержание ртути достигает $6 \cdot 10^{-6}\%$ (вес.).

Минералогическими исследованиями в гейзерите Ципинского источника установлены такие специфические минералы, как шайверит и ганк-

Таблица 2

Химический состав водных отложений термальных источников Байкальской рифтовой зоны

Компоненты	Туф Гаргинского азотного термального источника		Гейзерит Ципинского метаново-азотного термального источника	Минеральный ил азотного термального источника Кулинные Болота	Травертин Шумаковского углекислого термального источника
	Карбонатный травертин	Сульфатсодержащие слои и корки			
SiO ₂	1,47	—	82,53	87,36	0,16
TiO ₂	Нет	—	Нет	0,05	0,01
Al ₂ O ₃	0,14	—	1,65	0,98	Не опр.
FeO	0,22	Нет	0,07	Не опр.	0,15
Fe ₂ O ₃	0,17	0,39	0,17	0,30	
CaO	55,82	14,11	4,78	0,16	51,97
MgO	Нет	0,62	2,02	0,10	1,89
MnO	0,80	0,04	0,01	0,02	Не опр.
P ₂ O ₅	Нет	Не опр.	Сл.	Сл.	0,02
BaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,009	Не опр.
K ₂ O	Сл.	5,79	0,35	0,19	Нет
Na ₂ O	Сл.	13,20	1,16	0,38	Нет
Rb ₂ O	Не опр.	Не опр.	0,0024	Не опр.	Не опр.
CO ₂	40,15	1,10	0,44	0,06	38,25
SO ₃	0,45	39,78	Не опр.	0,05	Не опр.
S	Не опр.	Не опр.	0,04	0,80	Не опр.
H ₂ O ⁺	0,49	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5,71
H ₂ O ⁻	0,74	4,62	5,86	8,50	0,18
F ²⁻	Не опр.	1,70	1,98	Не опр.	Не опр.
Нерастворимый остаток	—	16,60	—	—	—
Сумма	99,71	99,86	101,06	99,81	98,34
Аналитик	Т.А. Лахно, 1966 г.	Э.Г. Селютина, 1973 г.	В.А. Писарская, 1970 г.	А.В. Николаев, 1929 г.	Г.Ш. Кацнельсон, 1974 г.

сит, а также кальцит, гипс, тенардит и афтиталит. Характерно очень высокое содержание фтора (до 7,5%) в растворимых продуктах терм.

Рентгеноструктурным анализом в Институте земной коры СО АН СССР (аналитик Г.М. Кашаева) в гейзерите, кроме того, определен и флюорит. Его рентгенометрические константы (величины межплоскостных расстояний даны в Å; ш — широкая линия; д — диффузная линия): 3,12 (8 шд); 1,92 (10 ш); 1,639 (8 ш); 1,36 (5 ш); 1,25 (4 ш); 1,113 (9 ш) свидетельствуют о слабой степени раскристаллизованности минерала.

Кроме рассмотренных термальных источников в последнее время получены новые данные по минеральному составу водных новообразований отдельных терм Байкальской рифтовой зоны (Гусихинский, Горячинский, Аллинский, Шумаковский источники). Термы Гусихинского

Т а б л и ц а 3

Последовательность выделения минералов Гаргинского источника

Возраст образования	Минеральный состав		Доля свинца-206, %	Pb, γ/г	MnO, %
	Зима	Лето			
Современные (1971 г.)	Ярозит, сульфогалит, глауберит, тенардит, гипс, кальцит, шайрерит	Цеолиты, опал, гипс, кальцит	24,2	0,4	0,50
Ранние	Ярозит, глауберит, тенардит, гипс, марганецкальцит, шайрерит	Ярозит, гипс, цеолиты, опал, марганецкальциты	29,1	1,4	2,00
Ранние (возраст не древнее 30 тыс.лет)	Пирит, марганецкальцит, радиокальцит, гипс с гидроокислами марганца	—	37,2	2,0	9,79

источника (72°C) из газовой фазы отлагают глауберит, тенардит, сульфогалит и другие сульфаты, а из жидкой — кальцит; Аллинские термы (74°C) — кальцит, гипс и цеолиты (не более 1%). Только гипс и кальцит выделяют воды Горячинского источника — наиболее низкотемпературного ($61,5^{\circ}\text{C}$) из обогащенных сульфат-ионом азотных терм. В травертиновых отложениях Шумацкого углекислого термального источника обнаружены кальцит (98% общей массы) и незначительное количество гипса и других сульфатов. По концентрации доли свинца-206, равной 25,6%, он может быть сопоставим с карбонатной частью Гаргинского источника.

Изложенный фактический материал позволяет сделать некоторые выводы.

1. В связи с тем, что концентрации хлора, ртути, меди во вмещающих современные гидротермы породах достаточно постоянны и находятся в пределах кларков, аномально высокие содержания этих элементов в продуктах терм наряду с повышенной гелиеносностью газовой фазы вод можно связывать с проявлением глубинных процессов, протекающих не только в земной коре, но и в мантии. В этом отношении Байкальская рифтовая зона напоминает районы развития современного вулканизма, где такая связь проявляется более четко.

2. Функционирование выходящих на дневную поверхность гидротерм имеет периодический характер. Их активность определяется глубиной заложения и интенсивностью подкорковых и внутрикорковых процессов в подвижных поясах. В мезозое в эпоху юрской и меловой активизации они были присущи Центральному и Восточному Забайкалью. В кайнозое в связи с относительной консолидацией этого участка земной коры и образованием Байкальской рифтовой зоны они появляются в Прибайкалье.

3. Эволюция термальных источников характеризуется постепенным уменьшением температуры и минерализации, а также сменой кремнистых вод азотными сульфатными, а затем — гидрокарбонатными. В ходе эволюции уменьшаются концентрации сидерофильных элементов (марганца, железа), свинца и галогенов (главным образом фтора), что отражается на смене существенно марганцовистых травертинов и кальцитов слабомарганцовистыми, редкостью радиокальцита в конце процесса, отсутствием сложных сульфатов типа глауберита, ганксита, афтитавита и шайрерита, резким уменьшением количества простых сульфатов.

4. На фоне общей эволюции флюида в процессе появления его на дневной поверхности происходит разделение его на жидкую, существенно гидрокарбонатную, и газовую, сульфатно-галоидную составные части.

Это разделение и определяет пространственное разобщение соответствующих парагенезисов.

5. Изменчивость минеральных ассоциаций, связанная с эволюцией глубинного источника терм, осложняется ритмичностью, обусловленной сменой времен года, когда зимой обильно выпадают сульфаты калия и натрия, а летом — устойчивы в твердой фазе лишь карбонаты, гипс и реликты глауберита.

6. Возраст продуктов деятельности наиболее мощных и активных источников (например, Гаргинского) — первые десятки тысяч лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Богомолов Н.С.* О связи минеральных источников Забайкалья с тектоническими разломами. — Мат-лы конф. по изуч. подземных вод Сибири и Дальнего Востока, вып. III. М., "Наука", 1967.
- Лебедев Л.М.* Современные металлоносные гидротермы и их рудообразующая деятельность. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., "Наука", 1973.
- Ломоносов И.С.* Термальные воды Ципинской впадины и их минералообразующая деятельность. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 7, ч. 3. Чита, Забайкальск. фил. геогр. об-ва СССР, 1970.
- Львов А.В.* Поиски и испытания водоисточников водоснабжения на западной части Амурской железной дороги в условиях "вечной мерзлоты" почвы. Иркутск, 1916.
- Николаев А.В.* Источники Баргузина и их минеральные образования. — Труды Минерал. музея АН СССР, 1929, т. 3.
- Овчинников А.М.* Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, 1957, т. XXXII.
- Флешлер В.И.* Гелий в минеральных водах Забайкалья. — Мат-лы VI совещ. по подземн. водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Хабаровск, 1970.
- Флешлер В.И., Юргенсон Г.А.* О минералообразовании в связи с функционированием современных терм в зоне Байкальского рифта. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.
- Barth T.F.W.* Volcanic geology, hot springs and geysers of Iceland. Washington, Carnegie inst., 1956.

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ФОРМИРОВАНИЯ БОЛЬШЕ-БАННОЙ И КАРЫМЧИНСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Больше-Банная и Карымчинская гидротермальные системы наряду с Верхнепаратунской и Карымшинской группами гидротерм сосредоточены в пределах Верхнекарымчинской зоны кислого вулканизма, примыкающей с юго-запада к более древней по возрасту Начикинской складчатого-глябовой зоне. Кислый вулканизм на площади Верхнекарымчинской зоны развивался — предположительно — от среднего миоцена до верхнего плейстоцена — нижнего голоцена, достигнув максимума на границе верхнего миоцена-плиоцена.

Обе гидротермальные системы рассматриваются как составные части водонапорных систем трещинных и трещинно-жильных подземных вод, приуроченных к различным речным бассейнам (рис. 1), и с этой точки зрения могут считаться вполне самостоятельными, хотя, как будет показано ниже, их объединяет общий источник теплового питания.

Очаги разгрузки рассматриваемых гидротермальных систем (с одной стороны Большие и Малые Банные источники, с другой — Карымчинские источники) расположены соответственно у северной и южной окраин после-среднемиоценового вулканического массива сопки Горячей и удалены друг от друга на расстояние 9 км (Краевой, Коваленко, Евтухов, 1971). Один из очагов разгрузки Больше-Банной системы — Больше-Банное месторождение перегретых вод с температурой до 170°C в пределах изученных глубин (600—1000 м) разведывалось для теплоэнергетических целей.

Естественный вынос тепла Большими Банными парогидротермами с учетом теплоотдачи через нагретый грунт в пределах термальной площади оценивается в 17,5 тыс. ккал/сек, что эквивалентно расходу воды в 110 л/сек со средней температурой 155°C. С учетом Малых Банных гидротерм и промежуточных термопроявлений общий фиксируемый на поверхности естественный вынос тепла по Больше-Банной гидротермальной системе составляет около 20 тыс. ккал/сек.

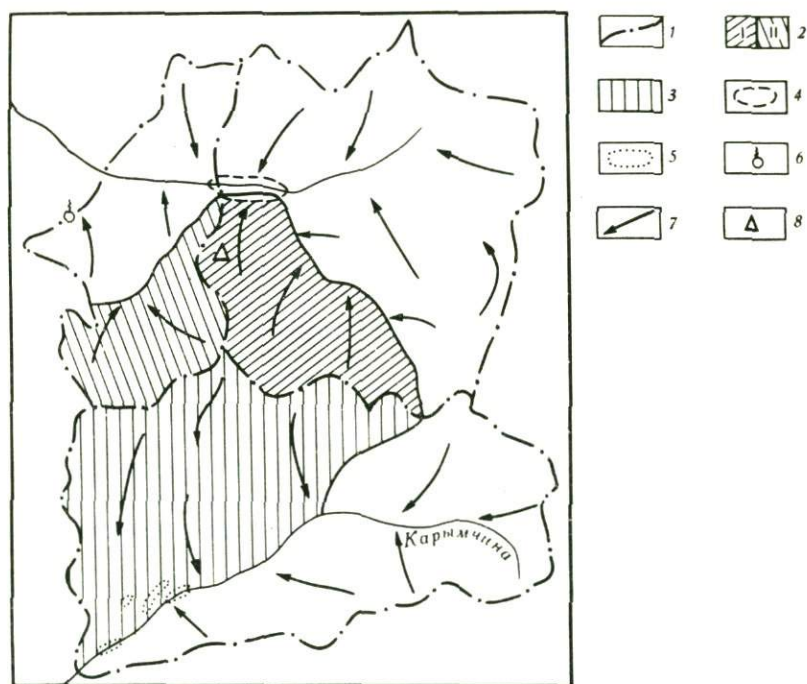
На участках разгрузки Карымчинской гидротермальной системы выносится 18,2 тыс. ккал/сек, что эквивалентно расходу воды в 190 л/сек с температурой 95°C.

Химический тип Больших Банных и Карымчинских гидротерм идентичен. Различие отмечается только в величине минерализации, что соответствует их различной температурной характеристике. Это сульфатно-хлоридные воды (содержание сульфат-иона до 68 мг-экв. %, хлор-иона до 22 мг-экв. %). В составе катионов преобладает натрий (до 85 мг-экв. %). Минерализация воды до 1—1,5 г/л. Значения характерных коэффициентов Cl/SO_4 , Cl/Na и Na/K для обеих групп гидротерм практически одинаковы. В газовой составляющей преобладает углекислый газ (до 88% по объему). Характерной особенностью химического состава гидротерм является присутствие редких щелочных элементов (Li, Rb, Cs), близкое

при отнесении к величине минерализации к содержанию их в хлоридно-натриевых щелочных термах, а также высокая концентрация фтора (до 10 мг/л).

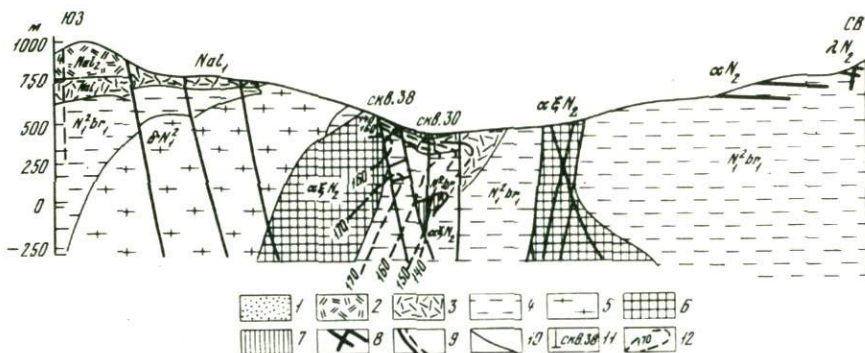
Уровеньный режим Больших Банных парогидротерм обнаруживает аналогию с режимом выпадения атмосферных осадков в жидкой фазе и гидрологическим режимом р. Банной. При этом временный сдвиг экстремальных значений уровня перегретых вод в разведочных скважинах и уровня поверхностных вод в период зимней межени составляет от 2–6 до 9–11 дней.

При разведке Больше-Банного месторождения установлено, что максимальные значения температуры, пьезометрических напоров, минерализации и концентрации макро- и микрокомпонентов присущи южной части месторождения, т.е. тяготеют к окраине вулканического массива сопки Горячей. Кроме того, в вертикальном разрезе наблюдается погружение



Р и с. 1. Схема расположения Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем (составил Ю.А. Краевой)

1 — контуры участков формирования Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем; 2 — водосборная площадь бассейна р. Банной в пределах вулканического массива сопки Горячей; I — ограниченная по западному контуру Больше-Банного месторождения; II — для участка системы к западу от месторождения; 3 — водосборная площадь бассейна р. Правой Карымчины в пределах вулканического массива сопки Горячей; 4 — контуры Больше-Банного месторождения перегретых вод; 5 — контуры участков разгрузки Карымчинской гидротермальной системы; 6 — Малые Банные гидротермы; 7 — направление движения подземных вод; 8 — термальные источники



Р и с. 2. Геолого-геотермический разрез района Больше-Банной гидротермальной системы (составили А.И. Серезников, Ю.А. Красовой)

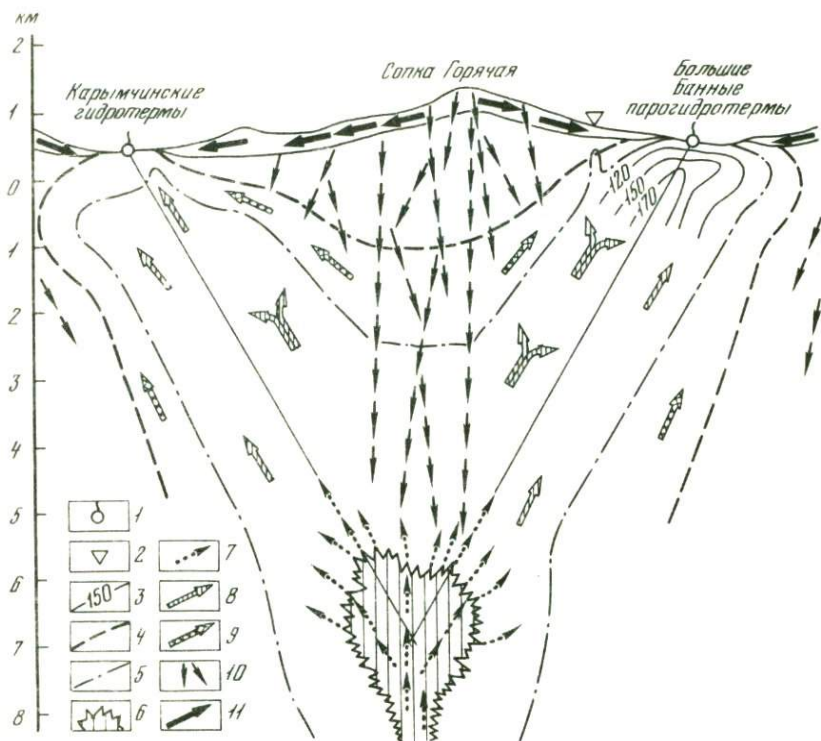
1 – современные аллювиальные и пролювиальные отложения (Q_{IV}); 2 – алнейская серия, верхняя пачка (NaL_2); 3 – алнейская серия, нижняя пачка (NaL_1); 4 – березовская свита, нижняя пачка ($N_1^2 br_1$); 5 – позднемиоценовые интрузии диоритов; 6–7 – плиоценовые субвулканические тела: 6 – относительно глубинные пластообразные тела, штоки, корневые части потоков и экстрюзий; 7 – экстрюзивные купола и моногенные вулканические постройки; 8 – дайки; 9 – тектонические нарушения; 10 – контакты; 11 – разведочные скважины; 12 – геозотермы. Индексы интрузивных, субвулканических и дайковых пород: δN_1^2 – габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и диоритовые порфириты; $\alpha \xi N_2$ – андезито-дациты и дациты; $\lambda \xi N_2$ – липариты и липарито-дациты; λN_2 – субшелочные липариты

температурного максимума в сторону центральной части массива (рис. 2). Все это, а также наличие слаботермальных проявлений на северном склоне массива, к югу от Больших Банных источников, указывает на наклонно-восходящее движение парогидротерм к участку разгрузки из глубоких зон вулканического массива сопки Горячей.

В пределах очага разгрузки Карымчинской гидротермальной системы наиболее высокотемпературные термопроявления фиксируются в правом борту долины р. Правой Кармычины, т.е. тяготеют к центральной части того же вулканического массива (см. рис. 1). Очевидно, что поток гидротерм здесь имеет как и на Больше-Банном месторождении, направленность от массива к зонам разгрузки.

Тепловое питание гидротермальных систем и их возраст. Особенности геотемпературного поля в очагах разгрузки рассматриваемых гидротермальных систем позволяют высказать предположение об их генетической связи с единой глубинной термоаномалией, заключенной в недрах вулканического массива сопки Горячей.

Положение гипотетического теплового очага, питающего обе системы, может быть определено при допущении, что наклонные восходящие конвективные потоки, обуславливающие зоны разгрузки Больше-Банной и Карымчинской систем, на больших глубинах имеют те же углы наклонов, что и в пределах изученных глубин на Больше-Банном месторождении. Пересечение осей этих потоков намечается на глубине 8 км при рас-



Р и с. 3. Гипотетическая схема формирования Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем (составил Ю.А. Краевой)

1 — естественные выходы гидротерм; 2 — слаботермальные проявления за пределами основного очага разгрузки Больше-Банной гидротермальной системы; 3 — геозотермы; 4 — контуры зоны распространения термальных вод, связанных с воздействием эндогенного флюида; 5 — контуры зоны распространения перегретых вод; 6 — очаг локализации флюида; 7 — направление движения флюида; 8 — направление движения перегретых вод; 9 — направление движения термальных вод; 10 — направление движения вод глубокой и относительно глубокой инфильтрации; 11 — направление движения холодных вод в зоне коры выветривания

стоянии между термопроявлениями систем 9 км и углах наклона к горизонтали 60° (рис. 3).

Принимая, что формирование гидротермальных систем связано со структурой сопки Горячей (площадь которой около 40 км^2), можно, зная общую естественную тепловую мощность систем ($38 \cdot 10^4 \text{ ккал/сек}$), оценить удельный вынос тепла, который составит $950 \text{ ккал/сек} \cdot \text{км}^2$. Эта величина значительно превосходит фоновое значение теплового потока и приближается к величине удельного выноса тепла такими высокотемпературными системами, как Узонская, Гейзерная, Паужетская и другие (Аверьев, 1966). Мы присоединяемся к точке зрения В.В. Аверьева, связывающего тепловое питание высокотемпературных систем с эндогенным флюидом. Учитывая широкое развитие в пределах массива сопки Горячей кислых вулканитов и допуская их парагенетическую связь с эн-

догенным флюидом, можно предположить, что в результате внедрения и постоянного поступления последнего в верхние горизонты земной коры на протяжении продолжительного геологического времени формировался и функционировал очаг кислой магмы, обеспечивающий интрузивную и эруптивную деятельность. Вполне возможно, что магматический очаг, сохраняя роль флюидопроводника, существует в недрах массива сопки Горячей и до настоящего времени.

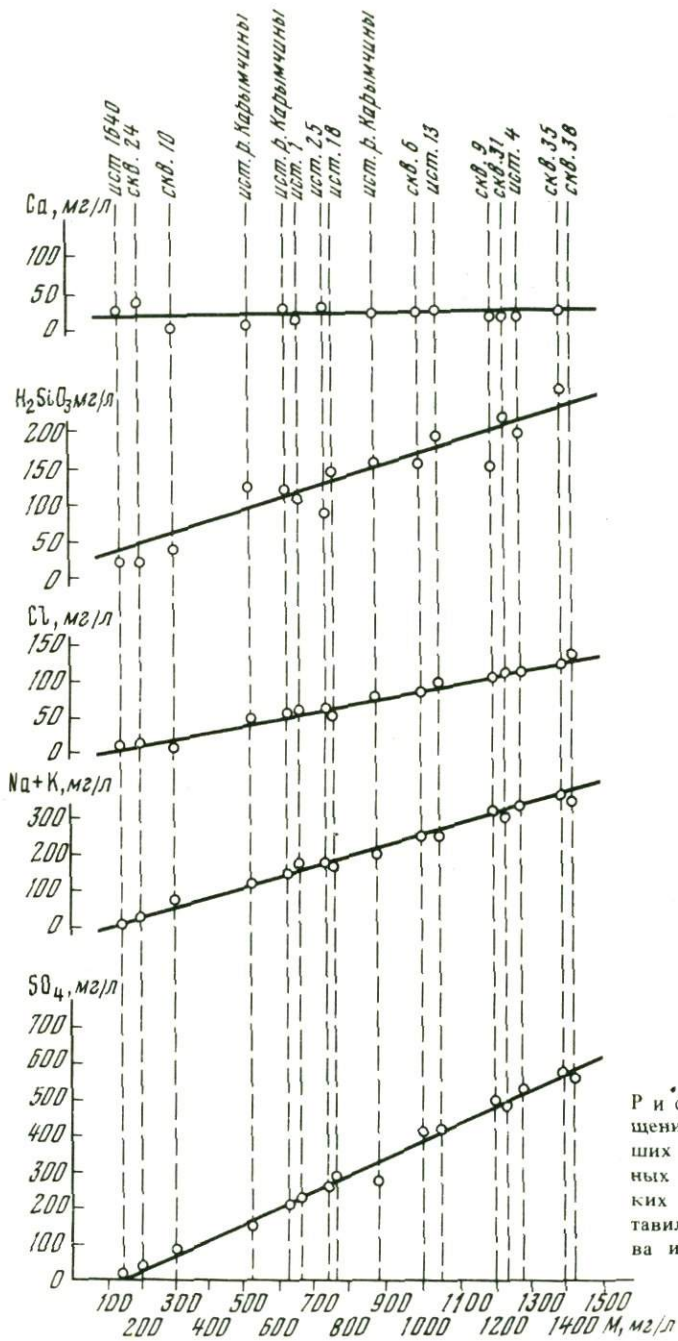
Возраст рассматриваемых гидротермальных систем может быть определен на основании временного и пространственного соотношения процессов образования дайковой формации, датируемых средним-верхним плейстоценом, гидротермального метаморфизма локального типа и ледниковой экзарации, изученных в пределах очага разгрузки Больше-Банной гидротермальной системы. Продолжительность существования последней с параметрами, близкими к современным, оценивается нами в 180–350 тыс. лет. Карымчинские термопроявления следует считать более молодыми. Об этом, в частности, свидетельствует практически полное отсутствие полей гидротермально-измененных пород среди после-среднеиоценовых вулканитов, окружающих участки разгрузки термальных вод.

Водное питание гидротермальных систем и их тепловые ресурсы. Для обеих систем это питание осуществляется путем инфильтрации атмосферных осадков на определенной площади соответствующих речных бассейнов (см. рис. 1); это доказывается сезонностью уровня режима парогидротерм. Как показывают ориентировочные балансовые расчеты, глубинный подземный сток с верхней части бассейна р. Банной (ограниченной по замыкающему створу), не дренируемый в пределах балансовой площади речной сетью, составляет 370 л/сек. В сумме с расходом гидротерм 110 л/сек, определенным по величине естественного выноса тепла, общий глубинный подземный сток составит 480 л/сек.

Приуроченность разгрузки Больших Банных парогидротерм к обоим берегам р. Банной и малая (300–700 м) ширина долины позволяют предположить, что весь глубинный сток с рассматриваемой части бассейна принимает участие в формировании парогидротерм. При этом непосредственно с площади массива сопки Горячей обеспечивается около 130 л/сек (пропорционально площади, равной 12,7 км²). Остальные 350 л/сек поступают главным образом с восточной части бассейна.

Приуроченность Карымчинских термопроявлений преимущественно к правому борту долины р. Правой Карымчины дает основание считать, что в инфильтрационном питании Карымчинских гидротерм участвует правобережная часть бассейна, имеющая площадь 28,6 км². В этом случае величина недренируемого речной сетью в пределах балансовой площади глубинного стока составит около 240 л/сек. С учетом разгрузки терм, определенной по естественному выносу тепла и равной 190 л/сек, общий расход потока составит 430 л/сек.

Приведенные подсчеты являются, естественно, приближенными, и их результаты рассматриваются нами как верхний предел при оценке ресурсов. Поэтому для оценки минимальной возобновляемой тепловой мощности Больше-Банной системы мы воспользуемся величиной расхода по-



Р и с. 4. График смещения для Больших и Малых Банных и Карымчинских гидротерм (составили Е.В. Тараканова и Ю.А. Краевой)

тока парогидротерм, рассчитанной при минимальном значении водопродимости ($175 \text{ м}^2/\text{сут}$) и ширине потока (450 м), определяемой по геозотерме 160° . Полученный расход в 240 л/сек (из них 156 кг/сек подтверждены при опытно-эксплуатационном выпуске в процессе разведки Больше-Банного месторождения) при среднем теплосодержании 158 ккал/кг обеспечивает тепловую мощность в 38 тыс. ккал/сек, что в 1,9 раза превосходит фиксируемые естественные теплотери. Если соотношение между этими показателями сохраняется в условиях Карымчинской гидротермальной системы, то ее тепловые ресурсы составят 34,5 тыс. ккал/сек. Таким образом, минимально возможные тепловые ресурсы обеих систем оцениваются в пределах 73–75 тыс. ккал/сек.

Формирование химического состава гидротерм. Выше обращалось внимание на идентичность химического состава Больших Банных и Карымчинских гидротерм, а также на практически одинаковые значения отношений характерных компонентов Cl/SO_4 , Cl/Na , Na/K , несмотря на существенные различия этих групп гидротерм по максимальной величине минерализации (до 33%) и температуре. При анализе графика смешения (линейные функции А.Н. Огильви), построенного для термальных и перегретых вод Карымчинской и Больше-Банной гидротермальных систем, обнаруживается отчетливо выраженная прямая корреляция концентраций основных компонентов химического состава и минерализации (рис. 4).

Близкие значения отношений Cl/SO_4 , Cl/Na и Na/K и определенно линейный характер графиков смешения могут рассматриваться как свидетельство того, что обе группы гидротерм имеют в своей основе один и тот же первичный гидротермальный раствор, образование которого связывается нами с внедрением высоконагретого водного флюида в инфильтрационные системы. Для подтверждения сказанного остановимся на некоторых особенностях химического состава перегретых вод Больше-Банного месторождения, роднящих их с хлоридно-натриевыми парогидротермами, формирование которых большинство исследователей (Уайт, 1965; Эллис, Уилсон, 1965; Аверьев, 1966; и др.) объясняют внедрением надкритического флюида, обогащенного хлоридами щелочей, в водонапорные системы. К этим особенностям относятся преимущественно углекислый газовый состав перегретых вод и повышенное по сравнению с другими гидротермами сульфатного (сульфатно-хлоридного) состава содержание щелочных элементов (см. выше).

Оценивая роль флюида в формировании химического состава термальных и перегретых вод рассматриваемых гидротермальных систем, мы пытались приближенно оценить, какая часть минерального вещества привносится флюидом в инфильтрационные воды. Метеорные воды, обеспечивающие инфильтрационное питание гидротермальных систем, характеризуются гидрокарбонатно-хлоридным натриево-кальциевым составом и минерализацией от 0,01 до 0,04 г/л, т.е. основными компонентами, поставляемыми атмосферными осадками в подземные воды, являются ионы гидрокарбоната и натрия, и в меньшей мере ионы хлора, сульфата и кальция.

Подземные воды относительно глубокой циркуляции с температурой от 5 до 24°C, разгружающиеся и вскрываемые отдельными скважинами на некотором удалении (от 4 до 2 км) от очага разгрузки Больше-Банной гидротермальной системы, имеют уже сульфатно-гидрокарбонатный (с преобладанием сульфатов), кальциево-натриевый состав и минерализацию до 140–200 мг/л.

По-видимому, воды подобного состава поступают в зону их смешения с эндогенным флюидом. При этом на нисходящей и восходящей ветвях их движения продолжается процесс выщелачивания из пород воднорастворимых компонентов (Na_2O , K_2O , SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , SO_3). Однако, как показывает анализ данных о растворимости наиболее распространенных в природных водах солей в зависимости от температуры и давления и о составе воднорастворимого комплекса пород, развитых на рассматриваемой территории, общая минерализация формирующихся перегретых вод только за счет выщелачивания вряд ли превысит 500 мг/л, т.е. составит около 30% наблюдаемой минерализации перегретых вод. Это становится особенно ясным, если учесть разницу в длине путей движения холодных и перегретых вод и соответственно различие в их фильтрационных свойствах. Следовательно, остальная часть состава гидротерм формируется компонентами, привносимыми в инфильтрационные воды эндогенным флюидом.

Судя по конечному химическому облику, которым обладают парогидротермы в очаге разгрузки, можно предположить, что в инфильтрационные воды Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем флюидом привносятся главным образом сульфаты и хлориды натрия, углекислый газ, кремнекислота, редкие щелочи, а также мышьяк, бор, фтор и другие редкие компоненты. Таким образом, в отличие от большинства высокотемпературных гидротермальных систем, воды которых имеют преимущественно хлоридно-натриевый состав, соответствующий преобладанию в составе флюида галоидов щелочей, в формировании Больше-Банной и Карымчинской систем принимает участие флюид с преобладанием в его составе соединений группы серы. Возможность существования таких флюидов подтверждается экспериментальными данными (Кононов, 1965).

Подводя итог вопросам формирования Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем, приуроченных к Верхне-Карымчинской зоне преимущественно верхнемиоцен-плиоценового вулканизма, следует еще раз подчеркнуть, что здесь, как и в целом ряде более молодых вулканических районов, отчетливо намечается пространственная ассоциация проявлений кислого вулканизма и современной гидротермальной деятельности. Наряду с этим общим для обеих групп гидротермальных систем признаком имеется ряд существенных различий.

1. Более раннему вулканизму, характерному для Верхне-Карымчинской зоны, соответствует большая продолжительность гидротермальной деятельности, близкой по основным параметрам к современной (т.е. более древний возраст гидротермальных систем).

2. Современные температурные параметры Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем значительно ниже, чем параметры гид-

ротермальных систем зоны преимущественно четвертичного и современного вулканизма. По сравнению с большей частью из них первые отличаются и более низкими значениями тепловой мощности.

3. В анионном составе Больших Банных и Карымчинских гидротерм преобладающим является сульфат-ион, в более молодых гидротермальных системах — хлор-ион.

Очевидно, можно сделать вывод, что в более древних вулканических зонах мы имеем дело с угасанием самого глубинного процесса, порождающего два парагенетически связанных между собой явления — кислый эруптивный вулканизм и гидротермальную деятельность, причем в последнюю очередь угасает гидротермальная деятельность. Наряду с уменьшением количества поступающего флюида и его теплосодержания, изменяется, по-видимому, и его химический состав, в данном случае в результате увеличения относительного содержания сернистых соединений.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — Труды Второго всесоюз. вулканол. совещ. М., "Наука", 1966.
- Кононов В.И.* Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., "Недра", 1965.
- Краевой Ю.А., Коваленко В.Я., Евтухов А.Д.* Больше-Банная гидротермальная система на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Уайт Д.Е.* Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965.
- Эллис А., Уилсон С.* Геохимия ионов щелочных металлов в гидротермальной системе Вайракей. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965.

*Е.А. Вакин, Г.Ф. Пилипенко, В.В. Пономарев, А.М. Рожков,
А.М. Чирков*

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ВОЗНИКНОВЕНИЕ НОВОЙ ГРУППЫ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ НА ВУЛКАНЕ АЛАИД (СЕВЕРНЫЕ КУРИЛЫ)

Источники появились вблизи участка последнего извержения вулкана — Олимпийского прорыва 1792 г. Точное время их возникновения остается неизвестным. Источники были обнаружены в июне 1793 г. при первом (после окончания извержения) посещении вулканологами о. Алаид.

Вулкан-остров Алаид (о. Атласова) — самый северный в цепи вулкано-Курильской островной дуги. Диаметр острова 16 км. В виде правильного одиночного конуса вулкан поднимается со дна моря с глубины 600 м. Высота вулкана над уровнем моря 2339 м. Эта крупная постройка сложена четвертичными вулканитами андезито-базальтовой состава. На склонах вулкана насчитывается не менее трех десятков малых шлаковых конусов.

Последнее извержение вершинного кратера датируется 1894 г., побочного кратера Такетоми — 1933–1934 гг. (Горшков, 1957, 1967; Мархинин, 1967).

Прорыв Олимпийский стал новым проявлением активности вулкана Алайд. Извержение началось в июне 1973 г. и длилось три месяца. Прорыв произошел у северо-западного подножья вулкана вдоль радиальной трещины протяженностью около 3 км. Мощные эксплозивные выбросы первых дней образовали шесть взрывных воронок. Эксплозивная деятельность сменилась эксплозивно-эффузивной с непрерывным фонтанированием и излиянием лавы. В последний месяц преобладала эффузивная деятельность с резким затуханием эксплозий и вулканического дрожания. Всего на поверхность было выброшено около 100 млн. м³ пеплового и пирокластического материала и излито не менее 45 млн. м³ лавы.

По составу все продукты извержения относятся к высокоглиноземистым базальтам. Лавовый поток, излившийся в Охотское море, образовал полуостров площадью около 1 км². Над эффузивным кратером вырос шлаковый конус с диаметром основания 500 м и высотой до 100 м. С твердым магматическим веществом было вынесено значительное количество ювенильных газов и водяного пара (Авдейко, и др., 1974). Очевидно, что по сторонам главного магмовыводящего разлома при подобном извержении должны были появиться новые трещины и подновиться старые вулканотектонические швы.

До последнего извержения на острове не было известно выходов термальных вод. Слабая остаточная фумарольная деятельность с температурой паров 25–40° наблюдалась в 1792 г. лишь на полуразрушенном шлаковым конусе Такетоми. Авторы провели два обследования новых источников: в июне-июле 1973 г. и в июне 1974 г. Второе обследование показало заметное снижение активности источников за год.

Источники с $T = 42\text{--}54^\circ$ появились в литоральной зоне, южнее излившегося в море молодого лавового потока, на участке протяженностью в один километр (рисунок). Выходы горячих вод видны только во время отлива. На берегу они прослеживаются в пределах полосы шириной до 10–12 м. При подъеме уровня моря на один метр (отсчет от нуля) источники заливаются. Волнение моря в 2–3 балла скрывает источники даже в полный отлив. Вдоль берега в полосе 50–70 м происходит подводная разгрузка термальных вод, которая хорошо видна по пузырькам газа, омертвлению водорослей и опалесценции морской воды.

На ближних к потоку пятистах метрах берег представляет собой песчано-галечный пляж шириной до 80 м. Береговой обрыв и прилегающие к нему участки склона вулкана сложены здесь в основном рыхлым пирокластическим материалом. На песчано-галечном пляже разгрузка термальных вод имеет характер рассредоточенного линейного высачивания переменной интенсивности. Южнее пляж становится крупновалунным, местами на берегу обнажаются лавы в коренном залегании, высота береговых обрывов увеличивается до 80–100 м. В них обнажаются лавы, переслаивающиеся с более или менее уплотненной пирокластикой (продукты

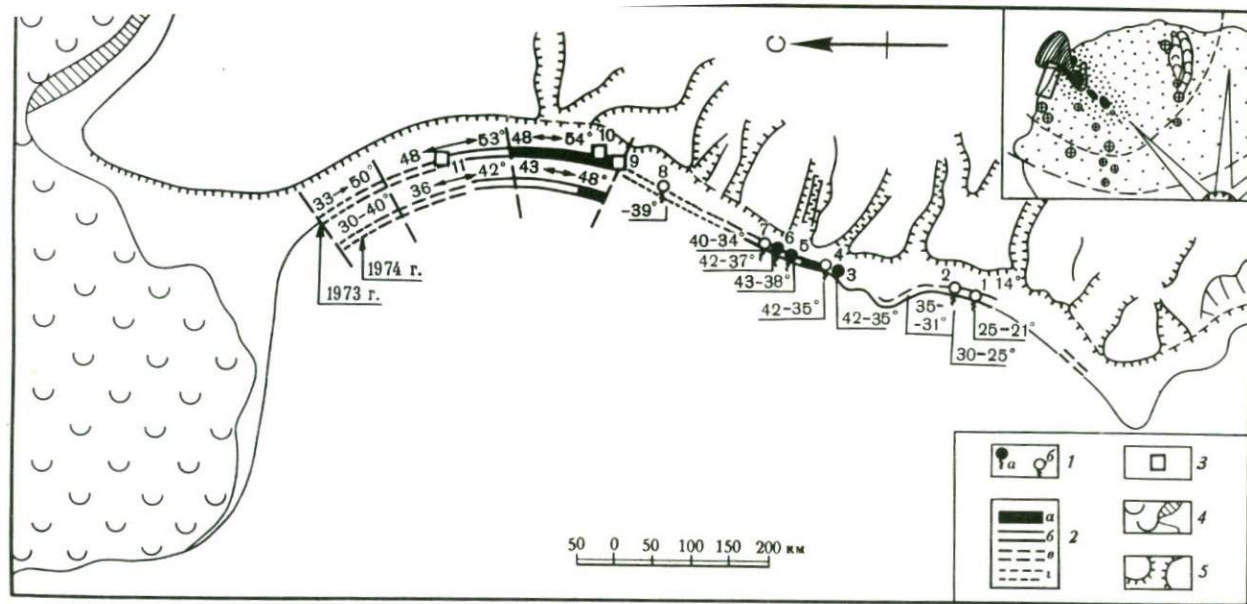


Схема выходов термальных вод на вулкане Алаид (прорыв Олимпийский, 1972 г.)

1 – термальные источники: а – с дебитом более 10 л/сек; б – с дебитом менее 10 л/сек (в сноске через тире дана температура источников по замерам в июле 1973 г. и в июле 1974 г.); 2 – участки рассредоточенной разгрузки термальной воды: а – интенсивной с дебитом 0,5–1,0 л/сек на 1 пог. м; б – средней интенсивности – 0,3–0,5 л/сек; в – слабой – до 0,3 л/сек; г – скрытой разгрузки в море у берега; 3 – места отбора водных проб из мелких шурфов; 4 – лавовый поток и стенка нижней эксплозивной воронки Олимпийского прорыва; 5 – береговые обрывы, распадки. Цифры 1–11 обозначают номера источников и шурфов. На врезке вверху рисунка показано положение участка разгрузки термальных вод на вулкане Алаид относительно щорнов и шурфов.

Т а б л и ц а 1

Химический состав термальных вод вулкана Алаид (прорыв Олимпийский) *

Номер источника	Местоположение, название источника	T°, C	pH	Компоненты минерализации, мг/л и мг · экв/л			
				NH ₄ ⁺		K ⁺	
	В а л у н н ы й п л я ж						
X	Холодный	8-10	6,31	0,4	0,02	54	1,40
1	Первый теплый	21	8,25	0,1	0,00	78	1,99
2	Второй теплый	25	7,81	0,4	0,02	72	1,84
3	Каменные ванны № 1	35	8,42	0,1	0,00	108	2,76
4	Каменные ванны № 2	42	6,97	4,0	0,22	135	3,50
4	Там же	35	7,59	0,4	0,02	131	3,35
5	Гrotовый	38	7,83	0,7	0,04	131	3,35
6	Красный	37	7,65	1,0	0,05	131	3,35
7	Скрытый	34	7,91	0,7	0,04	117	2,00
8	Крайний	39	7,85	0,00	0,00	136	3,48
	П е с ч а н ы й п л я ж						
9	Из шурфа	54	6,62	3,0	0,16	149	3,88
10	Из шурфа	54	6,63	2,0	0,11	149	3,88
11а	{ Отбор в 200 м к югу от шурфа 11 (высачивание)	41	8,28	2,1	0,11	136	3,48
11	Из шурфа	46	7,70	0,00	0,00	122	3,12
11б	{ Отбор в 125 м к северу от шурфа 11 (высачивание)	37	8,0	0,00	0,00	108	2,76

*Анализы выполнены в химической лаборатории Института вулканологии.

побочных извержений). Склон вулкана над береговым обрывом здесь более крутой и расчленен оврагами. На этом участке горячие источники приурочены к сильно трещиноватым кавернозным базальтам, подстилающим разрез береговых пород и принадлежащим, по-видимому, основному конусу вулкана Алаид. Горячая вода вытекает с небольшим напором из открытых трещин тектонического и литогенетического характера. Вероятно, в береговом разрезе имеются местные относительные водоупоры в виде менее трещиноватых лав или аглютинированных пеплов. Термальная вода, высачиваясь из трещин в коренных лавах, собирается в естественные каменные ванны, выбитые волнами, и затем ручейками с дебитом 5-15 л/сек стекает в море.

Выделяются два главных участка разгрузки горячих вод. Первый участок протяженностью около 140 м расположен на южном окончании песчаного пляжа. По всей его длине происходит обильное высачивание горячей воды. На втором участке протяженностью 100 м сосредоточены самые крупные источники валунного пляжа (3, 4, 5, 6, 7). Между этими источниками, образующими отдельные ручейки, горячая вода повсюду вытекает из-под валунов, перекрывающих коренные лавы. На указанных

Компоненты минерализации, мг/л и мг · экв/л								
Na ⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		Mn ²⁺		
760	32,60	175	8,75	100	8,00	1,0	0,03	
1000	42,50	68	3,42	123	10,09	0,0	0,00	
1025	44,60	91	4,55	137	11,27	0,0	0,00	
1046	45,49	49	2,46	158	12,99	10,0	0,36	
700	30,10	125	6,25	225	18,50	9,5	0,34	
1100	43,50	74	3,69	146	12,03	10,0	0,36	
1160	50,46	118	5,88	181	14,88	9,5	0,34	
1370	59,60	80	4,49	211	17,38	9,5	0,34	
900	39,15	60	2,99	152	12,53	9,5	0,34	
870	37,34	45	2,26	145	11,95	8,5	0,31	
760	32,60	225	11,50	200	16,40	9,2	0,33	
650	27,90	250	12,50	175	14,40	8,5	0,31	
1000	43,50	27	1,36	148	12,15	9,0	0,32	
810	35,23	103	5,16	160	13,18	9,0	0,32	
1000*	43,50	74	3,69	204	16,77	10,5	0,38	

двух участках разгружается до 60% всей горячей воды. Суммарный расход термальных вод на пляже составлял в 1973 г. около 300 л/сек, в 1974 г. снизился до 200 л/сек (субаквальная разгрузка не учитывалась). Определение расхода термальных вод вызвало большие затруднения из-за рассредоточенного характера выходов, расположенных к тому же в приливной полосе. Дебиты источников на песчаном пляже определялись путем проходки дренажных канав, а выходы из трещин и из-под крупных валунов оценивались визуально. Поэтому, несмотря на многолетний опыт исследователей, ошибка в определении общего дебита может достигать 50%.

Распределение температур в полосе разгрузки терм показано на рисунке. Примечательно, что на всем километровом участке нет холодных источников, и температура воды не повышается по мере приближения к еще не остывшему лавовому потоку. Легко заметить, что температурные максимумы соответствуют главным участкам разгрузки горячих вод. За период между наблюдениями в 1973 и 1974 гг. произошло понижение температуры источников на 5-7°. Равномерно на всем пляже в 1974 г. отмечен прогрев морской воды у кромки берега от 4,5 (нормальный температурный фон) до 12-25°.

Таблица 1 (окончание)

Номер источника	Местоположение, название источника	Компоненты минерализации, мг/л и мг. экв/л					
		Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		HCO ₃ ⁻	
	Валунный пляж						
X	Холодный	1296	36,58	464	9,66	200	3,28
1	Первый теплый	1810	51,04	254	5,28	258	4,24
2	Второй теплый	1688	47,60	296	6,16	442	7,24
3	Каменные ванны № 1	1681	47,40	304	6,32	440	7,22
4	Каменные ванны № 2	1296	36,58	553	11,51	863	14,14
4	Там же	1810	51,04	269	5,60	631	10,35
5	Гrotовый	2064	58,20	352	7,32	611	10,02
6	Красный	2510	70,79	341	7,10	606	9,93
7	Скрытый	1600	45,12	254	5,28	529	8,67
8	Крайний	1605	45,26	240	4,99	471	7,72
	Песчаный пляж						
9	из шурфа	1394	39,32	483	10,06	728	11,94
10	Из шурфа	1335	37,64	511	10,64	724	11,88
11а	Отбор в 200 м к югу от шурфа 11 (высачивание)	1780	50,20	288	5,99	353	5,78
11	Из шурфа	1499	42,02	312	6,50	556	9,12
11б	Отбор в 125 км к северу от шурфа 11 (высачивание)	1920	64,14	480	9,99	290	4,76

Вынос тепла береговыми источниками очень велик — 15000 ккал/сек в 1973 г. и 10000 ккал/сек в 1974 г., что сопоставимо с тепловой мощностью средних по величине гидротермальных систем Камчатки. Можно полагать, что разгрузка тепла субаквальными источниками не уступает по величине береговой.

Определенный интерес представляет химический состав термальной воды новых источников. Это гидрокарбонатно-хлоридная натриевая вода с повышенным содержанием магния, обогащенная многими микрокомпонентами (табл. 1). Обобщенная формула ионного состава следующая:

M 3,8–4,2. Cl (64–58) HCO₃ (28–19) SO₄ (18–16)/Na(52–48) Mg (32–24) Ca(21–11); pH 6,3–6,9 (1973 г.).

M 3,6–5,4 Cl (84–73) HCO₃ (16–7) SO₄ (14–6)/Na(74–42) Mg(25–17) Ca(9–5); pH 7,6–8,4 (1974 г.).

Из специфических компонентов в воде обнаружены (в мг/л): K до 150; H₂SiO₃ до 118; H₃BO₃ до 48; Br — 10; Fe — 10; Mn — 10; F — 2. Полуколичественный спектральный анализ сухих остатков вод показал: Mn — 0,4%; Sr — 0,01%; Al — есть; Ba — незначительные следы; Cu — следы. Нужно подчеркнуть, что в воде не обнаружены редкие щелочи и мышьяк — компоненты, характерные для многих типов термальных вод областей современного вулканизма. Источники на выходе отлагают красно-

	-H ₂ SiO ₃ . мг/л	H ₃ BO ₃	Общая минерализация, мг/л	Дата отбора пробы
	71	9	3130,4	18.VII 1973
	65	—	3656,1	25.VII 1974
	76	25	3852,1	25.VI 1974
	118	26	3940,1	25.VI 1974
	65	38	4013,5	16.VII 1973
	—	—	4171,4	25.VI 1974
	117	27	4771,2	25.VI 1974
	103	28	5400,5	25.VI 1974
	91	—	3713,2	25.VI 1974
	—	—	3520,5	25.VI 1974
	74	48	4073,2	15.VII 1973
	101	43	3949,5	15.VII 1973
	111	—	3854,1	27.VI. 1974
	107	29	3698,0	27.VI 1974
	84	—	4170,5	27.VI 1974

то-бурые налеты окислов железа. Химическим анализом в осадке обнаружено повышенное содержание фосфора (источник Гrotовый, 1973 г., июль): SiO₂ — не обн.; TiO₂ — 0,04; Al₂O₃ — 3,74; Fe₂O₃ + FeO—47,39; MnO — 0,17; MgO — 0,56; CaO — 7,32; Na₂O — 1,35; K₂O — 0,58; H₂O⁻ + H₂O⁺ — 19,30; P₂O₅ — 1,64; CO₂ — 2,49; S — не опр.; сумма — 84,75 (аналитик Т.В. Долгова, Ин-т вулканологии).

Спектральный анализ осадка показал содержание Cu — 0,15%; Zn — 0,02%; Mn. — 0,025%. Выпадение в осадок отдельных компонентов (железа, кальция, алюминия и др.) наблюдается в условиях резкого снижения температуры при контакте горячей воды с морской.

В 1973 г. по всему пляжу в местах разгрузки термальных вод наблюдалось интенсивное выделение газа. Струи мелких пузырьков пробурлькивали через горячую воду над трещинами, по которым высачивалась вода. В 1974 г. выделение спонтанного газа в источниках на всем участке разгрузки резко сократилось как в береговых, так и в подводных выходах. Заметно изменился и состав газа. Произошло резкое снижение количества CO₂ при соответствующем относительном увеличении содержания N₂ и CH₄ (табл. 2). Содержание радона в газе низкое — 5 эман.

На всем протяжении термального пляжа вода имеет довольно постоянный химический состав. Однако легко заметить, что горячие источники

Т а б л и ц а 2

Состав спонтанных газов термальных источников вулкана Алаид (об.%)

Место отбора пробы	Дата отбора	T°, C	$\delta^{13}C, \text{‰}$	CO ₂
Горячий Пляж	27.VI 1973	54	-12,1	81,10
	29.VI 1973	54	-11,6	74,00
	6.VII 1973	54	-12,3	70,06
	VIII 1973	54	He опр.	66,74
Каменные Ванны	28.VI 1973	42	-12,2	63,98
	5.VII 1973	42	-18,6	60,00
	VIII 1973	42	-13,1	60,70
Источник Красный	VI 1974	38	He опр.	49,70

Примечание: Аналитик Р.В. Гусева (Ин-т вулканологии); в августе 1973 г. пробы отбирал Г.А. Карпов (Ин-т вулканологии); изотопный анализ выполнен в Томском отделении СНИИГТИМС, погрешность + 0,03% при доверительной вероятности 95%.

в пределах главных участков разгрузки характеризуются относительно повышенной минерализацией вод, которая понижается к периферии термального пляжа. Некоторое изменение химического состава термальных вод в 1974 г. по сравнению с 1973 г. (см. табл. 1) связано со снижением термальной активности после извержения вулкана.

Гидрогеологическая обстановка района извержения типична для вулканов Курильских островов. Большое количество атмосферных осадков (около 2000 мм/год) обеспечивает обильное питание подземных вод. Модуль общего стока здесь составляет 50 л/сек·км². Конус вулкана Алаид сложен породами с высокой водопроницаемостью и большая часть воды стекает подземным путем. Питание подземных вод особенно интенсивно в начале лета. Подземный сток в это время достигает 40 л/сек·км² (по аналогии с Южной Камчаткой). Величина подземного (грунтового) стока в секторе инфильтрационного питания термальных вод на площади в 5–8 км² в начале лета должна составить примерно 300 л/сек.

На небольших островах, где и местным, и региональным базисом дренирования подземных вод является уровень моря, зона свободного водообмена близко соприкасается с зоной весьма затрудненного водообмена, поскольку промежуточная зона (относительно замедленного водообмена) значительно сокращена. Воды верхней гидродинамической зоны, циркулирующие в хорошо промытых эффузивно-пирокластических отложениях конуса вулкана, нейтральные (pH = 6,5), имеют минерализацию меньше 500 мг/л при несколько повышенном содержании хлоридов, что отчасти может быть связано с его золовым привнесом с моря.

Воды нижней зоны (подводного основания вулкана) должны характеризоваться высокой минерализацией, обусловленной влиянием морских вод в процессе роста острова-вулкана и длительным контактом со свежими продуктами вулканической деятельности: лавами, пирокластикой и в меньшей мере с эксгальциями. Близким аналогом этих вод, видимо,

	N ₂	O ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	He ₂
	11,70	1,96	5,16	0,08	3,03 · 10 ⁻³
	15,08	1,57	9,12	0,23	He опр.
	17,15	1,36	11,13	0,30	He опр.
	17,58	0,68	14,78	0,22	He опр.
	30,25	2,57	3,05	0,15	5,96 · 10 ⁻³
	36,29	1,95	1,62	0,14	He опр.
	31,00	1,70	6,23	0,37	He опр.
	29,08	1,09	20,08	0,05	He опр.

являются воды, вскрытые скважинами на горячем пляже (о. Кунашир) на периферии бассейна высокотемпературных терм (Дуничев, 1974).

Извержение вулкана Алаид в 1972 г. вызвало разгрузку термальных вод с быстро меняющимся температурным, гидрохимическим и динамическим режимом. Горячие источники появились не в первые месяцы после начала извержения и не рядом со взрывными воронками и лавовым потоком. Это заставляет искать другой, связанный с извержением, очаг нагрева подземных вод. Если считать, что прорыв Олимпийский вызван вторжением базальтовой дайки, вскрывшейся взрывными воронками, одна из которых послужила эффузивным каналом, то можно предполагать, что такая же дайка (или ее апофиза) внедрилась, не дойдя до поверхности, юго-западнее линии взрывных воронок. Подобный очаг нагрева мог бы быть более эффективным и долгоживущим, чем излившаяся на поверхность лавы и дегазированные во время извержения остаточные расплавы в лавовыводящих каналах. Землетрясения, предшествующие извержению, взрывы, вулканические дрожания во время извержения и вторжение магматических расплавов в приповерхностные части фундамента вулкана нарушили установившийся в этом секторе острова гидрогеологический режим. Прежде всего они вызвали раскрытие трещин, особенно сильное в старых вулcano-тектонических швах. Уже одно это привело к ускорению водообмена на данном участке. Но над тепловым очагом, который к тому же является источником высокотемпературных эманаций, действует целый комплекс факторов, обуславливающих локальную интенсификацию водообмена и, как следствие, локальное повышение уровня грунтовых вод и пьезометрических уровней вод трещинных зон в водоносных горизонтах, обладающих местным напором. К таким факторам можно отнести снижение вязкости термальных вод (при нагреве от 10 до 100° вязкость снижается в 6 раз), уменьшение их плотности при нагреве, а также явление газлифта при по-

явлении пузырьков спонтанного газа. Локальное повышение уровня грунтовых вод и местных пьезометрических уровней и привело, по нашему мнению, к появлению источников на пляже

О формировании химического состава термальных вод можно высказать следующие соображения. На дальней от места извержения окочности термального пляжа выходит источник минеральных вод с температурой 8–10° (ист. Холодный). По нашему мнению, состав вод этого источника отвечает составу вод зоны относительно замедленного водообмена, залегающих в нижних частях постройки острова-вулкана, под уровнем моря. Эти воды сформировались в результате взаимодействия инфильтрационных вод с вулканогенными породами, отложенными в морской среде, и водами поглощенного комплекса. Как показывает химический анализ, эти воды не являются продуктом прямого смещения морских и инфильтрационных вод (см. табл. 1). Термальные воды близки по составу водам источника Холодного. Это и дает основание предполагать, что для формирования Алайдских терм исходными являлись холодные минерализованные воды. Термальные воды отличаются от исходных повышенным содержанием основных компонентов минерализации и присутствием некоторых специфических вулканических компонентов (сера, бор, углекислота и некоторые другие). Повышенное содержание основных компонентов минерализации указывает на активизацию выщелачивания водовмещающих пород под влиянием повышения температуры и газонасыщенности вод над очагом нагрева. Газонасыщенность повышается в основном за счет углекислого газа, который может иметь как магматическое, так и метаморфическое происхождение. Изотопный состав углерода углекислого газа термальных источников не проясняет его происхождение ($\delta^{13}\text{C} = -11,6 \div -18,6\text{‰}$). В газе, выделяющемся из раскаленной трещины на вершине шлакового конуса $\delta^{13}\text{C} = -25,8\text{‰}$ (проба 1973 г.). Такое соотношение $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ отвечает их распределению во многих природных объектах (Галимов, 1968).

Насыщение вод CO_2 определяет интенсивное углекислотное выщелачивание горных пород и обогащение вод ионами Mg, Ca, K. Относительное повышение содержания этих ионов наглядно иллюстрируется соответствующими гидрохимическими коэффициентами (табл. 3). Отношение натрия к хлору в термах постоянно и близко к океаническому, что отражает длительный процесс формирования подземных вод в условиях контакта с морской средой.

Обогащение термальных вод магнием (до 225 мг/л) объясняется интенсификацией в связи с извержением процесса выщелачивания, как древних андезито-базальтовых пород главной постройки вулкана, так и вновь изверженных свежих еще не промытых пеплов базальтового состава. Концентрация магния меняется с температурой. В наиболее горячих водах помимо высоких концентраций магния наблюдается относительно повышенное содержание марганца и железа. Для районов активного вулканизма повышенные содержания марганца обычны для слабокислых и нейтральных вод.

Для термальных вод Алайда характерен определенный набор специфических компонентов (K, NH_4 , Mn, F, H_2SiO_3) при умеренной их концент-

Т а б л и ц а 3

Эквивалентные соотношения компонентов минерализации в минеральной воде источников на вулкане Алайд

№ источника	Na/Cl	Mg/Cl	K/Cl	SO ₄ /Cl
1973 г.				
X	0,891	0,218	0,038	0,264
4	0,822	0,506	0,098	0,317
9	0,829	0,503	0,098	0,256
10	0,743	0,382	0,103	0,280
1974 г.				
1	0,852	0,198	0,039	0,103
2	0,937	0,237	0,038	0,129
3	0,959	0,272	0,058	0,133
4	0,852	0,235	0,065	0,109
5	0,988	0,255	0,065	0,126
6	0,849	0,245	0,047	0,103
7	0,865	0,278	0,066	0,117
8	0,836	0,263	0,077	0,112
11а	0,838	0,313	0,073	0,154
11б	0,803	0,309	0,051	0,184
Морская вода	0,857	0,194	0,0181	0,103

рации. Микрокомпонентная специализация терм обусловлена временной активизацией недр вулкана и привнесом элементов как с глубины, так и в результате выщелачивания вмещающих толщ. Последние, как и содержащиеся в них воды, оказывают нейтрализующее влияние на глубинные термальные растворы.

Сравнительные данные по химическому составу и температуре вод в 1973 и 1974 гг. указывают на затухание очага их нагрева и источника вулканических эксгалляций. Произошло заметное ощелачивание растворов от слабо кислых (рН = 6,5–6,9) до щелочных (рН = 8,0–8,4), уменьшение газонасыщенности и концентрации породообразующих элементов.

Появление столь крупных термальных источников после относительно небольшого побочного извержения наблюдается впервые. Это явление представляет большой интерес для изучения активизации геохимических процессов в подземной гидросфере в связи с вулканическими извержениями. На вулкане Алайд наблюдается возникновение мощной открытой гидротермальной системы. Формирующиеся при этом термальные воды сложного химического состава играют заметную роль в выносе в море не только глубинных магматических компонентов, но и элементов, извлеченных из водовмещающих пород (вынос марганца, например, составляет более 100 т/год). Аналогичные процессы с еще большей эффективностью должны протекать при подводных извержениях. В то

же время термы вулкана Алаид по составу сильно отличаются от высокодебитных и высокотемпературных вод крупнейших гидротермальных систем Курильских островов, Камчатки и других районов современного вулканизма, что свидетельствует о разных путях их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко и др. Извержения вулкана Алаид в 1972 г. — Бюлл. вулканол. станций, 1974, № 50.
- Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., "Недра", 1968.
- Горшков Г.С. Каталог действующих вулканов Курильских островов. — Бюлл. вулканол. станций, 1957, № 25.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.
- Дуничев В.М. Вопросы генезиса гидротерм вулкана Менделеева на острове Кунашир (Курильские острова). В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., "Наука", 1967.

Ю Ф Манухин

Камчатское ТГУ

ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ДРЕНИРОВАНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Внутрикоровые системы дренирования (системы основных путей движения подземных вод в зоне насыщения) являются продуктом развития геоструктуры. Они могут охватывать всю гидрогеологическую структуру либо занимать какую-то ее часть, быть в согласии с ней или отрицать ее. Последнее относится к определенным этапам развития гидрогеологической структуры, когда молодые, преимущественно тектоногенные, системы дренирования полностью или частично выходят из-под контроля древней структуры и создают собственные наложенные гидрогеологические структуры прорывающего трещинно-жильного типа.

В геотермальных районах Камчатки основные пути циркуляции гидротерм, особенно на больших глубинах, связаны с дизъюнктивными нарушениями. Поэтому, не преувеличивая, можно считать, что трещинно-жильные системы дренирования здесь будут господствовать над всеми остальными.

В общем случае, опираясь на разработки Б.В. Боровского (Бабушкин и др., 1972), тектоногенную трещинно-жильную систему дренирования можно рассматривать как сеть крупных трещин различного раскрытия, обладающих относительно высокой водопроницаемостью и в ряде случаев отстоящих друг от друга на расстояния, соизмеримые с размерами области фильтрации. Эти трещины наложены на густую сеть микротрещин, реже — пор, и играют роль своеобразных подземных галерей, дренирующих воду, содержащуюся в блоках.

Изучение морфологии трещинно-жильных систем, равно как и разработка теории движения по ним жидкости, находится в начальной стадии.

Теоретическая динамика подземных вод с большой осторожностью обращается к этим природным объектам. И такое отношение можно объяснить целым рядом причин. Во-первых, морфометрия любой развитой трещинно-жильной системы дренирования, представляющей собой сочетание древовидных и ячеистых объемных структур, чрезвычайно сложна и детально изучить ее полевыми методами практически невозможно. Во-вторых, потоки, которые циркулируют в трещинно-жильных системах, при очевидной их неразрывности являются фрагментарными в том смысле, что пути их фильтрации обладают весьма различными сопротивлениями. В-третьих, как показали исследования Л. Кирали (Kiraly, 1970), направление тока в различных точках любой водонапорной системы может быть различным и не совпадать с общим наклоном пьезометрической поверхности, а в геотермальных районах движение воды на значительных участках может отклоняться от вероятного направления потока, подчиняясь контролю трещинных систем. Можно назвать и другие причины: например, нестабильность геометрии и водопроницаемости трещинно-жильных систем во времени, подверженность случайным блужданиям. Отсюда становится ясным, что еще неопределенное время многие вопросы, связанные с изучением строения и формирования трещинно-жильных систем на конкретных природных объектах, будут оставаться в стадии постановки, а решения некоторых из них будут рассматриваться как непроверенные гипотезы.

Но проблема формирования гидротермальных систем вулканических областей и практические задачи, в первую очередь связанные с выбором направления поисково-разведочных работ на термальные воды, настоятельно требуют, чтобы вопросы движения гидротерм конкретизировались хотя бы в самых общих представлениях.

Не затрагивая в данной работе природу движущих градиентов (это проблема особая), попытаемся рассмотреть вероятные закономерности движения гидротерм в упрощенной и упорядоченной трещинно-жильной системе дренирования.

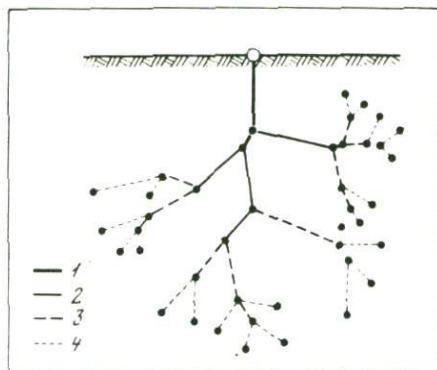
Решение задачи о дренирующем влиянии очага разгрузки для случая прямолинейной однородной проницаемой зоны, непосредственно связанной с этим очагом решена В.Н. Васильевой (1966) путем моделирования фильтрации.

Случай разветвленной трещинно-жильной системы гораздо сложнее. Поэтому, чтобы уяснить здесь общие закономерности движения гидротерм, предельно упростим эту систему. Представив в виде проекции на плоскость основные трассы системы с одним очагом разгрузки, либо построив ее продольный разрез, получим сетевую модель типа "дерево", аналогичную модели гидрографической сети.

Правомерность подобной аналогии вытекает из следующих общих моментов, с некоторыми допущениями, по нашему мнению, присущих этим двум различным системам дренирования:

1. В том и другом случае системы контролируют сток воды. Движение обеспечивается напорными градиентами: т.е. принцип движения допускаяется единый.

2. Внутрикоровая система дренирования и речная сеть ограничены областями питания, правда, для первой они выражены менее отчетливо.



Р и с. 1. Схема упрощенной и упорядоченной внутрикоровой системы дренирования; классификация путей циркуляции по Штраллеру (Хагетт, 1971)

Д р е н ы п о р я д к а : 1 — N (выходит в очаг разгрузки); 2 — (N - 1); 3 — (N - 2); 4 — (N - 3) и т.д. до порядка 1

3. Обе системы имеют области разгрузки.

4. Обе системы в своем развитии стремятся к тому, чтобы энергетические издержки на путях транзита воды сводились к минимуму, т.е. чтобы движение было упорядоченным.

Упорядочим трещинно-жильную систему дренирования в соответствии со схемой Штраллера (Хагетт, 1971), рис. 1. Принцип ее построения: неразветвленным конечным дренам присваивается порядковый номер 1; при слиянии этих дрена образуется дрена с порядковым номером на единицу выше и т.д. В этой схеме четко отражена последовательность увеличения площади водосбора.

Но сопротивление движению водного потока у внутрикоровой и поверхностной систем дренирования несоизмеримы. Поэтому для решения поставленной задачи, т.е. для уяснения самых общих закономерностей движения термальных вод по этой упорядоченной трещинно-жильной системе, воспользуемся методами фрагментации потока и зависимостями фильтрационных сопротивлений, которые широко применяются при расчетах дренажа (Боचेвер и др., 1965).

Под фильтрационным сопротивлением (Φ) понимается отношение перепада напоров (S) к расходу (Q):

$$\Phi = \frac{S}{Q} \quad (1)$$

Размерность Φ — сутки/м².

В практике вместо собственно сопротивления Φ принято оперировать показателем гидравлического сопротивления (f) — параметром, пропорциональным Φ :

$$f = \frac{akmS}{Q}, \quad (2)$$

где km — коэффициент водопроницаемости дрена; a — некоторый численный коэффициент, зависящий от схемы фильтрационного течения.

Суммарный эффект фильтрационных сопротивлений определяется следующими соотношениями:

$$Q_i = \frac{S_i}{f_i} \quad (3)$$

и

$$S_i = \sum_{j=1}^n \Delta S_j = \sum_{j=1}^n Q_j f_j, \quad (4)$$

где $i = 1, 2, 3 \dots (n-1)$, — для данного случая число дрен во внутрикоровой системе дренирования.

Сток гидротерм по главной конечной дрене порядка N , связанной с очагом разгрузки, складывается из суммы стоков по дренам порядка $(N - 1)$, впадающих в конечную, плюс дополнительное питание, которое она получает на всем своем протяжении.

Такая же закономерность должна быть присуща расходу каждой дрены порядка $(N - 1)$, $(N - 2)$ и так далее. Поэтому можно записать неравенство:

$$Q_N > \sum_2^n Q_{(N-1)} > \sum_{n+1}^m Q_{(N-2)} > \dots > \sum_{y+1}^z Q_1 \quad (5)$$

где $1, n, m \dots y, z$ — количество дрен каждого порядка.

Для стока по пути от каждой дрены первого порядка до дрены порядка N это неравенство еще более увеличивается, так как в развитой системе дренирования $1 < n < m \dots < z$; отсюда:

$$Q_1 \ll Q_2 \ll \dots \ll Q_{(N-1)} \ll Q_N. \quad (6)$$

Это выражение есть ни что иное, как закон стока, установленный для речных сетей, который формулируется так: "средний сток вдоль данного пути возрастает по мере увеличения порядка пути" (Хагетт, 1971).

Преобразуем неравенство (5), заменив Q на $\frac{S}{f}$, согласно зависимости (3)

$$\frac{S_N}{f_N} > \sum_2^n \frac{S_{(N-1)}}{f_{(N-1)}} > \sum_{n+1}^m \frac{S_{(N-2)}}{f_{(N-2)}} > \dots > \sum_{y+1}^z \frac{S_1}{f_1}. \quad (7)$$

Произведя еще одну подстановку в соответствии с зависимостью (2), получим:

$$\begin{aligned} \frac{Q_N}{a_N k m_N} &> \sum_2^n \frac{Q_{(N-1)}}{a_{(N-1)}^{k m} (N-1)} > \sum_{n+1}^m \frac{Q_{(N-2)}}{a_{(N-2)}^{k m} (N-2)} > \dots > \\ &> \sum_{y+1}^z \frac{Q_1}{a_1 k m}. \end{aligned} \quad (8)$$

Последнее неравенство, где каждый член представляет собой суммарное понижение напора при $f = 1$, отражает необходимое условие существования трещинно-жильной системы дренирования.

В то же время в естественных условиях для каждой пары внутрикоровых дрен соседнего порядка, ни одна из которых не выходит в очаг разгрузки, возможны следующие случаи:

$$\frac{Q_{(N-1)}}{a_{(N-1)} km_{(N-1)}} \gg \frac{Q_{(N-2)}}{a_{(N-2)} km_{(N-2)}}, \quad (9)$$

$$\frac{Q_{(N-1)}}{a_{(N-1)} km_{(N-1)}} < \frac{Q_{(N-2)}}{a_{(N-2)} km_{(N-2)}}, \quad (10)$$

$$\frac{Q_{(N-1)}}{a_{(N-1)} km_{(N-1)}} = \frac{Q_{(N-2)}}{a_{(N-2)} km_{(N-2)}}. \quad (11)$$

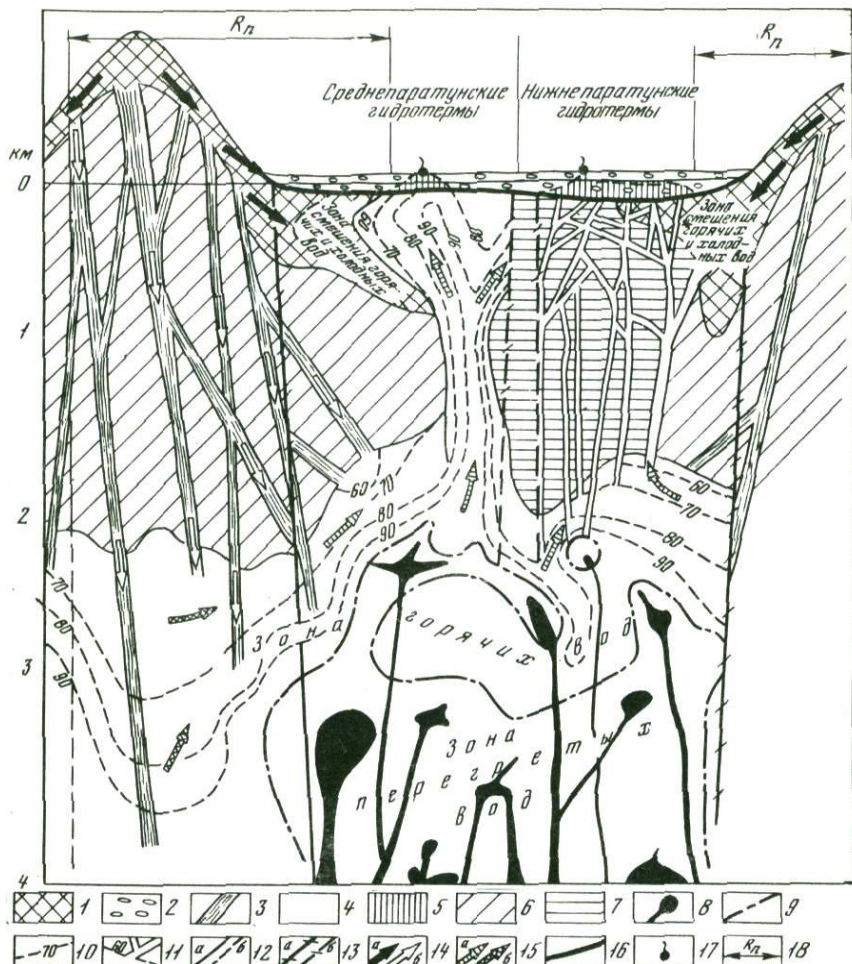
В первом случае (9) следует ожидать скачкообразного снижения пьезометрического уровня на участке впадения дрены порядка $(N - 2)$ в дрену порядка $(N - 1)$ и соответственно этому резкого ускорения движения гидротерм. Такие участки будут представлять своеобразные отрицательные гидродинамические аномалии, или внутрикоровые "очаги дренирования", о существовании которых в свое время писали В.А. Кротова (1966) и А.М. Овчинников (1968).

Другой вариант (10) возможен при резком ухудшении водопроницаемости дрены более высокого порядка либо в результате ее кольматации, либо подпруживания потока, которое в геотермальных районах чаще всего может быть связано с тектоническими смещениями, поперечными основному направлению движения гидротерм. Давление в дрене значительно повышается. Это тот случай, когда создаются предпосылки для формирования новых очагов разгрузки, связанных с боковыми дренами или для изменения направления потока в обход барража. Оба случая весьма характерны для молодых, нестабильных систем дренирования, какими и являются современные гидротермальные системы.

Третье условие — условие покоя — по-видимому, для геотермальных районов не характерно.

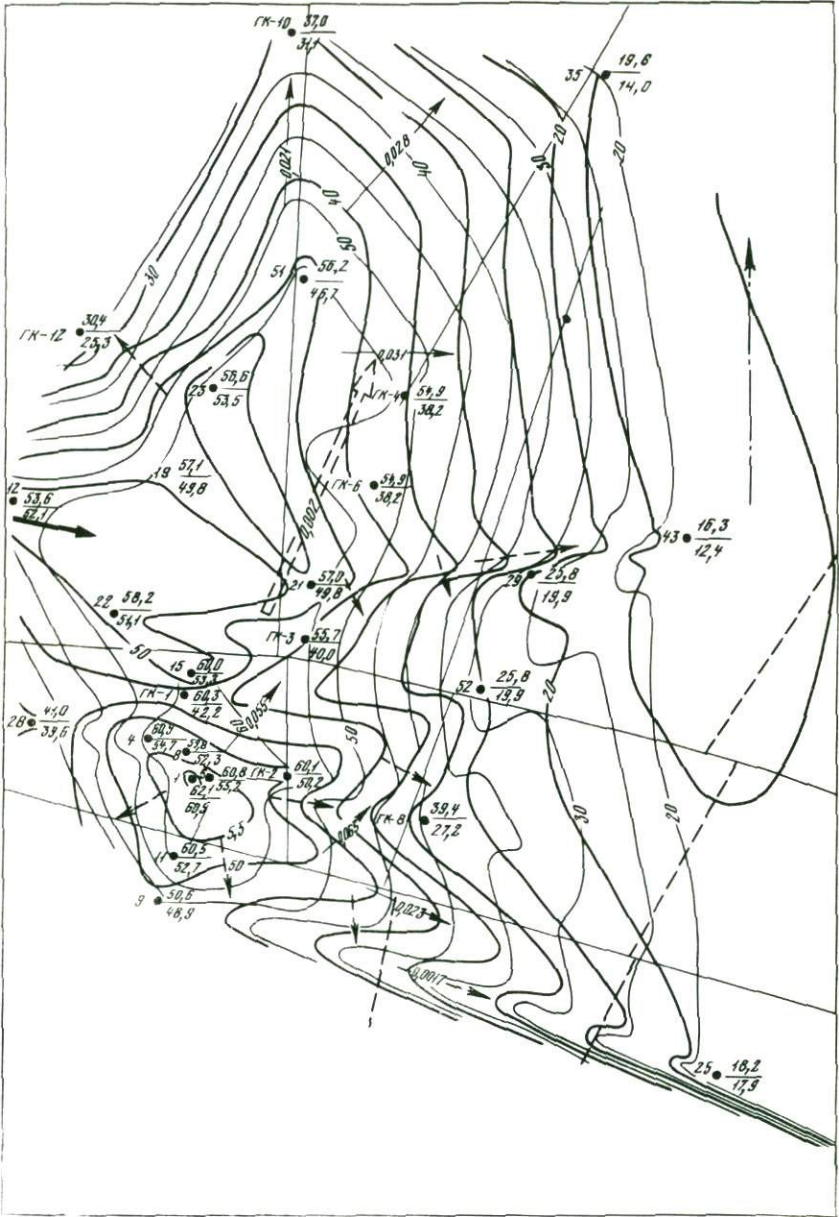
Вышеизложенные соображения справедливы, если в пределах границ водонапорной трещинно-жильной системы движения градиенты имеют одну природу. Но намеченные закономерности могут быть нарушены, когда в эту систему вторгнутся воды, сформированные вне ее, либо на каких-то участках воды приобретут иные физические и гидравлические параметры. При таком положении в каждом конкретном случае нужно учитывать степень антагонизма вод, помня при этом, что уже существовавшая ранее система дренирования будет играть огромную роль в организации движения инородных вод.

Современные гидротермы, доступные нам для изучения, являясь по В.В. Аверьеву (1966), продуктом смещения метеорных вод и эндогенного флюида, в гидродинамическом смысле формируются на глубине в результате взаимодействия трех разнонаправленных потоков: 1) восходящего потока глубинного флюида; 2) латерального потока подземных вод, циркулирующих в гидрогеологической структуре и на разных этапах раз-












Р и с. 2. Принципиальная схема формирования Паратунской гидротермальной системы на примерах Среднего и Нижнего участков

1 — область фильтрации холодных вод зон интенсивного свободного и относительно замедленного (затрудненного) водообмена; 2 — грунтовый поток в рыхлых четвертичных отложениях; 3 — глубокие зоны проницаемости и активной фильтрации холодных вод; 4 — область фильтрации термальных вод, участвующих в интенсивном водообмене в пределах гидротермальной системы; 5 — очаг разгрузки термальных вод; 6 — область, непроницаемая для холодных вод и относительно проницаемая для термальных; 7 — участки, непроницаемые для холодных и термальных вод; 8 — флюидоподводящие каналы (системы глубинных разломов) и места их внедрения в водонапорную систему; 9 — граница зоны перегетых вод; 10 — геозотермы, 0°C; 11 — системы трещин, выводящих дифференцированный гидротермальный раствор; 12 — разломы: а — не являются экранами на пути движения холодных и термальных вод; б — экранирующие; 13 — разломы: а — непроницаемые; б — частично проницаемые; 14 — направление движения холодных вод: а — трещинных и пластово-трещинных, б — трещинно-жилвных; 15 — направление движения термальных вод: а — слаботермальных к области разогрева; б — термальных к области разгрузки; 16 — относительный водоупор артезианского бассейна; 17 — термальные источники; 18 — радиус водного питания гидротермальной системы



0 125 250 375 500 м

- | | | | | |
|---|---|---|---|---|
|  1 |  2 |  3 |  4 | |
|  5 |  6 |  7 |  8 |  9 |

вития гидротермальной системы в различной степени участвующих в ее водном питании; 3) нисходящего глубинного потока инфильтрационных вод, являющегося составной частью гидротермальной системы инфильтрационного типа.

Если структуру гидротермальной системы рассматривать как структуру "дерева", то глубинную область ее формирования, область смещения трех потоков, можно уподобить корневой системе, каждая из генетических ветвей которой должна обладать собственной упорядоченной структурой. Вся глубинная зона смещения в нашем представлении является внутрикоревым очагом дренирования, где "пластовое" давление значительно уменьшается благодаря падению вязкости воды и ускорению ее движения.

Область транзита термального потока в некоторых случаях на восходящей ветви можно сопоставить со стволом дерева (рис. 2, Среднепаратунский участок). В других случаях (рис. 2, Нижнепаратунский участок) структура потока гораздо сложнее. В верхних частях гидрогеологической структуры образуется зона растекания с сублатеральным движением воды — крона гидротермального дерева, которой предстоит еще частично сконцентрироваться в одной или нескольких дренах, выходящих в очаг разгрузки. Таким образом, движение гидротерм в верхней части гидрогеологического разреза, наиболее доступной для изучения и имеющей сегодня наибольший практический интерес, можно отдельно рассматривать с вышеизложенных позиций упорядоченной структуры трещинно-жильной системы дренирования.

Карты гидроизопьез детально изученных геотермальных месторождений Камчатки (Паужетского, Больше-Банного, Паратунского), построенные по приведенным напорам, свидетельствуют о значительной сложности и фрагментированности термальных потоков. В настоящее время у нас нет ни достаточных данных, ни знаний, чтобы представить достоверную объемную модель движения термальных вод. Но уже сейчас, рассматривая эти карты как единую трещинно-жильную систему дренирования и привлекая комплекс геологических и гидрогеологических сведений, можно обнаружить отдельные элементы этой системы, что дает основание для более вероятной интерпретации гидродинамической обстановки на месторождениях (рис. 3).

Р и с. 3. Схема движения подземных вод на Среднем участке Паратунского месторождения (составили Е.Л. Красвая и Ю.Ф. Манухин)

1 — слева от точки указан номер буровой скважины; числитель дроби — абсолютная отметка замеренного уровня, м; знаменатель — абсолютная отметка приведенного напора гидротерм, м; 2 — изолинии приведенных напоров гидротерм — гидроизопьезы; 3 — гидроизопьезы замеренных уровней; 4 — тектонические нарушения; 5 — основное направление латерального движения гидротерм на крыльях куполов прорыва глубинных вод в верхнюю часть артезианского бассейна; 6 — местное направление движения гидротерм, связанное со структурой внутрикоревых зон дренирования и относительно слабопроницаемых зон; 7 — основное направление латерального движения термальных вод в глубинах артезианского бассейна; 8 — направление движения холодных вод, питающих верхнюю часть артезианского бассейна; 9 — общее направление движения вод в верхней части артезианского бассейна. Цифра на стрелке — пьезометрический уклон

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм, т. I, М., "Наука", 1966.
- Бабушкин В.Д., Лебединская З.П., Леви Л.З.* и др. Прогноз водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах. М., "Недра", 1972.
- Бочевер Ф.М., Гармонов И.В., Лебедев А.В., Шестаков В.М.* Основы гидрогеологических расчетов. М., "Недра", 1965.
- Васильева В.Н.* Опыт оценки дренирующего влияния очагов разгрузки на глубокие зоны водонапорных систем. — Изв. высш. учебн. заведений. — **Геология** и разведка, 1966, № 3.
- Кротова В.А.* Роль зон разгрузки подземных вод в формировании углеводородных скоплений и их нефтепоисковое значение. — Сов. геология, 1966, № 3.
- Овчинников А.М.* Очаги разгрузки напорных вод и их геохимическое значение. — Сов. геология, 1968, № 7.
- Хагетт П.* Сетевые модели в географии. — В кн.: Модели в географии. М., "Прогресс", 1971.
- Kiraly* ' Linfluence de l'hetereogeneite et de la permieabilite 'sur les systems d'ecoulement. — Bull. ver. Sehueiz. Petrol. — Geol. und Ing., 1970, 37, N 91.

А.А. Дзюба

Институт земной коры СО АН СССР

СОВРЕМЕННАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

В районах вне современного вулканизма явления гидротермальной деятельности обычно связываются со складчатыми системами. Как правило, принимается, что в складчатых системах гидротермы формируются в результате проникновения поверхностных вод на ту или иную глубину, нагревания, обогащения эндогенными компонентами и последующей восходящей разгрузки. Так или иначе формирование горячих водных растворов объясняется здесь недавним потухшим вулканизмом.

Менее освещены в литературе явления гидротермальной деятельности на древних платформах, в частности на их плитах. В настоящее время благодаря увеличению объемов нефтепоискового бурения получен особенно богатый материал. Наиболее отчетливо гидротермы проявляются в скважинах в виде аazonальных подземных вод. Температура таких вод превышает (иногда на несколько десятков процентов) фоновую температуру подземных вод на соответствующих глубинах. На участках вскрытия описываемых вод повышенную температуру имеют и породы. Детальные термометрические исследования показывают, что прогретые породы образуют вертикально расположенные цилиндрические формы.

Гидрогеотермические аномалии широко известны на плитах Сибирской и Русской платформ, объяснение их природы имеет принципиальное значение. Обычно гидрогеотермические аномалии связываются с восходящими межпластовыми перетеканиями подземных вод в пределах осадочного

чехла. Однако в этом случае не учитывается ряд важнейших геологических факторов. Прежде всего противопоставляются гидротермальные процессы на платформах и в складчатых системах. В силу существенного различия геолого-тектонической структуры этих регионов гидрогеологическая обстановка их рассматривается независимо одна от другой. Однако придавать решающее значение нисходяще-восходящей циркуляции вод в складчатых системах и замыкать гидродинамические явления осадочным покровом на плитах платформ — это значит отрицать единство глубинной подземной гидросферы Земли и игнорировать возможные источники флюидов на больших глубинах.

Из теоретических и экспериментальных данных известно, что породы, будучи расплавленными, обладают повышенной электропроводностью. Электрические зондирования, проведенные в последние годы, показали, что слои повышенной проводимости имеются и в недрах Земли. Это не только подтверждает сейсмические данные о пластичном состоянии вещества на больших глубинах, но позволяет предполагать, что в недрах имеются расплавленные породы.

Обратимся к Сибирской платформе и Байкальской рифтовой зоне (Косыгин и др., 1963; Булмасов и др., 1968; Зорин, 1968). В рифтовой зоне первый сверху слой повышенной электропроводности залегает на глубине 16–20 км, кровля которого располагается на 70–80 км (см. рисунок на вкладке). Электрическое поле хорошо согласуется с наличием геотермической аномалии в пределах Байкальской рифтовой зоны.

Особо подчеркнем, что аналогичные слои повышенной электропроводности прослеживаются и на Сибирской платформе (работы В.И. Поспелова, В.П. Горностаева и других исследователей). В отличие от Байкальского рифта, где, по-видимому, расплавленные породы приближены к дневной поверхности, на плите платформы они резко погружены. Наиболее выдержанный прослой повышенной электропроводности располагается на глубине 100–120 км (при мощности земной коры около 40 км).

Представляется, что слои повышенной электропроводности это не пассивные изолированные образования, а толщи, которые являются поставщиками магматического вещества. В Байкальской рифтовой зоне, где описываемые прослои находятся на небольших глубинах, наиболее широко развиты гранитоиды — породы, характерные для земной коры. На платформе наиболее выдержанный слой повышенной электропроводности приурочен к верхней мантии. Соответственно магматизм здесь базальтовый и ультраосновной (Владимиров и др., 1969).

Ограничение гидрогеотермических аномалий межпластовыми перетеканиями на плитах не учитывает, наконец, и такого глобального явления, как тектонико-магматическая активизация. Известно, что буквально на всех (в общем-то жестких) древних платформах Земли имел место прорыв глубинного вещества на поверхность.

Обычно принимается, что тектонико-магматическая активизация ограничивается временем внедрения расплавленного материала. Однако гидрогеотермические аномалии позволяют предполагать, что на платформах после стадии извержения происходит унаследованное выделение летучих компонентов магмы. Логично допустить различную интенсивность дина-

мики вулканизма и гидротермального процесса. На этапах наиболее активных тектонических подвижек и максимальной раскрытости разломов из областей повышенной электропроводности извергается магма. На стадиях менее напряженной (но активизированной) тектонической деятельности разломы приоткрыты, но не настолько, чтобы служить проводником магмы. В это время расплавленные породы поставляют летучие компоненты.

Доказательства о поступлении флюидов из фундамента платформ достаточно разнообразны.

По данным В.Н. Знамировского (1966), в южной части Сибирской платформы имеются многочисленные проявления киновари, галенита, пирита и других гидротермальных минералов. Они интересны по двум причинам. Во-первых, площадь распространения этих минералов (всего описано около ста проявлений) значительно шире, чем площадь развития траппов. Во-вторых, возраст рудообразования не только мезозойский, но и более молодой — палеоген-неогеновый и даже четвертичный. Все это подтверждает предположение, что гидротермальная деятельность протекает не только в моменты магматических извержений, но обусловлена и неотектогенезом. О восходящих потоках из фундамента свидетельствует также температура аazonальных вод. В области аномалий температура вод, как правило, выше, чем фоновая температура пород поверхности фундамента. Нередко аazonальным водам свойственна повышенная гелиеносность.

Гидротермальная деятельность имеет место и на щитах древних платформ; обычно этому уделяется недостаточное внимание. Проявления вод с аномально высокой температурой отчетливо выражены на Алданском щите, консолидировавшемся еще в дорифейское время. По данным П.Н. Лугового, Р.С. Кононовой, Е.Е. Жиркова, на р. Олекме, в районе устья ее правого притока Тунгурчакан, в разломе массива кристаллических пород прослеживается серия родниковых выходов подземных вод, температура которых достигает 20—48^o. Преобладающие компоненты в воде — хлор и натрий. Правда, горячие источники в верховьях р. Олекмы располагаются на продолжении Байкальской рифтовой зоны, и можно предположить, что этим и объясняются благоприятные условия для восходящих движений подземных вод. Но аналогичная картина имеет место и на Украинском щите. В частности, глубинность процессов подтверждается проявлениями углекислых вод в Хмельниках. По устному сообщению А.Е. Бабинца, углекислые воды на Украинском щите имеют довольно широкое распространение.

Возможно, что неотектонические движения плит древних платформ слишком умеренны, чтобы обеспечить раскрытие разломов.

На Сибирской плите не обнаружено ни одного термального родника. По данным карты новейшей тектоники, в пределах Прибайкалья, где гидротермальная деятельность выражена отчетливо, амплитуда деформации донеогеновой поверхности за неоген-четвертичное время достигает 3000—4000 м. На смежной же территории плиты неоген-четвертичные деформации составляют всего несколько десятков метров, лишь иногда несколько сотен метров. Как видно, величины не соизмеримы. Однако о раскрытии разрывных нарушений свидетельствуют многочисленные гидротермические аномалии в Печорском артезианском бассейне. Аномалии наблю-

даются в скважинах. Особенно показательно, что здесь же прослеживаются термальные родники (Пым Ва-шор на р. Адзье и др.). Печорскому артезианскому бассейну соответствует, как известно, древняя, эпибайкальская, стабильная плита. Как и на Сибирской платформе, неотектонические подвижки ее около сотни метров.

Обычно принимается, что для обеспечения нисходяще-восходящего движения подземных вод в горно-складчатых районах гидравлические напоры обусловлены контрастностью рельефа. Трудно доказать, что в условиях расчлененной местности поверхностные воды не могут фильтроваться на какую-то глубину и затем разгружаться. Однако признание разрузки гидротерм из фундамента плиты платформы рисует отличную картину со сглаженными формами плит на любом уровне: на дневной поверхности, на осадочных пластах, на поверхности фундамента. Предпосылкой для динамики вод нет и логичнее допустить, что на платформе и в складчатых системах гидротермы движутся только в одном направлении — из глубины.

Предполагается, что в горно-складчатых районах гидротермы формируются за счет пресных поверхностных вод. В условиях же плиты древней платформы необходимо допустить, что в фундамент фильтруются концентрированные (с минерализацией до 500–600 г/л) рассолы. Эффективность подобного процесса трудно представить. Возникает необходимость чрезвычайно сложной эволюции химизма: перераспределение солевого и газового состава рассолов по мере их погружения в фундамент (сопровожаемое увеличением температуры и давления) и только после этого обогащение новыми глубинными компонентами.

Небезынтересна ориентировочная оценка баланса рассолов на юге Сибирской платформы. Здесь намечается конкретный, а именно подсолевой, комплекс, из которого можно предположить фильтрацию рассолов в фундамент. Расчеты показывают: чтобы заполнить возможный объем трещин нисходящего и восходящего каналов, потребуется столько же рассолов, сколько их всего содержится в подсолевом комплексе.

Рассмотренные материалы позволяют заключить, что благодаря неотектогенезу в современной геологической обстановке даже на стабильных структурах, какими являются древние платформы, происходит выделение гидротермальных растворов. Гидротермы мобилизуются, по видимому, из пород, находящихся в расплавленном состоянии. Исходя из единства глубинной подземной гидросферы платформ и складчатых систем, представляется, что летучие компоненты вулканического процесса выделяются преимущественно из магмы, а не формируются в результате простого захвата морских и инфильтрационных вод в приповерхностной зоне.

ЛИТЕРАТУРА

- Будмасов А.П., Горностаев В.П., Мандельбаум М.М. и др. Глубинное магнито-тектоническое зондирование в Прибайкалье. — В кн.: Байкальский рифт. М., "Издвука", 1968.
- Владимиров Б.М., Зорин Ю.А., Одинцов М.М., Хренов П.М. О глубинном положении кровли астеносферного слоя под платформами и подвижными поясами (на примере Восточной Сибири). — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4.

- Знамировский В.Н.* Ртутная и ассоциирующая с ней минерализация на юге Сибирской платформы. — Сов. геология, 1966, № 12.
- Зорин Ю.А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1968.
- Косыгин Ю.А., Ваньян А.Л., Соловьев В.А., Харин Е.П.* Новые данные о глубинном строении Прибайкалья. — Докл. АН СССР, 1967, т. 151, № 5.

В.А. Дрознин, А.А. Разина

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

О ПРИРОДЕ ГЕЙЗЕРНОГО РЕЖИМА

Гейзеры — это пароводяные источники периодического действия. Практический интерес к исследованию природы и механизма гейзеров вызван необходимостью преобразования режима пароводяных скважин из гейзерного в постоянный, так как по условиям эксплуатации скважины, работающие в гейзерном режиме, не используются.

Теоретически следует ожидать, что гейзеры несут большую, чем постоянные источники, информацию о глубинных условиях, так как характеризуются большим числом параметров.

Наконец, свойство периодичности извержений обуславливает интерес к гейзерам как к естественным моделям периодичности вулканических извержений (Асланян, 1959; Iwasaki, 1962; Дрознин, 1971).

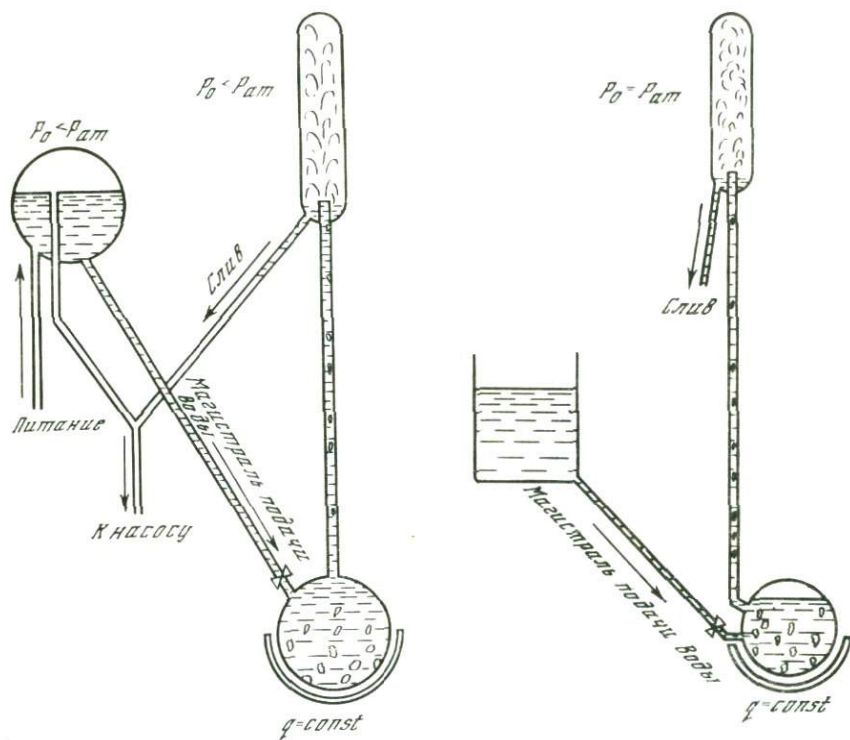
Рассмотрим основные представления о гейзерном процессе.

подавляющее большинство работ, посвященных предположениям о механизме работы гейзеров, основано на принципе смешения двух потоков различного теплосодержания (White, 1967, Rinehart, 1970; Мержанов и др., 1970). Такой подход является следствием предположения о том, что возникновение пароводяных источников происходит в результате смешения эндогенного пара и инфильтрационной воды непосредственно в зоне питания источников. Анализ данных по термометрии скважин, пробуренных в пределах геотермальных систем, показал, что в продуктивных пластах происходит напорная фильтрация воды, а не пара. Однако принцип смешения наиболее просто объясняет периодичность работы гейзера.

На рис. 1 приведена схема модели гейзерного процесса, основанной на принципе смешения (Мержанов и др., 1973). Модель состоит из канала, в нижней части которого, условно называемой камерой, осуществляется нагрев "холодной" воды, поступающей в камеру из питающего сосуда. Повышение температуры в камере достигается (Мержанов и др., 1970) путем подвода "горячей" воды с постоянным расходом; подогрев в модели осуществляется источником постоянной мощности. Давление в системе поддерживается ниже атмосферного, что позволяет работать с водой, имеющей температуру меньше 100°C.

Цикличность работы данной модели выглядит следующим образом.

1. Заполнение системы. После очередного извержения канал и часть камеры свободны от воды. Оставшаяся вода имеет $T_{кип}$ соответствующую давлению внешней среды P_0 . Под действием гидро-



Р и с. 1. Схема модели со смещением

Р и с. 2. Схема модели с аккумуляющей пар емкостью

статического напора холодная вода из питающего сосуда поступает в камеру, охлаждая ее и прекращая в ней кипение. Заполнение канала происходит с уменьшением расхода вследствие падения гидростатического напора (по принципу сообщающихся сосудов).

2. С л и в. Достигнув выходного среза канала, вода начинает сливаться; подогрев камеры продолжается и ведет к закипанию воды в системе.

3. И з в е р ж е н и е. При достижении в камере температуры воды, равной температуре кипения, при соответствующем давлении в камере происходит образование пара. Пузыри пара, прорываясь в канал, выталкивают из него часть воды, способствуя падению давления в камере, что ведет к объемному вскипанию всей массы перегретой воды и самоускоряющемуся процессу разгрузки. Извержение заканчивается после опорожнения канала и части камеры. Далее процесс повторяется.

Изменение режимов производится варьированием мощности нагревателя, расхода "холодной" воды, величины давления в системе (табл. 1).

В работе (Нехорошев, 1959) обращается внимание на то, что принцип смещения не следует понимать только как смешение двух потоков. При парообразовании в результате понижения давления вся вода не может

Таблица 1

Режимы работы модели со смещением

№	Расход холодной воды, г/сек	Мощность нагревателя, кал/сек	Давление в системе, кг/м ²	Период, сек	Время заполнения, сек	Время слива, сек
1	15	110	0,18	322	175	122
2	4,0	110	0,18	324	274	54
3	4,0	110	0,28	295	205	64
4	15	110	0,28	345	158	160
5	15	144	0,18	264	226	12
6	4,0	144	0,18	Пульсирующий источник		
7	15	144	0,28	249	186	37
8	4,0	144	0,52	243	136	80
9	15	144	0,52	194	82	88
10	4,0	166	0,18	Пульсирующий источник		
11	15	166	0,18	То же		
12	15	166	0,25	183	150	9
13	4,0	166	0,25	Пульсирующий источник		
14	15	166	0,52	155	78	55
15	4,0	166	0,52	200	160	16
16	10,0	144	0,28	365	105	240

Примечание: Объем камеры $V = 2200 \text{ см}^3$, высота канала $h = 180 \text{ см}$.

превратиться в пар. По мнению А.С. Нехорошева, в канале гейзера существуют условия, когда пар обгоняет воду, из которой он образуется. Влияния оставшейся "депарированной" воды достаточно, чтобы вызвать задержку поступления пароводяной смеси на поверхность. Нетрудно показать, что для рассмотренных моделей период между извержениями может быть определен как время прогрева воды в камере до температуры кипения при мгновенно заполненной системе.

Другим направлением (Iwasaki, 1962) в объяснении периодичности гейзеров является предположение об особой геометрии подземной системы, существовании аккумулярующих пар емкостей.

Схема модели (рис. 2) с использованием аккумуляющей емкости выглядит следующим образом.

После извержения канал и часть камеры свободны от воды. Оставшаяся вода имеет температуру $T_{\text{кип}} = 100^\circ\text{C}$. Холодная вода поступает из питающего сосуда в камеру, охлаждая ее и прекращая в ней кипение. Часть камеры и канала заполняется соответственно положению уровня в питающем сосуде. В процессе прогрева испарение происходит со свободной поверхности в камере в паровую подушку. Рост массы пара в ней ведет к увеличению ее объема и вытеснению части воды в канал. Канал заполняется, далее следует стадия слива. Когда паровые пузыри прорываются в канал, вследствие уменьшения статического давления идет быстрая самопроизвольная разгрузка камеры. После стадии испарения цикл повторяется.

Изменение режимов (табл. 2) производилось варьированием мощности нагревателя и расхода питающей воды, а так же геометрии системы.

Таблица 2

Режимы работы модели с аккумуляющей емкостью

№	Мощность нагревателя, кал/сек	Период, сек	Время заполнения, сек	Время слива, сек	Диаметр канала, мм	Положение камеры
1	130	561	463	19	7,5	I
2	130	560	469	19	8	I
3	130	504	410	17	10	II
4	130	580	482	22	12	I
5	130	589	491	19	18	II
6	130	708	596	21	28	II

Примечание: Объем камеры $V = 2600 \text{ см}^3$, высота камеры $h = 165 \text{ см}$.

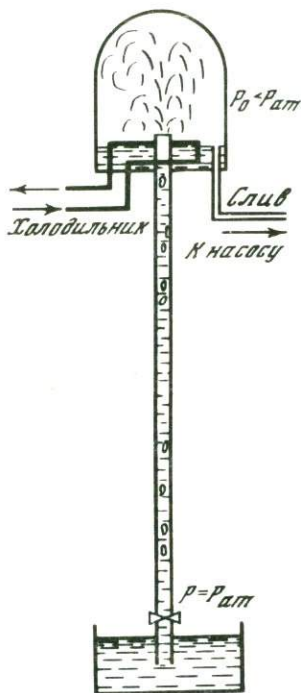
В работе В.Н. Ентова (1964) на основе рассмотрения стационарных характеристик скважин и пласта (Архангельский, 1958) формулируется условие периодичности газированных нефтяных скважин. Метод расчета характеристик канала, заполненного пароводяной смесью, изложен в работе (Дрознин, 1971).

На рис. 3 представлена схема модели пароводяной скважины. Из нижнего сосуда под действием вакуума, создаваемого в верхней колбе форвакуумным насосом, по стеклянной вертикальной трубке засасывается горячая вода с температурой $T^\circ\text{C}$. Стеклянная трубка сообщается с сосудом посредством вакуумного резинового шланга с зажимом, позволяющим регулировать расход. Для стабилизации режима, нарушаемого разогревом колбы в процессе работы модели, в ней смонтирован спиральный холодильник с проточной холодной водой. Давление, создаваемое в колбе форвакуумным насосом, соответствует упругости водяных паров при температуре холодильника и моделирует атмосферное давление природных условий. Температурой воды в сосуде моделируется температура вод в пласте. Сопротивление на зажиме соответствует сопротивлению пласта. Различие сопротивлений заключается в том, что в пласте расход пропорционален перепаду давлений, на сужении же квадрат расхода пропорционален величине перепада давлений. Кроме того, пласт обладает некоторой упругостью, учитываемой коэффициентом пьезопроводности. Предполагается, что поправка на разницу сопротивлений пласта от сопротивления на сужении может быть введена аналитически.

При соблюдении условия возникновения гейзерного режима, когда расход меньше оптимального $Q < Q_{\text{опт}} = 0,8D^{-2/5} \text{ г/сек}$, наблюдается следующая схема процесса.

После извержения верхняя часть трубки полностью опорожняется, в средней части находится охлажденная при парообразовании депарированная вода, в нижней — засасываемая из сосуда горячая вода. Оказывается, что на уровне горячей воды давление меньше давления насыщения, и в части нижнего столба идет парообразование. Пузырьки пара поднимаются по столбу депарированной воды, прогревая ее и, прорываясь к поверхности, образуют в верхней части трубки зону свободного течения пара.

Р и с. 3. Схема модели пароводяной скважины



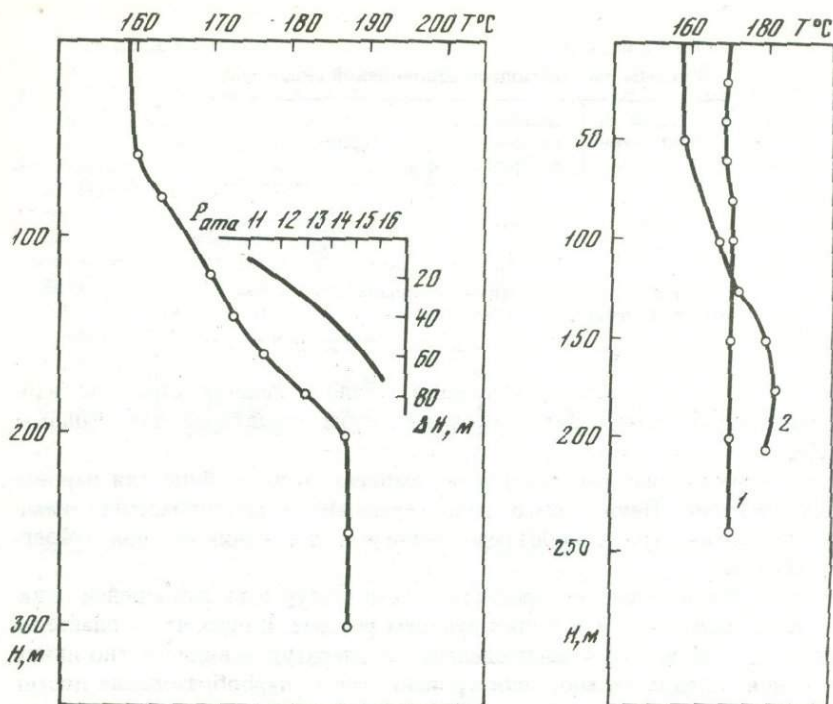
Уровень воды в трубке непрерывно повышается. В зависимости от величины расхода можно получить стадию излива, следовательно, разностное давление и в конце концов стадию извержения. На модели можно получить извержение и без слива, при этом уровень воды находится ниже верхнего среза трубки, а средняя зона депарированной воды постепенно исчезает, прогреваемая восходящими пузырьками пара. Наконец, несмотря на существование в верхней части трубки столба жидкости, все еще поглощающей пар, в некотором слое пузырьков скапливается так много, что образуется паровая пробка-снаряд, которая быстро поднимается вверх, интенсивно перемешивая воду и увлекая с собой часть горячей воды. Один из снарядов прорывается к поверхности, затем свободно расширяется и выталкивает из трубки часть воды, создавая обычно наблюдаемый на многих гейзерах

характерный предварительный всплеск. На некоторое время процесс замирает, так как на уровне максимального паронасыщения где образовался снаряд, температура уменьшилась, а сброс давления не являлся достаточным, но уже через небольшой промежуток времени из-за конвективных токов и продолжающегося прогрева восходящими пузырьками пара вновь возникает снаряд пара, который выталкивает часть воды из трубки. Количество центров снарядообразования резко возрастает, из трубки изливается верхняя часть воды, уже насыщенная пузырьками пара. Во внутренней части трубы интенсивное движение снарядов, догоняющих друг друга, приводит к опорожнению трубы, причем в верхней части возникает пенообразный режим. В то же время начинается опускное движение депарированной воды, сопровождающееся характерными щелчками.

Период между извержениями зависит от расхода и степени перегрева (разницы температур холодильника и горячей воды). Модель была испытана на режимах, приведенных в табл. 3.

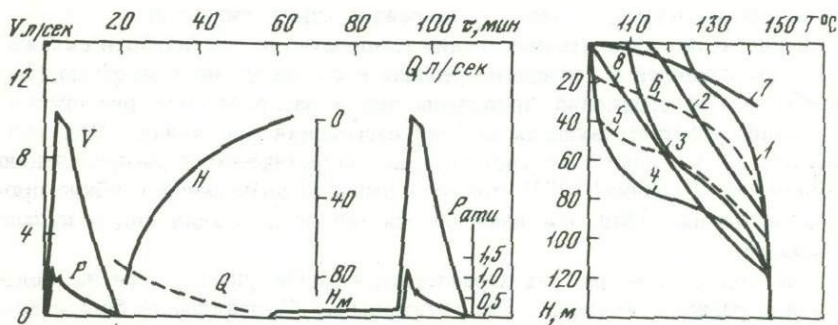
Во всех рассмотренных моделях четко выделяются основные стадии гейзерного процесса: извержение, парение, слив; более того, при изменении параметров можно получить на каждой модели все типы пароводяных источников — постоянный, пульсирующий, гейзерный, парящий.

И. Ивасаки (Iwasaki, 1962) придерживается мнения, что каждый гейзер обладает своими определенными особенностями геометрии канала или условиями питания, т.е. предполагается равновероятность любой мо-



Р и с. 4. Распределение температур в скважине К-13

Р и с. 5. Распределение температур в скважине РЗ-2



Р и с. 6. Распределение температур и изменение расхода, давления, теплосодержания и уровня воды во времени на скважине Р-1

1-1'; 2-6'; 3-12'; 4-18'; 5-24'; 6-40'; 7- Π_H ; 8- Π_p (Т)

Т а б л и ц а 3

Режимы работы модели пароводяной скважины

Расход, г/сек	Давление в системе, кг/см ²	Период, сек
1,9	0,19	134
2,5	0,28	57

П р и м е ч а н и е: Диаметр канала $D = 12$ мм,
высота канала $h = 160$ см.

дели гейзерного процесса. Очевидно, только непосредственные наблюдения могут дать ответ, какой механизм характерен для данного гейзера.

На основе анализа распределения температур по глубине для пароводяных скважин Паужетского гидротермального месторождения нами были выделены три способа реализации условия возникновения гейзерного режима.

На рис. 4 приведено распределение температур в выстоявшейся скважине К-13, работающей в пульсирующем режиме. Видно, что в пласте на глубине от 150 до 210 м распределение температур эквидистантно линии насыщения. Следовательно, если уровень начала парообразования достиг отметки 150 м, то парообразование должно начаться и на глубине до 210 м, т.е. должен произойти выброс пароводяной смеси.

На скважине РЭ-2 (рис. 5) на основе замера температуры, произведенного в закрытой скважине сразу после прекращения работы, следуя В.М. Сугробову (1965), можно говорить о наличии высокотемпературного пропластка на глубине 150–200 м, обуславливающего аналогично модели со смешением пульсирующий режим работы скважины.

На рис. 6 показано распределение температур в действующей скважине Р-1, работающей в гейзерном режиме в соответствии с моделью (см. рис. 3) и для сравнения проведены линии распределения температур: 7 — линия, соответствующая кривой насыщения при канале, заполненном водой; 8 — линия, соответствующая теоретическому распределению температур (Дрознин, 1971) при максимально возможной глубине проникновения парлифта для имеющегося теплосодержания вод в канале скважины.

Для модели (см. рис. 3) характерно, что гейзерный режим наблюдается при расходах меньших, чем оптимальный. Подавляющее большинство пульсирующих и гейзерных скважин Паужетского месторождения действительно имеет расход (Аверьев, Сугробов, 1965), меньший оптимального. Это условие характерно и для пароводяных источников.

Таким образом, можно предположить, что для Паужетского месторождения более распространены гейзеры с механизмом, обусловленным гидродинамическими особенностями двухфазной смеси.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В.В., Сугробов В.М.* Обводненность пород Паужетского месторождения и условия циркуляции высокотемпературных вод. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука", 1965.
- Архангельский В.А.* Движение газированных нефтей в системе пласт — скважина. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Аслабян А.Г.* Некоторые вопросы теории вулканической деятельности. — В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, 1959.
- Дрозниц В.А.* Гидродинамика пароводяных скважин. — В кн.: Вулканизм и глубины земли. М., "Наука", 1971.
- Ентов В.Н.* О нестационарных процессах при фонтанировании скважин. — Изв. АН СССР. Механика и машиностроение, 1964, № 5.
- Мержанов А.Г., Штейнберг А.С., Штейнберг Г.С.* К теории гейзерного процесса. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 2.
- Мержанов А.Г., Разина А.А., Штейнберг А.С., Штейнберг Г.С.* Лабораторная модель гейзера. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 3.
- Сугробов В.М.* Характеристика пароводяных разведочных скважин. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука", 1965.
- Iwasaki I.* Geochemical investigation of Geysers in Japan. — Bull. Tokyo Inst. of Technology, 1962, N 46.
- Rinehart J.S.* Prediction of Geyser eruptions. — Tectonophysics, 1970, v. 10.
- White D.E.* Some principles of geysers activity mainly from Steamboat Springs, Nevada. — Am. J. Sci., 1967, v. 265.

Часть II

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ГИДРОТЕРМ

А.М. Мухин, В.В. Пономарев

Институт космических исследований,
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

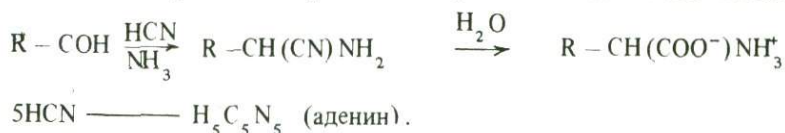
СИНТЕЗ И ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ВУЛКАНАХ И ГИДРОТЕРМАХ

Вопрос синтеза и дальнейшей эволюции органических соединений на Земле издавна привлекает к себе внимание исследователей самых разных отраслей науки. Это химики, биологи, физики, биохимики, микробиологи, геологи. Гипотез много, многие похожи одна на другую, многие противоречивы. Все эти работы обусловлены развитием и изучением двух центральных проблем современной науки – проблемы происхождения жизни и проблемы происхождения нефти. Ключевым моментом в решении вопросов, связанных с происхождением жизни и нефти, является синтез предшественников современных органических соединений. Проблема синтеза, существования и эволюции органических веществ выходит за рамки наук о Земле. Синтезу органики в космосе посвящено значительное количество работ.

В проблеме происхождения жизни можно выделить три основных этапа: I. Предбиологический синтез простых соединений углерода; II. Образование информационных молекул – биополимеров; III. Возникновение динамической организации – собственно живых систем.

Если мы не хотим остаться в плену традиционных теорий, то необходимо исследовать возможность абиогенного образования не только биологически активных молекул, но и нейтральных соединений, составляющих основу нефти. Принято считать, что основные трудности в проблеме возникновения жизни связаны с решением вопросов об информационных молекулах и клеточной организации. Однако уже на стадии изучения процессов образования органических молекул в условиях "примитивной" Земли возникает целый ряд вопросов, требующих принципиальных уточнений. К этим вопросам следует в первую очередь отнести: 1) разработку непротиворечивых с геологической и химической точек зрения схем эволюции соединений углерода; 2) решение проблемы сохранности и концентрирования органических молекул.

Можно считать твердо установленным, что исходными продуктами для синтеза сложной органики являются такие простые реакционноспособные соединения, как синильная кислота и альдегиды. Хорошо известен синтез аминокислот по Штреккеру из синильной кислоты, аммиака и альдегидов или реакция образования аденина из синильной кислоты:



Поэтому для нас является принципиальным вопрос генезиса этих молекул на примитивной (стерильной) Земле. Нам хотелось бы указать на некоторую возможность, представляющую известный интерес в плане эволюции атмосферы примитивной Земли. Эта возможность связана с синтезом предшественников органических молекул на начальных стадиях образования атмосферы Земли. Можно предположить, что органические соединения, содержащиеся в метеоритах (состав метеоритов по всей видимости, олизок к составу первичного вещества, из которого образовалась Земля), пиролизуются при гравитационном сжатии планеты с образованием ряда нитрилов. Если среди них цианистый водород выходит в количестве 0,1%, то элементарные расчеты показывают, что в атмосфере Земли только за счет пиролиза первичной органики может находиться порядка 10^{11} т HCN. Тем не менее даже в этом случае средняя концентрация на единицу площади будет весьма низка и поэтому для нас особенно привлекательна гипотеза локальной генерации и концентрирования органических веществ.

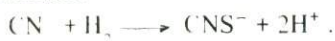
Многочисленными экспериментами продемонстрировано образование нитрилов, альдегидов и ряда других высокорекреационных соединений при воздействии смеси простых газов различных источников энергии (ультрафиолетового облучения, электрических разрядов, тепла, радиации и т.д.). Среди всех этих источников последнее место по энергетике отводится вулканам. Это, однако, грубая ошибка, так как если представляется правомочным брать среднее значение энергии на единицу площади для таких источников, как ультрафиолетовое излучение, радиоактивный распад, электрические разряды и другие, то для вулканов необходимо брать локальные значения, что немедленно приводит к увеличению энергии по сравнению с величинами, приведенными в литературе, на многие порядки. Заметим, что вулканы являются не только источником энергии, но и источником смеси простых газов — H_2O , NH_3 , CH_4 , CO , H_2 и т.д.

Кроме того, необходимо подчеркнуть, что распределение органических веществ, например аминокислот, в экспериментах с нагреванием гораздо ближе к их распределению в современных белках, чем в опытах с воздействием других видов энергии. Еще в 1953 г. Миллером (Miller, 1957) был поставлен ряд экспериментов абиогенного синтеза аминокислот и других органических соединений из метана, аммиака и воды с добавкой или без добавления водорода, т.е., в нашем представлении, из ком-

понентов, как правило, присутствующих в газах вулканов и гидротерм. Результаты экспериментов весьма наглядно представлены на рисунке. На графике видно, что в начальный период синтеза образуется цианистый водород и альдегиды. Образование аминокислот происходит с одновременным исчезновением цианистого водорода. После экспериментов Миллера и большого числа его последователей стало ясно, что ведущая роль в предбиологическом синтезе органических веществ принадлежит синильной кислоте и альдегидам. Причем скорость образования цианистого водорода значительно ниже, чем скорость образования аминокислот. Известно также, что при наличии синильной кислоты и аммиака в водном растворе аминокислоты образуются даже при комнатной температуре (Кеньон, Стейнман, 1972).

Учитывая вышесказанное, принципиально важным для нас явилось обнаружение цианистого водорода и его производных в областях активного вулканизма — на современных вулканах и гидротермах. При исследовании состава газов с температурой около 900⁰, выделяющихся из трещины на вершине шлакового конуса вулкана Алаид (Курильские острова, прорыв Олимпийский, извержение 1972 г.), в 1973 г. нами обнаружены значительные концентрации синильной кислоты (до миллиграммов на литр отобранного газа). Обнаружение осуществлялось двумя способами — переводом цианистого водорода в хориан с последующим его определением через глутакондиальдегид, образующий полиметиленовый краситель с 5,5-диметил-1,3-циклогександионином и по образованию берлинской лазури после поглощения отобранного газа раствором едкого натра. Результаты по обнаружению синильной кислоты были подтверждены нами в 1974 г. Следует заметить, что синильная кислота входит в состав газа раскаленных трещин только шлакового конуса. В аналогичных по температуре трещинах лавового потока, простирающегося в северо-западном направлении, не удалось обнаружить даже следов цианистого водорода.

Нами обнаружены роданистые соединения в термальных водах кальдеры Узон и Головинина, в конденсатах пара из скважины Нижнекошелевского месторождения термальных вод и фумарол Нижнего кратера Мутновского вулкана. Указание на присутствие роданисто-водородной кислоты в эксгаляциях некоторых вулканов мы находим у А. Ритмана (Ритман, 1964). Следует отметить, что обнаружение цианистых и роданистых производных в химическом плане идентично, поскольку цианистые соединения в присутствии серы и сероводорода образуют роданиды:



Неорганические комплексы цианида качественно обнаружены А.Л. Павловым и Г.А. Карповым в пробах термальных вод кальдеры Узон.

Таким образом, факт образования цианистого водорода в жестких природных условиях можно считать установленным. Е.К. Мархинин в 1973 г. при извержении вулкана Тятя в пеплах обнаружил более сложные органические соединения, в частности аминокислоты. Автор предполагает, что их образование происходит в газовой пепловой туче под действием

Концентрация аммиака, цианистого водорода, альдегидов и аминокислот при пропускании искрового разряда через смесь метана, аммиака, воды и водорода (Миллер, 1959)

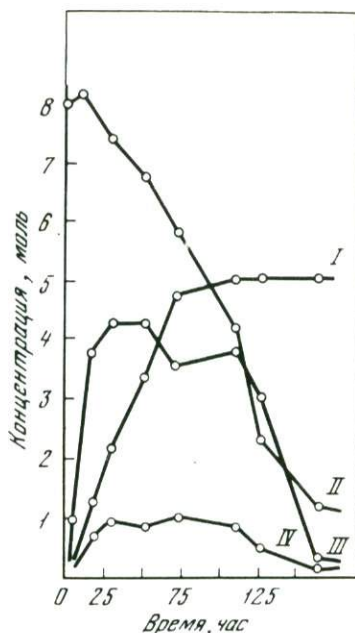
1 - аммиак ($\times 10$); 2 - аминокислоты ($\times 10^3$); 3 - цианистый водород ($\times 10^2$); 4 - альдегиды ($\times 10^3$)

тепла и электрических разрядов. Ряд соображений, основанных на общих законах органического синтеза, заставляет с осторожностью относиться к выводам о синтезе сложных органических молекул в жестких условиях. Еще Миллер, объясняя результаты своих экспериментов, предполагал, что синтез идет не в электрическом разряде, а в растворе при кипячении продуктов, образовавшихся в зоне разряда. На эти же обстоятельства указывают Д. Кеньон и Г. Стейнман.

Для доказательства этого положения нами были поставлены специальные эксперименты по термическому синтезу органических молекул из аммиака, воды и метана при температурах $800-900^{\circ}$ и давлении 50 атм. Анализ продуктов реакции, отобранных после конденсации водной фазы, показал наличие сложных органических молекул (в частности, ряда аминокислот) в растворе. Если же продукты реакции сразу после реактора вводились в хроматографическую колонку без предварительной конденсации воды, в продуктах идентифицированы только простые соединения (в частности, синильная кислота). Это еще раз подтверждает, что образование широкого спектра органических молекул и, что особенно важно, их дальнейшая эволюция может происходить главным образом в растворах при наличии участков раздела фаз, где осуществляется концентрирование этих молекул. В качестве наиболее подходящих участков на примитивной Земле для прохождения подобных процессов можно указать подводные вулканы в огромных водоемах, гидротермы, эфемерные острова.

Сформулируем окончательный вывод. В зоне высоких температур или в зоне воздействия других видов энергии образуются активные энергетически устойчивые вещества, способные в более мягких условиях в конденсированной фазе с достаточно высокой скоростью синтезировать сложные органические молекулы.

Действительно, нами были обнаружены аминокислоты в водах скважин Горячего пляжа и кальдеры вулкана Головинина (о. Кунашир), в водных вытяжках возгонов кратера Мутновского вулкана. Следует отметить, что тщательный микробиологический анализ возгонов дал лишь 10 живых клеток на 1 г возгонов. Подсчет общего количества клеток по Виноград-



скому дал лишь 1000 клеток на грамм. Заметим, что при микробиологическом анализе было опробовано 8 элективных сред, ни на одной из них не наблюдалось роста функциональных групп. Заслуживает внимания тот факт, что при обработке пробы специфическим красителем на NH_2 — и NH -группы была получена положительная реакция. Это подтверждает наличие аминов в возгонах. Известно, что деструкция азотсодержащих органических молекул может привести к образованию большого количества соединений различных классов (карбоновых кислот, углеводов и др.). Таким образом, мы приходим к выводу, что эволюция синтезированных соединений может привести, с одной стороны, к образованию живых систем, с другой — к образованию углеводов, т.е. нефти.

Рассмотренный выше материал приводит нас к мысли о том, что именно в районах активного вулканизма происходили синтез и накопление различных типов органических соединений, поэтому в этих областях концентрации органики могли достигать некоторых критических значений, необходимых для возникновения первой живой материи. После этого происходило чрезвычайно быстрое развитие гетеротрофных организмов, так как у них не было недостатка в питательной среде. Поэтому концентрации живой материи в этих районах могли достигать значительных величин. Возможно, что именно эти организмы в процессе эволюции образуют углеводороды наряду с синтезированными абиогенно. В настоящее время существуют две гипотезы образования нефти — органическая и неорганическая. Стронников неорганической теории объединяет идея синтеза органических соединений в жестких условиях (магматический расплав, внедрение магмы в кору и др.). Как мы показали, синтез сложных органических молекул более вероятен в мягких условиях. Против образования нефти в магматических расплавах говорят многочисленные геологические данные, основным из которых является нахождение нефти в осадочных породах. Гипотеза гидротермального синтеза подобных противоречий не имеет.

Однозначных геологических признаков только биогенного происхождения нефти нет, есть объяснения закономерности распределения нефти на Земле, причем самым главным геологическим признаком биогенного происхождения является расположение нефтяных залежей в осадочных породах. Это не противоречит и представлению о гидротермальной нефти.

Основные свидетельства биогенного происхождения — это химические закономерности состава углеводов, главным образом наличие в них порфиринов и оптически активных веществ. Но порфирины обнаружены и в спектрах комет, и в метеоритах, неоднократно синтезированы в колбе, производятся на химических заводах. Следует отметить, что порфирины образуются и в системе метан—аммиак—вода, и не подтверждают исключительно биогенного происхождения углеводов. Оптически активные вещества также не могут свидетельствовать в пользу биогенного происхождения углеводов, поскольку любые органические вещества рацемизируются в течение нескольких суток, месяцев.

Есть еще один аргумент последователей биогенной органики — соотношение изотопов углерода в нефтях и других соединениях биогенного и

абиогенного происхождения, но, по свидетельству Э.М. Галимова, "вопрос биогенного и эндогенного происхождения органических соединений нельзя решить на основе изотопного анализа только суммарного углерода" (Галимов, 1973, с. 72).

Таким образом, мы видим, что у последователей органической теории на вооружении также нет однозначных фактов, подтверждающих их позиции.

Теперь можно рассмотреть факты, которые заставляют нас сомневаться в непоколебимости органической теории. Согласно термодинамическим расчетам абиогенного синтеза, в равновесии должны образовываться в основном ароматические соединения (Экк и др., 1966). В некоторых нефтях содержание этих соединений достигает 40–50%. В то же время в различных организмах ароматические соединения присутствуют в ничтожно малых количествах. Так, например, среди аминокислот, входящих в состав простейших, только 8% содержат бензолные ядра. Надо сказать, что именно простейшие организмы содержат максимальное количество ароматических аминокислот. Наличие больших количеств ароматических соединений нельзя связывать с метаморфизмом нефти в течение геологической истории, так как при нагревании и во времени ароматические соединения не образуются, а наоборот, разлагаются с образованием алканов и алкинов (Луи, 1970). Исследования Д. Филиппи (Филиппи, 1970) показали, что более молодые нефти содержат большее количество ароматических соединений. Состав обнаруженной нами нефти в конденсатах пара скважин Нижнекошелевского месторождения термальных вод также существенно ароматический. В составе углеводородов Кошелевского месторождения мы обнаружили более 30 компонентов, среди которых идентифицирован целый ряд ароматических соединений, в том числе с конденсированными ядрами — фенантрен, антрацен.

Анализ данных М. Калинко (Калинко, 1968) показывает, что около 50% всех рассмотренных им нефтепроявлений приурочены к зонам разломов. 75% всех рассмотренных месторождений имеют признаки современной гидротермальной деятельности. О приуроченности нефтепроявления к зонам современного вулканизма указывает А.И. Германов (Германов, 1961) на примере Японии и о.Сицилии.

В ы в о д ы. Была сделана попытка показать, что вулканизм в общем смысле слова является мощным локальным источником энергии и материю для синтеза органических соединений. Синтез реакционно-способных простых молекул происходит в жестких условиях. Синтез более сложных молекул происходит в растворе, что обуславливает первостепенное значение подводного вулканизма и гидротермальных систем в эволюции органики. Именно в этих районах создаются высокие концентрации органических соединений, что может привести к возникновению и бурному развитию живой материи. Именно в этих районах совокупность процессов химической эволюции органических соединений может приводить к образованию значительных количеств углеводородов. Параллельно может идти образование тех же соединений, т.е. нефти, в процессе биологической эволюции.

- Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., "Недра", 1973.
- Германов А.И. О возможном участии органического вещества в геохимических процессах, совершающихся в областях новейшего и современного вулканизма. — Труды Лабор. вулканол., АН СССР. 1961, вып. 19.
- Калинко М. Неорганическое происхождение нефти в свете современных данных. М., 1968.
- Кеньон Д., Стейман Г. Биохимическое предопределение. М., 1972.
- Луи М. О превращении нефти при умеренно низких температурах в присутствии минералов. — В кн.: Органическая геохимия, вып. 2. М., 1970.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., ИЛ, 1964.
- Филиппи Д.Т. О глубине, времени и механизме образования нефти. — В кн.: Органическая геохимия. М., 1970.

Н.С. Бескровный, В.А. Лобков

ВНИГРИ МГ СССР

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ КАМЧАТКИ

Изучение закономерностей распространения углеводородов в гидротермальных процессах проводилось нами в связи с исследованием влияния проницаемых зон земной коры на размещение промышленных месторождений нефти и газа.

Исследованиями последних лет выявлена существенная, а иногда определяющая роль глубоких разломов и других проницаемых зон земной коры в размещении месторождений нефти и газа (Н.А. Кудрявцев, П.Н. Кропоткин, В.Б. Порфирьев, Г.Н. Доленко, Ю.Н. Годин, В.Ф. Иванов, Н.В. Шаблинская, В.П. Гаврилов, Л.Н. Розанов, С.Д. Гемп, Н.С. Бескровный и др.). Но вопрос о том, из каких максимальных глубин могут поступать природные углеводороды по проницаемым зонам, остается дискуссионным. Не решены еще окончательно и термодинамические условия образования нефти и газа. К счастью, в природе существуют такие проницаемые зоны, в которых процессы миграции углеводородов можно изучать прямыми наблюдениями в "горячих" условиях.

В качестве такой модели проницаемых зон земной коры были выбраны термально-вулканические зоны в Камчатской части Тихоокеанского геодинамического пояса. Они характеризуются поступлением к земной поверхности огромных количеств магмы и вулканических газов, связанных с современными активными подкорковыми движениями, с высокой плотностью глубоких тектонических трещин, с высокой сейсмической активностью, а также с имеющим место пододвиганием океанической коры под континентальную. Важным для понимания природы углеводородов в данной модели является отсутствие геолого-геофизических доказательств "заволакивания" в зонах Бениоффа пелагических осадочных пород в области мантийных глубин (Tanner, 1973).

Изучением углеводородных газов в продуктах вулканизма на Камчатке занимались Б.И. Пийп, С.И. Набоко, Л.А. Башарина, В.В. Иванов, И.И. Товарова, О.Г. Борисов, И.Б. Никитина, А.А. Меняйлов, И.А. Меняйлов, К.П. Флоренский, Л.П. Никитина, Е.К. Мархинин, В.В. Аверьев, Е.А. Вакин, А.И. Кравцов и многие другие. Однако обобщающей работы по данному вопросу не существует. Да и в сводке мировых данных, составленной Д. Уайтом и Дж. Уорингхом (1965), вопрос о природе углеводородов в продуктах вулканизма остался нерешенным.

Объектом наших исследований были гидротермы, расположенные в зонах четвертичного и активного вулканизма Камчатки (Кудрявцева, 1972). Они представляли собой углекислые и азотные гидротермы переходной и восстановительной геохимической среды ($E_h - 150-300$ мв; $pH - 5-7$), содержащие хлориды, гидрокарбонаты и сульфаты Na и K, имеющие минерализацию $0,5-3,0$ г/л и температуру на поверхности $45-98^{\circ}C$.

Всего нами с И.Л. Каменским и В.А. Лобковым из 22 источников было отобрано и проанализировано во ВНИГРИ около 100 проб газов. При обработке результатов мы использовали также анализы ВНИГРИ, пробы для которых были отобраны Е.И. Кудрявцевой по Гольгинским, Озерновским, Кужетенским и Малкинским источникам, а также по источникам в западной части кальдеры Опалы.

Методика отбора проб и анализа газов, несколько отличная от общепринятой, описана Н.С. Бескровным и И.Л. Каменским (1973).

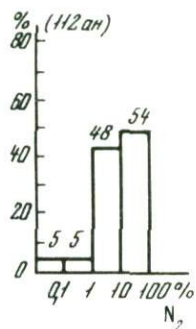
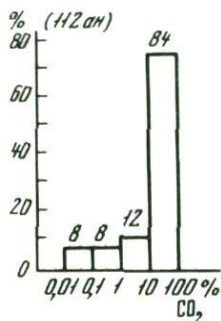
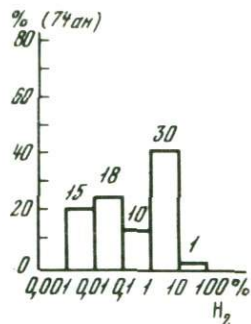
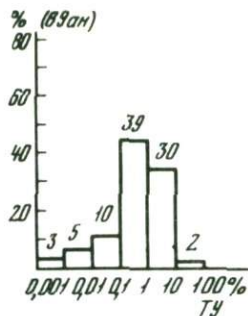
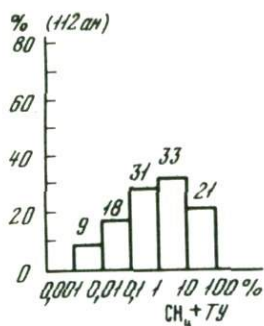
В целом было обработано 112 анализов: метан присутствовал во всех пробах (см. рисунок). В 89 пробах (100%) количество углеводородов в газах было достаточным для проведения соответствующих анализов; во всех этих пробах отмечен этан (100%). Пропан обнаружен в 60 пробах (67%), бутан — в 30 (34%), пентан — в 6 пробах (7%).

По содержанию углеводородов можно выделить две группы газов.

Первая группа связана с источниками, содержащими свыше 1% (до 75%) углеводородных газов: Узонскими, Гейзерными, Кихпиньчевскими, Верхнесемячинскими (Бурлящий, Центральный Семячик), Дачными, Паужетскими, Озерновскими, Нижнекошелевским, Сивучинскими, Саванскими, Гольгинскими, Марьевскими, Эльгинскими и другими, находящимися в основном в Восточном активном вулканическом поясе.

По минеральному составу вод источники I группы разделяются на хлоридные натриевые, гидрокарбонатные натриевые и сульфатные. Как показано С.И. Набоко для Узона, сульфатные и гидрокарбонатные термы являются производными от хлоридных натриевых исходных вулканических вод. По данным, полученным при бурении, на Нижнекошелевских источниках сульфатные воды с глубиной сменяются гидрокарбонатными. Сульфатные воды часто образуются в зоне активного водообмена, на положительных вулканических структурах.

Территориально источники I группы образуют две подгруппы. В одну входят Узонские, Гейзерные, Кихпиньчевские и Верхнесемячинские источники, расположенные в пределах Восточно-Камчатского бассейна в третичных отложениях, в другую — Нижнекошелевские, Сивучинские,



Сводные гистограммные ряды распространения характерных компонентов гидротермальных газов Камчатки

Озерновские, Паужетские, Саванские, Гольгинские, Марьевские и Эльгинские источники восточной окраины Западно-Камчатского (возможно, нефтегазоносного) бассейна в меловых и третичных отложениях.

Таким образом, все источники I группы, содержащие повышенные количества углеводородов, расположены по периферии термально-вулканических зон и одновременно на окраинах возможных нефтегазоносных бассейнов. Эта важная эмпирическая закономерность указывает на перекрытие, или частичное пространственное совпадение термально-вулканических и нефтегазоносных зон. Она подтверждает ранее выявленную параллельную зональность в размещении площадей термально-вулканических зон, где нередко формируются современные ртутные, мышьяковые и другие рудные месторождения (Кропоткин, Шахвартова, 1965). Эта закономерность является ведущей в размещении полезных ископаемых в современных активных зонах земной коры.

По усредненным содержаниям углеводородов в газах, по замерам доли газов в парогазовых струях и, наконец, по имеющимся расчетам и замерам дебита пара мы попытались определить минимальные дебиты углеводородных газов источников I группы. Были получены следующие данные: для Узонских струй — 68 л/сек; для Верхнесемячинских — 60 л/сек; для Эльгинских и Марьевских источников (в сумме) — 25 л/сек; для Нижнекошелевский струй — 13 л/сек.

По этим результатам, видно, что дебит углеводородных газов, выбираемых гидротермальными системами в атмосферу, огромен. Его

достаточно, чтобы за среднее время действия гидротермальной системы, равное 1 млн. лет, в подходящих условиях могли сформироваться месторождения углеводородного газа с запасами в сотни миллиардов и даже триллионов кубических метров.

Следовательно, и по масштабам запасов углеводородные газы гидротермальных систем находятся в одном ряду с месторождениями метанового газа и потому представляют интерес для геологии и геохимии нефти и газа.

Во вторую группу входят источники, содержащие до 1% углеводородов и их гомологов ($\text{CH}_4 + \text{T.У.}$): Киреунские, Малые Банные, Большие Банные, Налычевские, Паратунские, Северо-Мутновские, Мутновские, Ксудачевские, Северо-Камбальные, Верхнекошелевские, а также изученные другими авторами – Двухюрточные, Малкинские, Кужетенские, Южно-Камбальные, Апачинские и др.

Ко II группе относятся углекислые, азотные и смешанные источники из Центрально-Камчатского пояса четвертичного вулканизма и Восточно-Камчатского пояса активного вулканизма. Верхнекошелевские, Северо-Мутновские, Мутновские, Ксудачевские и другие источники расположенные слишком близко к современным вулканическим очагам, попадают под действие давно известной закономерности, чем дальше термальные источники находятся от вулканического центра, тем выше содержание углеводородов в газах таких источников. И действительно, содержание углеводородов в газах возрастает по профилям: 1) вулкан Мутновский – Северо-Мутновские источники – Дачные источники и 2) Верхнекошелевские – Нижнекошелевские источники.

Термальные источники остальных гидротермальных систем связаны не с современным активным, а с более древним четвертичным вулканизмом. Несмотря на отсутствие данных об абсолютном возрасте большинства гидротермальных систем, вулканология уже располагает данными об эволюции газов в продуктах вулканизма и в том числе в гидротермальных системах. По данным С.И. Набоко (1974), эволюция газов гидротермальных систем за время их деятельности, составляющее около 1 млн. лет, происходит в направлении "выработки" в них сначала водорода, сероводорода, аммиака, а затем и CO_2 .

Большинство источников II группы (Киреунские, Малые Банные, Большие Банные, Налычевские, Паратунские, Северо-Камбальные, Южно-Камбальные, Двухюрточные, Малкинские, Кужетенские, Апачинские и другие содержат много азота или только азот и меньше 1% углеводородов, что указывает на направленность эволюции гидротермальных газов в сторону убывания в них не только H_2 , H_2S , NH_3 и CO_2 , но и углеводородов.

Углеводородные газы также относятся к числу компонентов, "вырабатываемых" за время деятельности гидротермальных систем. Вероятно, существует оптимальный период в деятельности гидротермальных систем (он нуждается в уточнении), когда они характеризуются высокой производящей способностью по отношению к углеводородам. Возможно, близкими к расцвету своей производящей способности находятся Нижнекошелевские, Узонские, Верхнеземлячинские, Эльгинские, Марьевские и другие гидротермы. Но даже они характеризуются дефицитом

Изотопный состав углерода CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 и CO_2 спонтанных газов термальных источников Камчатки

№	Наименование источника	t воды, °C	$^{13}\text{C}_{\text{РОВ}}$, ‰				Химический состав газа, об. % (H_2S 0, 0)			
			CH_4	C_2H_6	C_3H_8	CO_2	CO_2	O_2	CH_4	C_2H_6
1	Сивучинский	48,3	-3,26	-2,9	-	-0,82	90,4	0,2	6,4	0,3
2	Нижнекошелевские* источники источники скв. 1	74-96 160	-3,11 -3,03 -2,88	-2,89 -2,4 -2,98	-2,8 -1,97 -2,69	-0,53 +0,08 -0,19 +0,12	65,0 67,2	0,0	16,1 16,0	0,42 0,4
3	Верхнекошелевские*	80-96	-	-	-	-0,45	95,0	0,0	0,44	0,0038
4	Северо-Камбальные	98	-2,76	-	-	-0,01	95,40	0,0	0,36443	0,0052
5	Озерновские	82	-2,59	-	-	-	0,5	0,0	8,4	0,15
6	Паужетка, скв. 20, глуб. 446 м	99	-1,7	-	-	-0,72	82,3	0,0	2,4865	0,01225
7	Гольгинские (ванна)	42,8	-1,55	-	-	-0,35	3,7	0,7	5,0	0,11
8	Гольгинские источник № 6	64-71	-1,73	-	-	-	6,1	0,6	25,8	1,38
9	Гольгинские источник № 12а	75	-2,9	-2,4	-2,02	-	13,4	0,2	55,1	2,4
10	Гольгинские источник № 13	21	-3,09	-2,49	-	-	8,0	0,0	55,1	2,3
11	Гольгинские источник № 17	37,1	-1,49	-2,34	-	-	4,8	0,7	15,8	3,5
12	Саванские, верхний выход сухого газа	11,5	-3,92	-2,43	-	-	0,9	0,0	75,47	1,0

Продолжение таблицы

№	Наименование источника	t воды, °C	Химический состав газа, об. % (H_2S 0,0)							Температура изотопного равновесия, °C	
			C_3H_8	$\frac{i\text{C}_4\text{H}_{10}}{nC_4\text{H}_{10}}$	$\frac{i\text{C}_5\text{H}_{12}}{nC_5\text{H}_{12}}$	H_2	N_2 + ред.	Ar + Kr + Xe	He+Ne	в системе CH_4 - CO_2	в системе CH_4 - C_2H_6
1	Сивучинский	48,3	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	0,039	0,001	310	220
2	Нижнекошелевские* источники источники скв. 1	74-96 160	0,09 0,085	- 0,0	- 0,0	1,45 0,87	17,0 15,0	0,186	0,004	295 230 260 240	< 300 175
3	Верхнекошелевские*	80-96	0,002	-	-	1,03	1,8	He опр.	He опр.	-	-
4	Северо-Камбальные	98	0,0037	0,0	0,0	0,80	3,43	0,049	0,0027	-	280
5	Озерновские	82	< 0,01	< 0,01 0,0	0,0	0,0	90,95	1,419	0,006	-	-
6	Паужетка, скв. 20, глуб. 446 м	99	0,00125	0,0	0,0	2,80	12,40	0,291	0,00138	-	-
7	Гольгинские (ванна)	42,8	0,0	0,0	0,0	0,0	90,49	1,053	0,026	600	-
8	Гольгинские источник № 6	64-71	0,01	$\frac{0,05}{0,0}$	$\frac{0,007}{0,0}$	0,0	66,053	0,526	0,035	-	-
9	Гольгинские источник № 12а	75	0,11	$\frac{0,057}{0,019}$	$\frac{0,009}{0,0}$	0,0	28,7	0,541	0,020	-	195
10	Гольгинские источник № 13	21	0,3	< 0,01 < 0,01	< 0,01 0,0	0,0	34,3	0,494	0,016	-	175
11	Гольгинские источник № 17	37,1	0,0	0,0	0,0	0,0	75,2	0,869	0,030	-	-
12	Саванские, верхний выход сухого газа	11,5	0,07	$\frac{0,01}{0,0}$	0,0	0,0	22,55	0,217	0,018	-	50

Продолжение таблицы

№	Наименование источника	t воды, °C	¹³ C _{POB} , ‰				Химический состав газа, об. % (H ₂ S 0, 0)			
			CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	CO ₂	CO ₂	O ₂	CH ₄	C ₂ H ₆
13	Северо-Мутновские	96	-3,17	-	-	-	85,1	-	0,2	0,04
14	Дачные источник в болотце фумарола	- 97	-3,8 -3,0	-	-	-0,52 -0,10	85,9	0,2	< 0,01	< 0,01
15	Налычевские источник скв. 2	73	-2,11 -2,77	-	-	-	95,1 83,4	0,0 0,0	0,49 0,65	0,0015 0,001
16	Источники в кальдере* Узон	70-98	-2,42	-	-	-0,52	94,8	0,0	1,28	0,0004
17	Озеро I в районе р. Опалы	18	-6,21	-	-	0,38	2,8	0,2	73,9	0,0
18	Озеро II в районе р. Опалы	19	-6,11	-	-	0,77	3,2	0,6	73,2	0,0
19	Источник № 1 в юго-западной части кальдеры Опалы	9,5-10,5	-3,64	-2,26	-	0,84	56,9	0,0	35,05	0,15
20	Эльгинские источники; группа I	19	-3,5	-	-	-0,23	96,4	0,2	2,1	0,009
21	Марьевские источники	19	-3,22	-	-	-0,28	44,23	0,0	15,85	0,04
22	Лиманская разведочная площадь. Скв. ГП-1, глуб. 2085-2110 м	-	-3,14	-2,66	-	-	0,0	0,0	90,87	3,3
23	Междуреченская площадь, скв. ГП-3, глуб. 1480-1605 м	-	-2,73	-2,53	-2,53	-	1,5	0,0	78,96	0,72

Окончание таблицы

№	Наименование источника	t воды, °C	Химический состав газа, об. % (H ₂ S 0, 0)							Температура изотопного равновесия, °C	
			C ₃ H ₈	$\frac{i C_4 H_{10}}{n C_4 H_{10}}$	$\frac{i C_5 H_{12}}{n C_5 H_{12}}$	H ₂	N ₂ + ред.	Ar + Kr + Xe	He + Ne	в системе CH ₄ -CO ₂	в системе CH ₄ -C ₂ H ₆
13	Северо-Мунтовские	96	-	-	-	7,7	7,0	0,174	< 0,001	-	-
14	Дачные источник в болотце фумарола	- 97	0,01 0,0	0,0	0,0	0,6	13,0	0,174	< 0,01	2240 250	- -
15	Налычевские источник скв. 2	73	0,0 -	0,0 -	0,0 -	0,01 0,1	4,4 15,4	He опр. He опр.	- -	- -	- -
16	Источники в кальдере* Узон	70-98	0,00007	-	-	1,48	2,44	0,031	0,0005	400	-
17	Озеро I в районе р. Опалы	18	0,0	0,0	0,0	-	23,1	0,562	0,009	-	-
18	Озеро II в районе р. Опалы	19	0,0	0,0	0,0	-	23,0	0,429	He опр.	-	-
19	Источник № 1 в юго-западной части кальдеры Опалы	9,5-10,5	0,0	0,0	0,0	0,0	7,9	0,158	0,003	260	50
20	Эльгинские источники; группа I	19	-	-	-	He опр.	1,3	-	< 0,001	210	-
21	Марьевские источники	19	0,0015	$\frac{0,0002}{0,0005}$	0,0	0,013	2,5	-	0,001	250	-
22	Лиманская разведочная площадь. Скв. ГП-1, глуб. 2085-2110 м	-	1,2	$\frac{0,2}{0,25}$	$\frac{0,05}{0,03}$	0,0	4,1	0,017	0,021	-	200
23	Междуреченская площадь, скв. ГП-3, глуб. 1480-1605 м	-	0,21	$\frac{0,066}{0,03}$	$\frac{0,009}{0,001}$	0,0	18,5	0,227	0,007	-	250

*Среднее из 28 анализов

Примечание к таблице

Источники исследованы: 1 – Е.И. Кудрявцевой, Н.С. Бескровным, 1971; 3, 14, 15, 16 – Е.И. Кудрявцевой, 1970; 5, 6, 7, 8, 9 – Е.И. Кудрявцевой, Н.М. Бескровным, 1971, 1972; 11 – Е.И. Кудрявцевой, Н.С. Бескровным, 1970; 17, 18 – Н.С. Бескровным, В.А. Лобковым, 1973; 10, 12 – Н.С. Бескровным, И.Л. Каменским, 1971; 4, 13 – Н.М. Бескровным, И.Л. Каменским, 1970.

водорода, что наряду с преобладанием углерода в форме CO_2 является важнейшей особенностью изучаемых гидротермальных газов.

Тенденция убывания углеводородов в составе газов, связанная с возрастом гидротермальной системы, имеет исключения. По периферии термально-вулканических зон существуют азотно-углеводородные и углеводородно-азотные источники – Саванские, Гольгинские, Озерновские и другие – со значительным содержанием углеводородных газов. Вероятно, эти исключения подтверждают новую закономерность, отражающую многостадийность процессов развития гидротермальных систем.

Таким образом намечаются определенные закономерности распространения углеводородов в термально-вулканических зонах как во времени, так и в пространстве, подтверждающие закономерную связь углеводородов с гидротермальным процессом.

Нами было выполнено 54 масспектрометрических анализа углерода гидротермальных газов (см. таблицу). Воспроизводимость результатов составляет $\pm 0,04\%$ с доверительной вероятностью 95%.

Изучение изотопного состава углерода CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 и CO_2 гидротермальных газов представляет особый интерес, так как такие комплексные данные в литературе отсутствуют. Имеющиеся по другим районам работы посвящены в основном изотопии углекислого газа и реже – метана.

Метан гидротермальных систем, а также Лиманской и Междуреченской разведочных площадей характеризуются величиной $\delta^{13}\text{C}$ от $-2,4$ до $-3,3\%$ (среднее по данным анализа 27 проб – $2,67\%$), указывающей на единый источник метана гидротермальных систем в меловых и третичных терригенных породах Западно-Камчатского бассейна. Однако есть и отличия: в Гольгинских, Узонских и других источниках метан имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ от $-1,49$ до $-2,11\%$. В газах Дачных и Саванских термальных источников встречен изотопно легкий метан ($\delta^{13}\text{C}$ от $-3,8$ до $-3,92\%$).

Изотопный состав этана и пропана во всех изученных газах довольно постоянен: $\delta^{13}\text{C}_2\text{H}_6$ от $-2,26$ до $-2,98\%$ (среднее = $-2,56\%$) и $\delta^{13}\text{C}_3\text{H}_8$ от $-1,97$ до $-2,5\%$ (среднее – $2,31\%$).

Изотопный состав углерода углекислого газа в изученных газах изменялся в широких пределах: $\delta^{13}\text{CO}_2$ от $+0,12$ до $-1,2\%$ (среднее = $-0,4\%$).

Была сделана попытка на основе средних данных провести расчет теоретических температур изотопного равновесия для различных углеродсодержащих газов (Галимов, 1973). Эти температуры в системе $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ в гидротермальных системах составляют по углероду $210-310^\circ\text{C}$

(см. таблицу). Нередко они достигают 400°C (Узонская гидротермальная система) и даже 600°C (Гольгинские источники), что указывает на их метаморфическое и магматическое происхождение.

Температура изотопного равновесия по углероду в системе $\text{CH}_4 - \text{C}_2\text{H}_6$ для перспективных на нефть и газ площадей достигает 250°C, а для газов гидротермальных систем – 300°C и более, характеризуя, вероятно, зону метаморфизма пород.

Таким образом, по химическому и изотопному составу, по крупным масштабам проявления углеводороды гидротермальных систем не отличаются от газов метановых месторождений и даже газов нефтяных месторождений. Однако для них характерны специфические особенности, резко отличающие их от газов промышленных месторождений и от газов, образующихся в осадочных породах из биогенного вещества.

1. Наличие тяжелого метана с величиной $\delta^{13}\text{C}$ от $-1,49$ до $-2,11\%$.

2. Существование инверсии в изотопном составе углерода этана и пропана, состоящей в том, что, в некоторых анализах газов Нижнекошелевских источников пропан легче этана по величине $\delta^{13}\text{C}$.

3. Установленное на ряде анализов закономерное утяжеление изотопного состава метана с повышением содержания водорода в газовой смеси, возможно указывающее на участие процессов гидрогенизации вещества с тяжелым изотопным составом углерода (Бескровный, Лобков, 1974).

4. Существование корреляционной связи между долей гелия мантийного происхождения и значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$: чем большую долю составляет мантийный гелий в гидротермальных газах, тем более изотопически тяжелым по углероду является метан (Каменский и др., 1974).

5. Давно установленные неопределенные, олефиновые структуры в гидротермальных газах.

ЛИТЕРАТУРА

- Бескровный Н.С., Каменский И.Л. Газообразные гомологи метана в некоторых гидротермальных системах Камчатки. – Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 1.
- Бескровный Н.С., Лобков В.А. Изотопный состав углерода гидротермальных газов Камчатки. – Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 3.
- Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., "Недра", 1973.
- Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М. и др. Гелий и метан верхней мантии Земли в газах Камчатки. – Пятый Всесоюз. симп. по геохимии стабильных изотопов. Тезисы докладов, ч. II. М., 1974.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1965.
- Кудрявцев Н.А. Генезис нефти и газа. Л., "Недра", 1973.
- Кудрявцева Е.И. Природные газы Камчатки и их нефтепоисковое значение. – В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Востока СССР. – Труды ВНИГРИ, вып. 309, Л., 1972.
- Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и их связь с тектоно-магматической активностью. – В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное кн. изд-во, 1974.
- Уайт Д.Е., Уоринг Г.А. Вулканические эманации. – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965.

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ
СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНОВ И ЗОН ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ**

Большой интерес в отношении геологии и геохимии природных газов представляет изучение современных процессов новейших движений и новейшего вулканизма, а это в свою очередь позволяет обеспечить актуалистический подход при решении ряда вопросов, в том числе и по геохимии природных газов, в регионах, где эти процессы закончены. В этом отношении Курило-Камчатская зона является единственным районом Советского Союза, который примыкает к Тихоокеанскому подвижному поясу, характеризующемуся развитием глубоководных желобов и вулканических дуг.

Изучение вулканических газов, газопаровых струй фумарол, газов термальных полей с уникальным по мощности тепловым потоком и т.д., все это дает единственную и более достоверную возможность выяснить первичный состав глубинных газов, термодинамическую обстановку химических реакций и глубже и лучше понять направленность процесса глубинной дегазации мантии.

При изучении вулканических газов Камчатки нас прежде всего интересовали вопросы геохимии углерода и водорода как основных элементов, составляющих углеводороды в земной коре.

За последние четверть века были получены многочисленные данные о составе вулканических газов. Обширные материалы получены в результате исследований, которые проводились в Лаборатории вулканологии, преобразованной затем в Институт вулканологии СО АН СССР (Л.А. Башарина, С.И. Набоко, Б.И. Пийп, Л.В. Сурнина и др.).

Наши исследования вулканических газов в 1963 г. (Кравцов, 1965) и особенно специальные исследования в области геологии и геохимии природных газов, связанных с магматизмом, начатые с 1969 г. дали возможность получить большой и весьма интересный материал по составу газов вулканов Камчатки и Курильских островов (Кравцов, 1971).

Изучались главным образом фумарольные газы, приуроченные непосредственно к эруптивным или лавовым потокам, и газы из горячих водных источников.

Как видно из табл. 1, в составе фумарольных газов имеются значительные содержания водорода, двуокиси углерода, а также метан и его гомологи.

В вулканических газах определен изотопный состав углерода. Исследованиям подвергнута газовая фаза свободных газовыделений, выделений, извлеченных из конденсата газопаровых струй, а также из карбонатов, осажденных из растворов. Результаты исследования приведены в табл. 2.

Из приведенных анализов видно, что диапазон изменения изотопного состава углерода в изученных газах фумарол и газовых струй невелик и не превышает — 0,68–0,90. Если учесть, что изотопный состав

Т а б л и ц а 1
Состав газов фумарол Прорыва Пийпа (об. %)

№ фумаролы	HF	HCl	SO ₂	SO ₃	H ₂ S
1	0,12	2,98	0,00	2,23	29,83
1	0,41	9,41	0,00	6,99	0,00
2	0,00	46,94	0,00	2,32	0,00
2	0,01	0,08	0,00	0,01	0,00
2	19,48	19,48	0,00	2,43	0,00
3	0,38	5,69	0,00	0,01	0,00
3	0,04	—	0,00	1,34	0,00

Т а б л и ц а 1 (окончание)

№ фумаролы	NH ₃	CO ₂	CO	H ₂	CH ₄ + Т. у.
1	2,23	25,88	0,00	14,9	22,36
1	1,43	61,35	0,00	20,45	0,00
2	0,02	11,70	0,60	0,00	39,03
2	0,02	59,93	0,00	0,00	39,95
2	0,15	9,75	0,00	48,71	0,00
3	0,00	37,54	0,00	0,00	56,38
3	—	—	0,00	49,31	49,31

Т а б л и ц а 2
Изотопный состав углерода вулканических газов*

Характеристика пробы	Место взятия пробы	δ ¹³ C
Кальцит из отложения на стенке выхода источника	Нальчевское месторождение высокотермальных вод	+0,23
CO ₂ из газопаровой струи	Нальчевское месторождение высокотермальных вод	-0,89
Кальцит из отложений на стенке выхода источника	Большое Банное месторождение высокотермальных вод	-0,45
CO ₂ из газопаровой струи	Долина Гейзеров	-0,90
CO ₂ из газопаровой струи	Паужетское месторождение высокотермальных вод	-0,80
CO ₂ из фумарол	Вулкан Эбеко, Восточный цирк, месторождение высокотермальных вод	-0,71
CO ₂ из фумарол	Вулкан Карымский (южный склон)	-0,68

* Анализы выполнены в масспектрометрической лаборатории МГРИ О.И. Кропотковой.

углерода алмазов и кимберлитов по данным, имеющимся в литературе, варьирует в пределах от $-0,40$ до $-0,80$, то можно говорить о подтверждении полученными результатами ювенильного происхождения углерода в газах фумарол и паровых струй вулканов, а также термальных полей Камчатки и Курил.

Результаты анализов кальцитов показывают, что последние утяжелены по отношению к стандарту, т.е. их образование происходило в относительно низкотемпературных условиях обмена системы углекислый газ — карбонат.

Метан и его гомологи (Т.У), содержащиеся в фумарольных газах также имеют магматическое происхождение, доказанное термодинамическими расчетами образования метана в магмах в восстановительной обстановке. Образование углеводородов обусловлено синтезом СО или СО₂ и Н₂ в процессе их миграции по глубинным разломам большой протяженности и глубокого заложения. Содержание метана в фумарольных газах различных вулканов уменьшается с увеличением температуры: метан более характерен для низкотемпературных газов (табл. 3). Это, по-видимому, связано со способностью высоких температур создавать в фумарольных газах окислительную обстановку, вызванную энергичным подсосом атмосферного кислорода; при этом метан окисляется с образованием СО₂ и Н₂О.

При взаимодействии между углеродом, его окислами, водой и водородом образуется метан. По мере движения магмы к дневной поверхности вместе с газопаровым потоком, при снижении температуры и давления в огромных количествах образуется метан, а в результате его синтеза — и более тяжелые, предельные углеводороды по реакциям $\text{CH}_4 + \text{CH}_4 \rightleftharpoons \text{C}_2\text{H}_6 + \text{H}_2$; $\text{CH}_4 + \text{C}_2\text{H}_6 \rightleftharpoons \text{C}_3\text{H}_8 + \text{H}_2$; $\text{CH}_4 + \text{C}_3\text{H}_8 \rightleftharpoons \text{C}_4\text{H}_{10} + \text{H}_2$ и т.д., вплоть до конденсата, который при понижении температуры переходит в легкую бензинистую нефть. С повышением t^0 равновесие приведенных реакций смещается влево, т.е. происходит термический распад метана: $\text{CH}_4 \rightarrow \text{CH}_2 + \text{H}_2$; $\text{CH}_2 + \text{CH}_4 \rightarrow \text{C}_2\text{H}_6$; $\text{C}_2\text{H}_6 \rightarrow \text{C}_2\text{H}_4 + \text{H}_2$; $\text{C}_2\text{H}_4 \rightarrow \text{C}_2\text{H}_2 + \text{H}_2$; $\text{CH}_4 \rightarrow \text{CH}_3 + \text{H}$; $\text{CH}_4 + \text{H} \rightarrow \text{CH}_3 + \text{H}_2$; $\text{CH}_3 + \text{CH}_3 \rightarrow \text{C}_2\text{H}_6$; $\text{C}_2\text{H}_6 + \text{CH}_3 \rightarrow \text{C}_3\text{H}_8 + \text{H}$.

Водород является постоянным компонентом магматических газов и его роль увеличивается в восстановительной обстановке. Водород содержится не только в составе магматических газов, в базальтовой магме содержание его выше, чем в андезитовой и тем более гранитной. Содержание водорода уменьшается с понижением температуры (Набоко, 1959). Магматическая природа газов группы углерода не вызывает сомнения. Окись и главным образом двуокись углерода являются основными компонентами вулканических газов независимо от расположения, геологии и состава пород фундамента.

С понижением температуры фумарольных газов количество в них газов группы углерода увеличивается, причем при температуре ниже 100°С газы группы углерода занимают весь объем "вулканических" газов. В пределах одинаковых температур количество газообразного

Т а б л и ц а 3

Состав фумарол пирокластических потоков вулкана Безымянного, об. %

Температура, °С	HF	HCl	SO ₂	H ₂ S
400	не опр.	13,39	1,76	сл.
250	—	22,22	4,88	—
140	—	1,67	0,58	—
102	—	28,57	5,95	—
100	—	—	0,21	2,86
94	—	—	—	3,23

Т а б л и ц а 3 (окончание)

Температура, °С	CO ₂	CO	H ₂	CH ₄ + т.у.
400	22,32	17,80	44,86	—
250	—	—	73,14	—
140	96,58	—	0,42	0,42
102	—	—	47,63	17,85
100	81,18	0,74	0,56	4,45
94	66,53	—	—	30,24

углерода варьирует в широких пределах, что, по-видимому, связано с неодинаковым содержанием газообразного углерода в фумаролах лав различного состава.

При остывании лав кислого состава в выделяющихся газах большую роль играет CO₂, а при остывании основных лав — CO, который в фумаролах базальтов Ключевского вулкана даже преобладает над CO₂. При снижении температуры фумарол CO уменьшается, а CO₂ увеличивается. Нахождение CO в высокотемпературных, а CO₂ в низкотемпературных фумарольных газах, по-видимому, контролируется реакцией $H_2O + CO \rightleftharpoons CO_2 + H_2$. Эта реакция обратима, при повышении температуры равновесие ее смещено влево, а при снижении — вправо. В магмах кислого состава создается окислительная обстановка, благоприятная для образования CO₂, а в магмах основного состава — восстановительная, когда образуется CO, H₂ и CH₄. Содержание CH₄ в фумарольных газах различных вулканов уменьшается с ростом температуры, но при одинаковых температурах в газах лав основного состава метана и более тяжелых углеводородов больше, чем в газах лав кислого состава. Такое образование углеводородов является процессом эндотермическим, требующим огромного количества тепла, которое в достаточном количестве выделяется при магматизме. Трубки взрыва — своеобразное выражение активности глубинных процессов, связанных со взрывом водорода.

Неорганический синтез метана чрезвычайно разнообразен в природе независимо от органических веществ, и как справедливо отмечает В.И. Вернадский (1912), эти процессы должны идти в магмах. Подтверждением этому — выполненные нами экспериментальные исследования по

Таблица 4

Условия опытов по синтезу углеводородов из CO_2 и H_2

№ опыта	Катализатор	$P_{\text{атм}} \text{CO}_2$	$P_{\text{атм}} \text{H}_2$	$P_{\text{суммарное}}$	$t, ^\circ\text{C}$	Продолжительность, сутки	Выход жидких и газообразных углеводородов
10	—	200	80	355	400	4,5	Жидкие битумы
12	—	—	—	235	500	4,5	Масла, битумы
21	Пироксенит	27	67	105	270	6	$\text{CH}_4 + 1,79\% \Sigma \text{Т.У.}$
22	То же	27	67	215	270	6	$\text{CH}_4 + 4,14\% \Sigma \text{Т.У.}$
23	"	27	67	240	370	6	$\text{CH}_4 8,06\%$

синтезу углеводородов из окиси и двуокиси углерода и водорода при соответствующих термодинамических условиях и породах-катализаторах; температуре $270\text{--}800^\circ\text{C}$ и давлениях $40\text{--}850$ атм. При этом были получены метан и полная гамма тяжелых углеводородов (газов) вплоть до жидкой бензинистой нефти. Результаты эксперимента представлены в табл. 4.

Совместное изучение гидротермальных растворов и углеводородов неизбежно должно привести к выводам о единстве процессов газонефтеобразования и рудообразования. Углеводороды и сопутствующие им минералы (сера, целестин, барит, киноварь и др.) образуют единый парагенетический ряд с эндогенными минералами вследствие общности их локализации в земной коре и едином источнике исходного вещества. Подобная минерализация обнаружена во многих районах страны и в том числе на Чукотке, в районе Анадыря и др.

"Нижние" температуры для выделения минералов (в частности, ртутной минерализации) из гидротермальных растворов являются "верхними" для сохранения углеводородов — в силу их большой подвижности. В вулканических зонах время образования месторождений углеводородов может быть сближено с собственно вулканической деятельностью.

Переходные зоны от платформы к складчатым областям, тектонически очень сложные, характеризующиеся большими размерами, контрастностью тектонических движений и большой протяженностью на глубину, могут рассматриваться в качестве принципиально перспективных на газ площадей.

Узлы пересечений или сопряжений поперечных структур отличаются повышенной сквозностью (проницаемостью), облегчающей проникновение газовых, а также рудных эманаций от их глубинных источников к местам газонефтенакопления (к ловушкам).

Если предположить, что в течение всей истории развития вулканизма на Курильских островах интенсивность сольфатарной деятельности в среднем равнялась современной, то за 83 млн. лет, по данным Е.К. Мархинина (1971) было вынесено (в т):

$$\text{H}_2\text{S} \sim 2 \cdot 10^{12} \quad \text{H}_2 \sim 90 \cdot 10^8,$$

$$\text{CO}_2 \sim 90 \cdot 10^{13} \quad \text{CO} \sim 27 \cdot 10^{10},$$

$$\text{HCl} \sim 40 \cdot 10^{11} \quad \text{CH}_4 \sim 27 \cdot 10^{10}.$$

Как видно из приведенных данных, одного только метана при эруптивном вулканизме из недр Земли выносится огромное количество, составляющее примерно 540 млрд. м³.

Гипербазитовые пояса, а также пояса даек и малых интрузий преимущественно основного состава являются поисковыми признаками на залежи углеводородных газов.

Исходя из общих наших представлений о неорганическом синтезе углеводородных газов, основанных на общей теории дегазации недр Земли, намеченной В.И. Вернадским и А.П. Виноградовым, мантия является огромным резервуаром поступления углеводородных газов, переходящих затем в жидкую конденсатную (бензинистую) нефть. Углеводороды образуются при низкотемпературной фазе магматического пневматолита.

Площади, где поверхность Мохоровичича находится ближе к дневной поверхности, являются перспективными на газ и нефть. Основную роль в перемещении вещества мантии к земной поверхности играют зоны глубинных разломов. При этом газы, выделяющиеся в огромных количествах в результате перепада давления, также способствуют продвижению магмы вверх.

Ювенильные газы и водяные пары пробивают себе путь через рыхлые отложения периодически и толчкообразно вследствие двух причин: неравномерности газовых поступлений, объем которых резко увеличивается после эксплозии и внутренних подвижек около магматического очага.

В прилегающих к вулканам и взаимосвязанных с ними относительно замкнутых и термодинамически благоприятных структурах вмещающих пород могут образоваться крупные месторождения углеводородных газов и нефти.

Районы, расположенные непосредственно возле активно действующих вулканов, не могут являться перспективными с точки зрения наличия газонефтяных месторождений. Такие площади должны располагаться на значительном удалении от них и приурочиваться к глубинным разломам.

Перспективными на газ и нефть должны являться районы, в которых проявился глубинный магматизм, представленный интрузиями ультраосновного состава и являющийся источником водорода. Эти районы должны иметь большую мощность осадочных пород с хорошими коллекторскими свойствами.

Учитывая общие термодинамические условия неорганического синтеза углеводородов, подтвержденные экспериментами, с углублением в недра Земли (с 5000–6000 м) запасы залежей газа будут увеличиваться, а залежей нефти — уменьшаться. Сохраняется общая тенденция к уменьшению с глубиной запасов нефти, приходящихся на одну залежь.

Совершенно иначе изменяются по интервалам глубин запасы газа, приходящиеся на одну залежь. Так, с возрастанием глубин наряду с увели-

чением частоты встречаемости, увеличиваются и размеры газоконденсатных залежей.

Таким образом, вертикальная зональность распределения жидких и газообразных углеводородов в разрезе осадочного комплекса указывает на большие вероятности открытия на больших глубинах преимущественно газоконденсатных залежей (Алиев и др., 1972).

Мы считаем, что недра Земли являются своеобразным химическим "заводом", где простые соединения (природные газы) в процессе миграции по глубинным разломам и сопровождающим их трещинам и в результате глубинного магматизма под влиянием катализаторов (некоторых горных пород) образуют сложные соединения, превращающиеся после дальнейшей "обработки" давлением и фильтрацией в нефть.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев А.И., Керимов А.А., Меликов О.Г., Оруджев Г.П. Геологические предпосылки поисков крупных газоконденсатных залежей в глубоко погруженных зонах Южно-Каспийской впадины. – Тезисы докл. на II науч.-техн. конф. по проблеме "Перспективы обеспечения газовой пром-сти УССР ресурсами природного газа". М., "Недра", 1972.
- Башарина Л.А. Эксгаляции побочных кратеров Ключевского вулкана на разных стадиях остывания лав. – В кн.: Вулканизм Камчатки. М., "Наука", 1963.
- Беляевский Н.А. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным). – Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1969, № 2.
- Вернадский В.И. О газовом обмене земной коры. – Изв. АН СССР, 1912.
- Кравцов А.И. О перспективах газонефтеносности Камчатки. – Геол. и разв., 1965, № 10.
- Кравцов А.И. Геология и геохимия природных газов зон глубинных разломов. – В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. Киев, "Наукова думка", 1971.
- Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. – Труды Лабор. вулканол., 1959, вып. 14.
- Мархинин Е.К. Плутон – созидатель. М., "Знание", 1971.

И.А. Меняйлов

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГАЗЫ НА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Исследовались газы, выделившиеся из продуктов вулканических извержений: лавовых потоков, шлаковых конусов, взрывчатых воронок базальтовых вулканов Ключевского, Алаида, Тяти и выжатых куполов, отложений раскаленных лавин и пирокластических потоков вулканов Безымянного и Шивелуча. Газы отбирались во время извержений, в моменты относительного покоя вулканов, а также в период остывания и дегазации изверженных продуктов, вплоть до полного прекращения на них фумарольной активности. Таким образом, в данном случае мы исследу-

довали газы, выделившиеся при извержении реальных магм на различных стадиях вулканической деятельности, реальные магматические газы.

Вулкан Ключевской. Согласно Б.И. Пийпу (1956), для вулкана Ключевского характерна цикличность вулканической активности. Каждый эруптивный цикл начинается и оканчивается пароксизмальным извержением. Межпароксизмальная стадия эруптивного цикла включает серию извержений из вершинного и побочных кратеров, разделенных периодами покоя. Наиболее подробно изучены извержения побочных кратеров в 1938, 1945, 1946, 1951, 1953, 1956 и 1966 гг.

Извержения 1946, 1951, 1953, 1956 и 1966 гг. относятся к межпароксизмальным, составляющим в настоящее время продолжающийся эруптивный цикл Ключевского вулкана (цикл 2). Извержение 1938 г. является также межпароксизмальным, но относится к прошлому эруптивному циклу (цикл 1). Границей прошлого (1) и настоящего (2) эруптивных циклов служит пароксизмальное извержение 1945 г., образовавшее группу кратеров Юбилейного прорыва. Наиболее сильные побочные извержения Ключевского вулкана имеют линейный характер. В этом случае ясно видно разделение извержений на фазы: в короткую эксплозивную фазу (образование эксплозивных кратеров) преимущественно выделяется летучая часть магматического расплава. В последующую более длительную эффузивную фазу (излияние лавового потока) на поверхность поступает силикатная часть магматического расплава.

Подобные циклы активности Ключевского вулкана отмечает Б.И. Пийпом для всей его истории. Продолжительность эруптивных циклов составляет около 30 лет, а частота извержений в циклах — от 1 года до 10 лет.

Газы фумарол на лавовых потоках, конусах и эксплозивных кратерах подробно изучались во время и после каждого из вышеперечисленных извержений (табл. 1). Состав газов находился в тесной зависимости от многих факторов. На рис. 1 видно, что во всех (с двумя исключениями) случаях с уменьшением температуры, а если температура какое-то время оставалась постоянной, то с течением времени в газах фумарол уменьшалось содержание $\text{HF} + \text{HCl}$ и $\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S}$, а содержание $\text{CO}_2 + \text{CO}$ и $\text{H}_2 + \text{CH}_4$ увеличивалось. Перед вершинным извержением Ключевского вулкана и во время него в 1948 г. в газах Юбилейных кратеров увеличивалось содержание $\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ и $\text{HF} + \text{HCl}$ ($\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ увеличивалось в большей степени, чем $\text{HF} + \text{HCl}$). Такая же картина наблюдалась в газах кратера Былинкиной перед и во время извержения вершинного кратера в 1954 г. Состав газов, отобранных при одинаковых температурах, но из разных вулканических образований, неодинаков. Как видно на рис. 1, при высоких температурах газы фумарол на эксплозивных образованиях каждого извержения (эксплозивные воронки, шлаковые конусы) относительно обогащены CO_2 , CO , SC_2 , H_2S . В газах фумарол эффузивных образований (лавовых потоков) преимущественно увеличено содержание HF и HCl . Такое распределение отдельных компонентов прослеживается по большей части и при других, более низких температурах газов, т.е. тогда, когда поверхностные факторы, казалось бы, должны сильно изменить газы и затушевать различия, видимые в наименее измененных газах.

Таблица 1

Состав фумарольных газов вулкана Ключевского (об. %, без паров H_2O и воздуха)

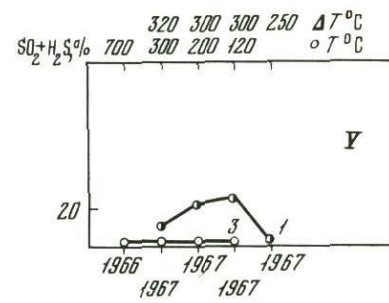
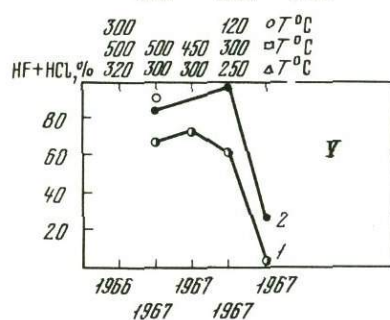
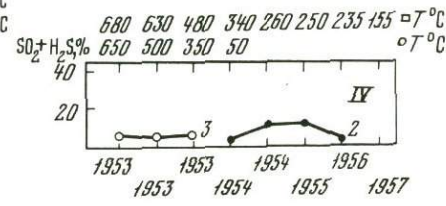
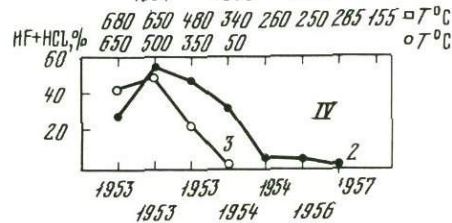
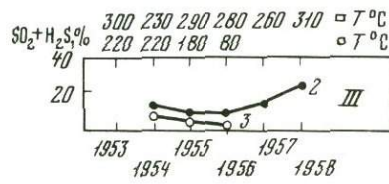
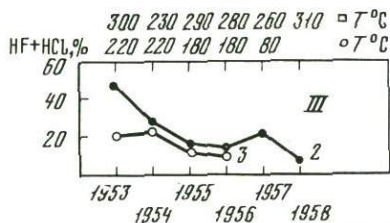
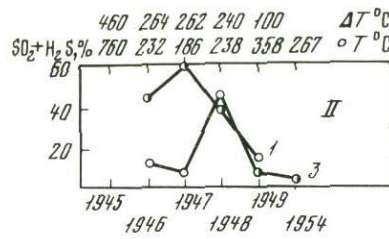
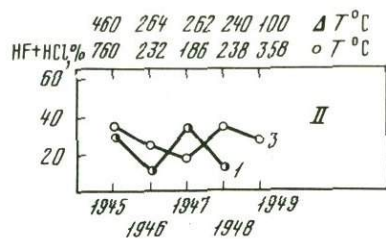
Место отбора проб и дата извержения	Дата отбора	$T, ^\circ C$	$HF + HCl$	$SO_2 + H_2S$	$CO_2 + CO$	$H_2 + CH_4$
Кратеры группы Билюкай, извержение 1938 г.						
Эксплозивный кратер Козей	1938	250	11,2	43,1	21,0	23,7
Эффузивный кратер Тиранус	1938	475	3,5	29,4	67,6	—
Лавовый поток кратера Билюкай	1938	475	76,3	—	23,7	—
Кратеры группы Юбилейных, извержение 1945 г.						
Эксплозивный кратер Левинсон-Лесинга	1945	460	27,0	—	10,5	62,5
Там же	1946	264	7,8	47,0	14,0	31,2
"	1947	262	32,0	65,0	3,0	—
"	1948	240	10,0	40,0	30,0	20,0
"	1949	100	—	26,5	73,5	—
Лавовый поток кратера Заварицкого						
Там же	1945	760	33,0	—	67,0	—
"	1945	320	14,5	—	85,0	—
"	1946	232	25,0	12,5	20,5	42,0
"	1947	186	19,0	9,5	24,0	47,5
"	1948	238	36,0	49,5	14,5	—
"	1949	358	28,3	7,9	23,7	39,8
"	1954	267	—	3,1	97,3	—
"	1955	80	—	—	100,0	—
Кратер Былинкиной извержение 1951 г.						
Шлаковый конус	1953	300	48,0	—	20,0	32,0
Там же	1954	230	29,6	12,8	30,3	27,3
"	1955	290	17,3	8,5	52,0	22,2
"	1956	280	15,9	9,2	50,1	24,9
"	1957	260	21,0	14,0	50,4	14,0
"	1958	310	7,1	22,4	49,4	21,1
Лавовый поток						
Там же	1953	220	21,1	—	39,4	—
"	1954	220	26,7	8,4	16,0	10,7
"	1955	180	19,9	9,6	62,8	—
"	1956	180	10,0	—	90,0	—
"	1957	80	—	—	100,0	—

Таблица 1 (окончание)

Место отбора проб и дата извержения	Дата отбора	$T, ^\circ C$	$HF + HCl$	$SO_2 + H_2S$	$CO_2 + CO$	$H_2 + CH_4$
Кратер Белянкина извержение 1953 г.						
Шлаковый конус	1953	680	38,0	—	25,8	36,2
Там же	1953	650	54,0	—	20,0	26,0
"	1953	480	48,7	—	25,1	16,0
"	1954	340	31,6	0,5	43,6	23,8
"	1954	260	6,5	10,2	68,6	14,7
"	1955	250	6,2	11,2	82,6	—
"	1956	285	1,0	1,5	97,5	—
"	1957	155	—	—	100,0	—
Лавовый поток						
Там же	1953	650	42,5	6,9	22,2	26,6
"	1953	500	48,6	5,3	26,2	16,6
"	1953	350	22,0	7,3	43,8	22,0
"	1954	350	—	—	100,0	—
Кратеры группы Пийпа, извержение 1966 г.						
Эксплозивный кратер 1	1967	320	69,1	10,2	1,4	19,1
Там же	1967	300	75,3	23,4	1,2	—
"	1967	300	60,6	27,3	12,0	—
"	1967	250	3,1	2,2	25,3	37,2
Шлаковый конус						
Там же	1967	500	85,8	0,1	14,4	—
"	1967	500	0,2	0,1	87,4	12,5
"	1967	450	94,4	0,3	4,9	—
"	1967	300	28,6	0,1	71,2	—
Лавовый поток						
Там же	1966	700	30,5	1,7	—	67,8
"	1967	300	88,9	0,4	10,6	—
"	1966	250	0,7	0,2	32,8	65,5
"	1966	200	0,1	1,3	—	98,6
"	1967	120	1,6	0,1	76,5	21,8

Примечание: данные о составе газов кратера Билюкай выбраны из статьи С.И. Набоко (1947); кратеров группы Юбилейной, Былинкиной и Белянкина — у Л.А. Башариной (1963); кратеров Пийпа — у И.Т. Кирсанова и его соавторов (1970).

Факт такого рода разделения газов отмечался и раньше (Набоко, 1947; Пийп, 1956) и объяснялся дифференциацией летучих во время извержений. Плохо растворимые в магме водород, газы углерода и серы первыми выделяются во время извержений и обогащают продукты эксплозивной деятельности. Хорошо растворимые в магме галоидные газы задерживаются в магматическом расплаве и выделяются из продуктов эффузивной деятельности.

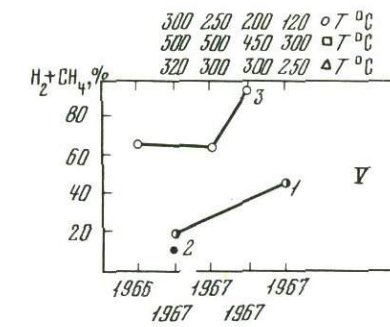
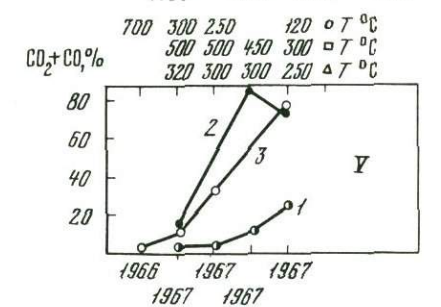
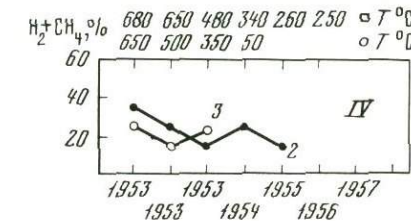
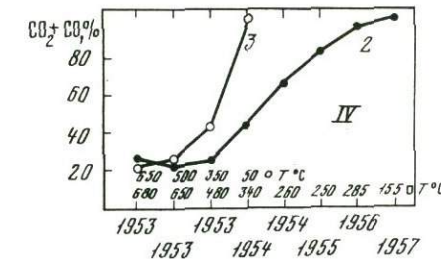
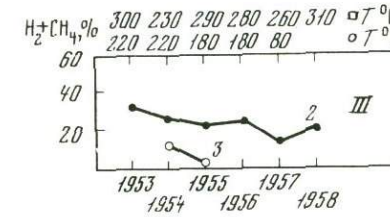
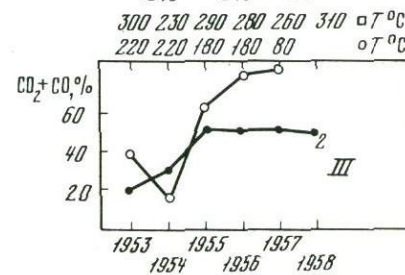
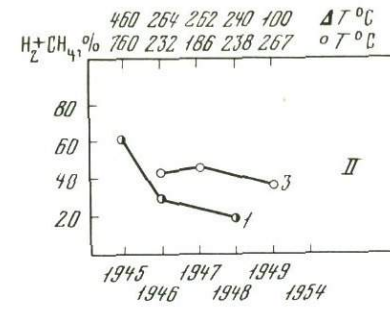
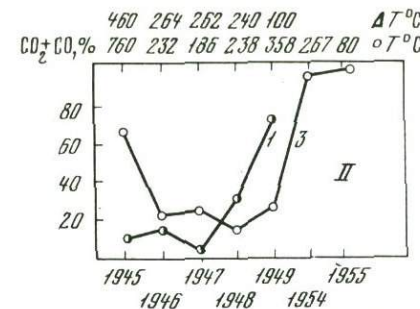


Р и с. 1. Изменение состава газов фумарол Ключевского вулкана во время отдельных извержений (по данным табл. 1)

По вертикали нанесены содержания отдельных компонентов газов в объемн. %, по горизонтали — время отбора газов (внизу) и температура газов (вверху); фумарольные газы: II — Юбилейных кратеров 1945 г.; III — кратера Белинкиной 1951 г.; IV — кратера Белинкина 1953 г.; V — кратера Пийпа 1966 г. 1 — на лавовых потоках; 2 — на шлаковых конусах; 3 — на эксплозивных воронках

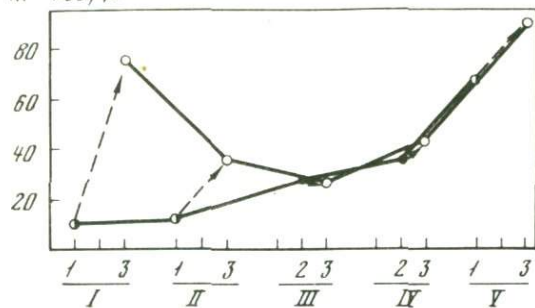
Если соединить линиями точки, отражающие содержания компонентов газов фумарол отдельно на эксплозивных воронках, конусах и лавовых потоках в близких интервалах температур по всем изученным извержениям, то получится картина изменения состава эксгаляций от извержения к извержению, т.е. в эруптивных циклах 1 и 2.

На рис. 2 видно, что содержание компонентов в газах колеблется от извержения к извержению в эруптивном цикле 2. Эти колебания гар-

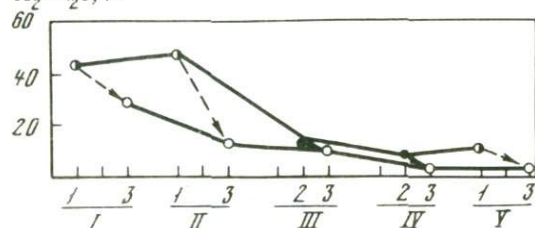


моничны для состава фумарол на различных вулканических образованиях в каждом извержении — лавовых потоках, шлаковых конусах, эксплозивных кратерах. Максимальные содержания SO₂, H₂S, CO₂, H₂ и CH₄ были в газах фумарол на кратерах и лавовом потоке Юбилейной группы, т.е. в эксгаляциях начального пароксимального извержения современного эруптивного цикла (2). Однако в газах фумарол на кратерах и лавовых потоках, сформированных в течение последующих

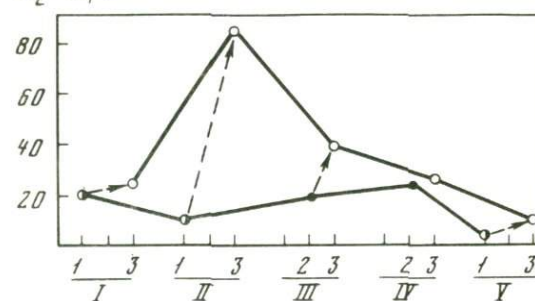
HF + HCl, %



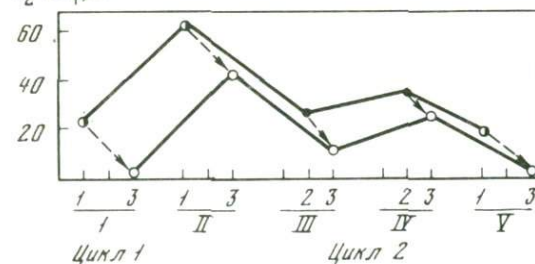
SO₂ + H₂S, %



CO₂ + CO, %



H₂ + CH₄, %



Р и с. 2. Изменение состава газов fumarol Ключевского вулкана в развитии его эруптивных циклов

По вертикали нанесено содержание в объем.%, по горизонтали — место отбора газов: I — кратеров Блюккой 1938 г.; II — Юбилейных кратеров 1945 г.; III — кратера Былинкиной 1951 г.; IV — кратера Белянкина 1953 г.; V — кратеров Пийпа 1966 г. Условные обозначения 1—3 см. на рис. 1. Извержение I — относится к прошлому эруптивному циклу 1; извержения II, III, IV, V — к настоящему эруптивному циклу 2

межпароксизмальных извержений этого цикла (2), содержание вышеперечисленных компонентов постепенно уменьшается. Содержание HCl и HF было минимальным в газах fumarol Юбилейной группы и постепенно увеличивалось к максимуму в газах кратеров группы Пийпа. Таким образом, плохо растворимые в магме газы группы серы и углерода преимущественно выделялись во время пароксизмального извержения вулкана Ключевского в 1945 г. По мере развития эруптивного цикла 2, т.е. поступления на поверхность новых порций магматического расплава, в эксгалациях все большую роль играли хорошо растворимые в магме газы.

Вулкан Алаид расположен на севере Курильской островной дуги.

Извержение вулкана Алаид в июне—сентябре 1972 г. происходило у северо-западного подножия. Тип извержения — вулканско-стромболианский, состав лавы и пеплов — базальтовый. Извержение продолжалось с 22 июня по 10 сентября. Результатом извержения явилось образование двух взрывных воронок, шлакового конуса и лавового потока.

Опробование фумарольных газов проводилось на конечном этапе извержения. В составе газов резко преобладали галоиды (содержание HF и HCl достигало 80%), было определено относительно много CH_4 и его гомологов. При наблюдении за извержением было видно, как разделялись газовая и силикатная части магматического расплава при истечении лавового потока. Газы с шумом выделялись из газовой бокки, расположенной над местом истечения лавового потока. Именно эти газы были относительно обогащены соединениями серы, водородом. Газы, выносимые лавой и выделяющиеся из лавового потока в виде фумарол, были относительно обогащены галоидными соединениями (табл. 2).

Вулкан Тятя расположен в северной части о. Кунашир. До последнего времени вулкан находился в состоянии покоя. В июле 1973 г. одновременно на северном и южном склонах началось интенсивное извержение из двух кратеров, которое носило часто взрывной характер. Вся масса твердых продуктов извержения состояла из пеплов базальтового состава; (на последнем этапе извержения из кратеров выбрасывалось относительно небольшое количество бомб, лавовых глыб и шлаков.

Фумарольные газы отбирались в последний день извержения. Температура фумарол была 580°C . В газах без учета паров воды и воздуха содержалось относительно много HCl, остальные газы были в подчиненном количестве (табл. 3). За два месяца деятельности фумарол в их составе произошли заметные изменения — уменьшилась температура, CO_2 стала преобладающим компонентом, но содержание галоидных компонентов по отношению к SO_2 оставалось высоким, также как и содержание HF по отношению к HCl.

CO_2 , CO, H_2 , CH_4 заметно выше в газах Ключевского вулкана, что фиксирует восстановительную обстановку в магматическом расплаве. Нам кажется, что окислительно-восстановительная обстановка в расплаве зависит от частоты извержений в эруптивных циклах отдельных вулканов. Во время длительных перерывов между извержениями в расплаве увеличивается парциальное давление кислорода (вследствие процессов кристаллизации расплава) и создается окислительная обстановка, способствующая выходу в газовую фазу CO_2 и H_2O . Наоборот, короткие промежутки между извержениями не создают условий для увеличения парциального давления кислорода в расплаве, так как последний удаляется из подводящего канала практически постоянно. В этом случае обстановка в расплаве будет более восстановительной. Для вулкана Ключевского отмечаются сравнительно частые извержения, в его расплаве наблюдается более восстановительная обстановка, а в газах фумарол присутствуют восстановительные газы CO_2 , H_2 , H_2S , CH_4 . Последние обнаружены в меньших количествах в газах Алаида и Тяти, поскольку перерыв между их извержениями был соответственно 30 и 50 лет.

Таблица 2

Состав фумарольных газов извержения вулкана Алаид в 1972 г. (об. %, без H_2O , O_2 , N_2)

Место отбора	Дата отбора	T°, C	$HF + HCl$	$SO_2 + H_2S$	$CO_2 + CO$	$H_2 + CH_4$
Эксплозивная воронка	28.VIII	470	95,75	2,19	2,06	—
Газовая бокка	14.IX	900	28,15	6,04	12,59	53,22
Шлаковый конус	25.VIII	580	70,89	0,37	28,74	—
Лавовый поток	24.VIII	280	64,02	4,31	18,87	12,80

Вулкан Безымянный расположен по соседству с Ключевским вулканом, до 1965 г. считался потухшим. Современный эруптивный цикл вулкана начался пачоксизмальным извержением 31 марта 1956 г. и продолжается вот уже более 18 лет. Эруптивный цикл состоит из периодически повторяющихся извержений, перерывы между которыми продолжались от года до полугода. Во время извержений происходил рост купола Нового, образование отложений пирокластических потоков и раскаленных лавин.

Фумарольные газы вулкана Безымянного (табл. 4) изучались на всех этапах эруптивного цикла. Было установлено, что состав газов зависел от температуры фумарол, условий и места отбора, расположения. Кроме того, было замечено, что при одинаковых температурах газы фумарол на отложениях пирокластических потоков и раскаленных лавин были обогащены соединениями серы и углерода, а на лавовом куполе Новом —

Таблица 3

Состав фумарольных газов вулкана Гятя (об. %), отобранных в Верхней воронке на южном склоне вулкана

Дата отбора	T°, C	HF	HCl	SO_2
2.VIII 1973	580	11,26	48,58	6,75
2.VIII 1973	580	9,73	52,17	9,42
4.X 1973	300	3,44	7,57	1,39
4.X 1974	300	7,24	25,64	7,71

Таблица 3 (окончание)

Дата отбора	CO_2	H_2	CH_4	NH_3
2.VIII 1973	24,20	—	0,02	4,18
2.VIII 1973	—	14,39	8,47	5,82
4.X 1973	76,16	4,68	3,73	3,03
4.X 1974	52,76	2,65	—	4,00

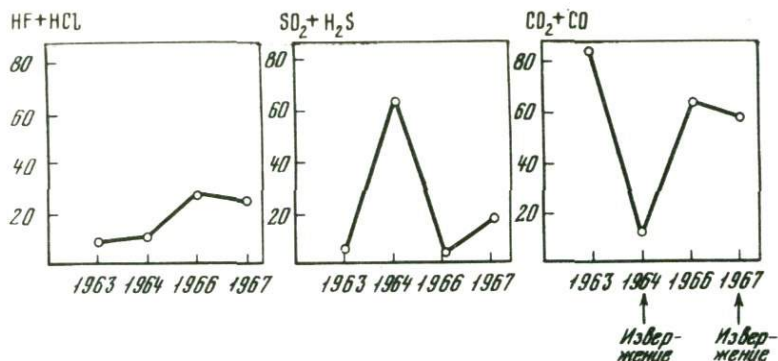
Таблица 4

Состав фумарольных газов вулкана Безымянного (об. % без паров и воздуха)

Место отбора проб и дата извержений	Дата отбора	T°, C	$HF + HCl$	$SO_2 + H_2S$	$CO_2 + CO$	$H_2 + CH_4$
Пирокластический поток извержения 1956 г.	1956	100	—	13,07	81,92	5,01
Там же	1957	90	—	—	83,18	16,52
"	1959	95	—	—	64,29	35,71
Раскаленные лавины извержений 1957–1959 гг.	1958	344	18,38	20,32	48,12	13,18
Там же	1959	190	11,20	27,80	51,75	9,25
"	1960	170	5,37	12,30	82,33	—
Пирокластический поток извержения 1960 г.	1960	250	22,20	4,88	—	73,14
Пирокластический поток извержения 1962 г.	1962	194	17,70	29,40	41,20	11,70
Пирокластический поток извержения 1963 г.	1963	102	28,57	5,95	—	65,48
Там же	1964	75	9,09	18,18	72,73	—
Пирокластический поток извержения 1964 г.	1964	140	9,65	17,54	64,04	8,77
Пирокластический поток извержения 1965 г.	1965	420	66,22	6,83	26,95	—
Там же	1965	250	52,01	13,82	34,19	—
"	1965	150	2,04	0,85	96,58	0,80
"	1966	92	—	0,23	99,77	—
"	1967	80	—	—	94,36	5,64
Купол Новый, извержения были в 1964–1967 гг.	1963	400	8,19	6,60	85,21	—
"	1964	400	9,83	66,10	11,19	12,86
Там же	1964	450	13,09	67,78	10,74	8,32
"	1966	500	27,80	2,79	64,18	3,52
"	1967	500	43,66	11,33	44,61	—

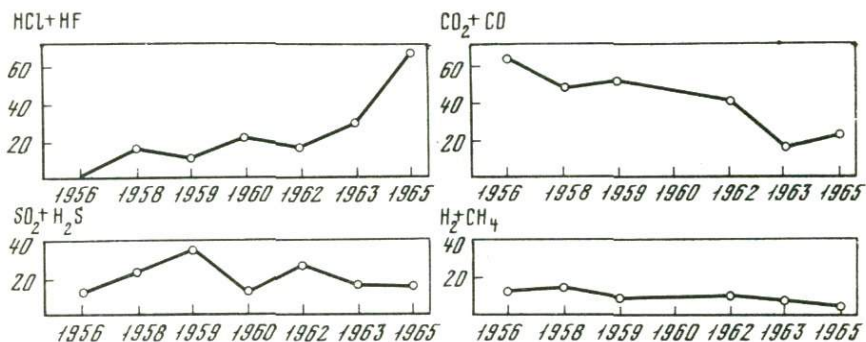
Примечание: данные о составе газов вулкана Безымянного за 1956–1962 гг. выбраны из статьи Л.А. Башариной (1964), за 1960 г. — у О.Г. Борисова (1966), за 1963–1965 гг. — у Ю.М. Дубика, И.А. Леньилова (1969), за 1966–1967 гг. — у Е.К. Серафимовой (1971).

галоидными соединениями. Вместе с тем состав газов купола Нового резко колебался в зависимости от состояния вулкана при постоянной температуре фумарол (рис. 3). В периоды относительного покоя в газах купола преобладали галоидные соединения, а перед и во время извержений — увеличивалось содержание серы и водорода.



Р и с. 3. Изменение состава газов фумарол на куполе Новом вулкана Безымянного (по данным табл.2)

По вертикали нанесены содержания отдельных компонентов в объемн. %, по горизонтали — время отбора газов. Температура газов была около 500°С. Стрелка показано время извержения вулкана



Р и с. 4. Состав газов фумарол на отдельных пирокластических потоках, образованных в результате извержения вулкана Безымянного в 1956—1965 гг.

По вертикали нанесены содержания отдельных компонентов фумарольных газов в объемн.%, по горизонтали — время отбора газов

Однако, если сравнить состав газов, отобранных в 1962 и 1967 г., то можно заметить, что по мере роста купола в газах уменьшилось содержание SO₂, H₂S, CO, CO₂ и увеличилось содержание HF и HCl.

Рассмотрим состав газов фумарол отдельно на пирокластических потоках, образовавшихся в результате следующих друг за другом извержений (рис. 4). Как и на куполе, в газах пирокластических отложений постепенно снижалось содержание газов серы и углерода от максимальных в начале эруптивного цикла до минимальных — в конце. Одновременно увеличивалось содержание галоидных газов, особенно за счет фтора. Таким образом, основная масса плохо растворимых в магме га-

зов серы и углерода отделялась на начальном этапе эруптивного цикла. По мере развития эруптивного цикла их отделение постепенно уменьшается за счет увеличения хорошо растворимых в магме галоидных газов.

Вулкан Шивелуч — наиболее северный из всех действующих вулканов Курило-Камчатской дуги. В 1946–1951 гг. на вулкане отмечалось извержение пелейского типа. В кратере-кальдере вулкана началось выжимание купола Суелич, который рос в течение 5 лет. Выжимание купола сопровождалось взрывами, раскаленными лавинами и отложением пирокластического потока.

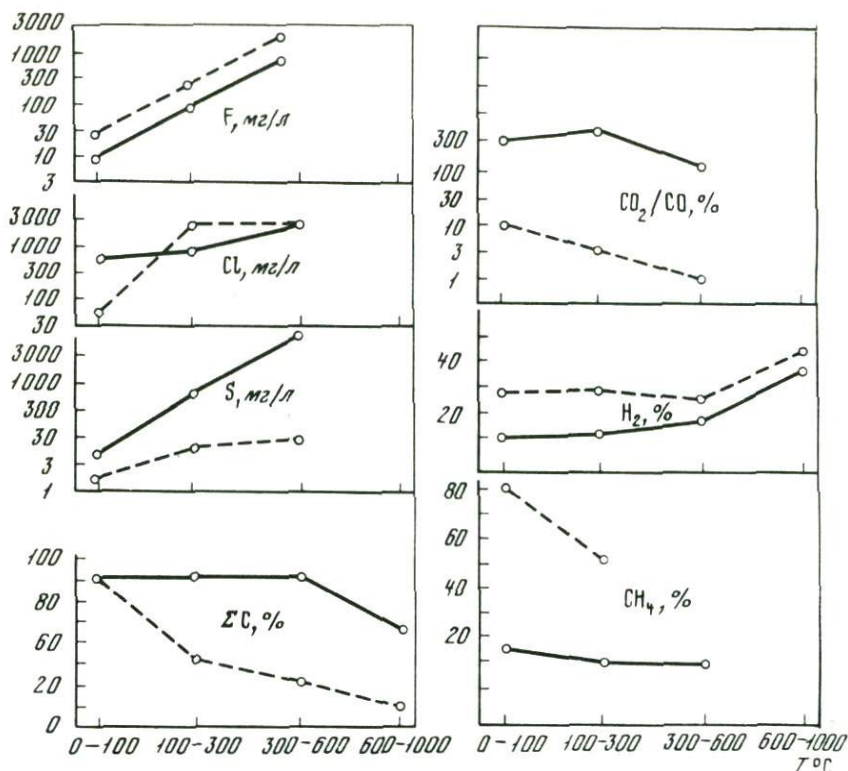
12 ноября 1964 г. произошло мощное извержение типа "направленный взрыв". В результате извержения все экструзивные купола, в том числе купол Суелич, были уничтожены. Извержение является кульминационным для вулкана Шивелуч и, по-видимому, открывает новый эруптивный цикл в истории вулкана.

Газы, выделившиеся при извержении 1946–1951 гг., изучались С.И. Набоко (1959). Она отметила, что на начальном этапе извержения в фумарольных газах купола Суелич преобладали соединения серы. По мере развития извержения в газах купола Суелич увеличивалось содержание галоидных соединений. Фумаролы на отложениях пирокластического потока были богаче соединениями серы относительно фумарол на куполе Суелич. Во время периодов усиления эруптивной деятельности, когда на поверхность поступал свежий магматический материал, в газах купола Суелич было увеличено содержание газов серы, а во время периодов относительного покоя — галоидных газов.

Из-за катастрофического характера извержения Шивелуча в 1964 г. непосредственных отборов газов приведено не было, однако, если судить об эруптивных газах, выделившихся 12 ноября, по составу водных вытяжек из пещлов эруптивной тучи и газопепловых облаков пемзовых потоков, в них преобладали соединения серы над галоидами.

Проявления базальтового и андезитового вулканизма в современную эпоху весьма различны. Для базальтового вулкана Ключевского характерно постоянное поступление магматического материала, вероятно, непосредственно из верхней мантии. В меньшей степени это относится к вулканам Алаид и Тятя. Относительно высокая температура и низкая вязкость базальтического расплава контролируют вулканско-стромболианский тип извержений. Андезитовые вулканы извергаются после длительных периодов покоя. Во время покоя магматический расплав кристаллизуется, охлаждается и становится обогащенным летучими (например, в промежуточной магматической камере, которая предполагается для вулкана Безымянного). Поэтому извержения андезитовых вулканов носят эксплозивный характер. Последующее формирование экструзивных куполов происходит в результате выжимания относительно холодного и вязкого магматического материала.

Несмотря на резкие различия в признаках активности андезитовых и базальтовых вулканов, обусловленных свойствами расплава, поведение газообразных продуктов активности как тех, так и других вулканов близко. В начале эруптивных циклов выделяется основная часть плохо растворимых в магме летучих веществ — газов серы и углерода.



Р и с. 5. Распределение отдельных компонентов газов фумарол в зависимости от температуры газов и состава твердых изверженных продуктов

Содержание F, Cl, S — по данным конденсатов газов; содержание C, H₂, CH₄, CO₂/CO — по данным анализов газов в объемн.%. Кривые проведены по точкам, отражающим наиболее вероятные содержания газов фумарол в температурах 0-100, 100-300, 300-600, 600-1000 °C. Прерывистой линией соединены содержания газов фумарол на базальтовых вулканах, сплошными линиями — на андезитовых вулканах.

По мере развития эруптивного цикла и поступления магматического материала из более глубоких уровней канала газы обогащаются хорошо растворимыми галоидными соединениями. На фоне постепенного изменения состава газов в эруптивных циклах как базальтовых, так и андезитовых вулканов происходит скачкообразное изменение состава газов во время отдельных извержений, составляющих эруптивные циклы. Газы начальной эксплозивной фазы извержений обогащены соединениями серы и углерода, т.е. плохо растворимых в расплаве газов, а газы последующей эффузивной стадии извержений обогащены галоидными соединениями, т.е. относительно хорошо растворимыми газами. Газовая дифференциация, которая происходит на фоне слабой (в случае базальтовых вулканов) или отсутствующей (в случае андезитовых вулканов) дифференциации силикатной части магмы, вызвана, несомненно, большей

подвижностью летучей части магмы по сравнению с силикатной частью. Усиление вулканической активности ведет к преимущественному выделению газов серы и углерода, а ослабление активности характеризуется отделением галоидных газов.

Для того чтобы сравнить состав газов базальтовых и андезитовых вулканов, нами была проведена статистическая обработка около 800 опубликованных анализов газов из активных вулканов Камчатки и Курильских островов.

Как видно из графиков (рис. 5), газы из базальтовых вулканов при всех температурах обогащены фтористыми соединениями и при средних температурах хлористыми соединениями, H_2 и CH_4 (углеводородами), а также CO относительно CO_2 по сравнению с газами из андезитовых вулканов. Наоборот, газы андезитовых вулканов сравнительно обогащены соединениями серы и соединениями углерода (за счет CO_2).

Увеличенное содержание восстановленных газов в фумаролах базальтовых вулканов объясняется существованием более восстановительной обстановки в расплавах. Выше мы уже говорили, что окислительная обстановка в расплаве возникает, когда вулкан находится длительное время в состоянии покоя. Это характерно для андезитовых вулканов. В результате газы, выделяющиеся при извержениях последних, обогащены окисленными газами — CO_2 , возможно, H_2O .

Относительно высокое содержание галоидных соединений в фумарольных газах базальтовых вулканов, по-видимому, отражает обогащенность ими летучих компонентов современных базальтовых магм, питающих вулканы Ключевской, Алаид, Тятя. Поскольку очаги питания базальтовых вулканов, в частности Ключевской сопки, находятся в области верхней мантии, можно заключить, что состав газов на определенном этапе активности базальтовых вулканов близок к составу летучих, содержащихся в первичных (мантийных) расплавах. Увеличение содержания газов серы и углерода в фумаролах андезитовых вулканов, возможно, также связано с обогащенностью современных андезитовых магм серой и углеродом в период нахождения в подводящем канале или очаге (например, в результате дифференциации летучих).

ЛИТЕРАТУРА

- Башарина Л.А.* Экспозиции побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. — В сб.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., "Наука", 1963.
- Башарина Л.А.* Экспозиции кислых лав вулкана Безымянного. — В кн.: Современный вулканизм Северо-Востока Сибири. М., "Наука", 1964.
- Борисов О.Г.* Особенности фумарольной деятельности на агломератовых отложениях вулкана Безымянного. — В кн.: Современный вулканизм. М., "Наука", 1966.
- Дубик Ю.М., Меньшов И.А.* Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного. — В кн.: Вулканы и извержения. М., "Наука", 1969.
- Кирсанов И.Т., Серафимова Е.К., Маркова И.А.* Главный и побочный кратеры Ключевского вулкана в 1966–1968 гг. — Бюлл. вулканол. станций, 1970, № 46.
- Набоко С.И.* Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937–1938 гг. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1947, вып. 4.

- Набоко С.И.* Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 16.
- Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1956, вып. 11.
- Серафимова Е.К.* Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1966—1967 гг. — Бюлл. вулканол. станций, 1971, № 47.

И.Я. Некрасов, Н.С. Горбачев

Институт экспериментальной минералогии АН СССР

ОСОБЕННОСТИ ОКИСНО-СУЛЬФИДНЫХ РАВНОВЕСИЙ В ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ (РАСЧЕТНЫЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

Многие эндогенные месторождения (колчеданные, оловорудные, вольфрамовые, полиметаллические, золото-серебряные и сурьмяно-мышьяково-ртутные) пространственно и генетически связаны с вулканическими и субвулканическими образованиями.

Классический пример колчеданного оруденения, связанного с проявлениями древнего вулканизма, — месторождения Аппалачей в Канаде (Нью Брунсвик, Майна Купра), Южного Урала (Блявинское, Октябрьское, Комсомольское) и Северного Кавказа (Урупское). В связи с третичным и современным вулканизмом Курильских островов (о. Кунашир) и Японии (о. Кюсю) возникли своеобразные по составу и строению медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения типа Куроко (Мацукума, Хорикоси, 1973). Обычно эти месторождения пространственно ассоциируют с дацитовыми вулканокупольными структурами (район Косака).

В Боливии, Японии, Мексике, США и на Северо-Востоке СССР хорошо изучена обширная группа вулканогенных оловорудных, олово-вольфрамовых или олово-серебряных месторождений. Особенно широко развиты месторождения этого типа в Боливии. К ним, в частности, принадлежат такие крупные объекты, как Лялягуа, Потоси, Оруро и Колкечака. Оловорудное месторождение Лялягуа приурочено к потоку дацит-порфиров, заполнивших жерло вулкана. Рудные тела олово-серебряного месторождения Потоси локализованы главным образом в плиоценовых покровах риолитов и в измененных дацитах, слагающих жерло вулкана. Месторождение Оруро располагается в пределах штока окварцованных, серицитизированных дацитов, а Колкечака — риолито-дацитов.

Еще более ярко выражена связь оловянного оруденения с третичным вулканизмом. Так, в Мексике и южной части США (штаты Невада и Нью Мексико) деревянистое олово и криптокристаллический касситерит образуются в виде рассеянной вкрапленности в риолитах и риолитовых туфах в парагенезисе с триммитом, кристобалитом, спекуляритом, опалом, халцедоном и санидином непосредственно в процессе остывания кислых лав (Atwater, 1946).

Миоценовые и K_2 -F оловорудные месторождения вулканического типа широко развиты и в азиатском секторе Тихоокеанского пояса: в Японии (районы Асао и Анекобе), на Корякском нагорье, в хребте Полоусном, Приморской низменности и Омеукчанском районе Северо-Востока СССР (Некрасов, Покровский, 1973; Лугов и др., 1974; Ватанабе и др., 1973). Оловянное оруденение здесь связано непосредственно с породами жерловых фаций — риолитами и их туфами, кварцевыми гранит-порфирами; с покровами эффузивов липаритового или дацитового состава либо, наконец, с дайками лампрофиров, являющихся корнями эффузивов.

Проявления Sn, W и других сопутствующих металлов известны и в областях современного вулканизма. Так, нами (Некрасов, 1973а) была установлена повышенная оловоносность термальных (натрий-хлоридных) вод современных источников о. Кунашир (вулкан Менделеева и Горячий пляж). На наличие Sn в термальных водах Камчатки указывает С.И. Набоко (1974), а в fumarолах района Девила-Кичин западного побережья США — Ф. Диксон и Дж. Таннел (1973). Многие горячие источники Боливии (Унсия), штатов Юта, Калифорния и Невада в США (Авраам, Салин-Валли, Эванс) наряду с Sn обогащены вольфрамом. В ряде случаев вольфрам извлекался из этих своеобразных вольфрамсодержащих слоев травертинов в промышленных количествах (месторождение Голконда в Неваде и Унсия в Боливии).

Несомненно вулканическое происхождение имеют классические эпитермальные золото-серебряные месторождения американского сектора Тихоокеанского пояса. К ним принадлежат многочисленные и хорошо известные золото-серебряные месторождения Запада США в штатах Аризона, Калифорния, Колорадо, Айдахо, Монтана, Невада, Юта, Нью Мексико и Вашингтон. В их числе такие крупные объекты, как, например, Крипл-Крик, Рипаблик и Нейшионал (Нолан, 1937). Они связаны с проявлениями третичного вулканизма кислого и среднего состава.

Следует различать два типа этих месторождений: а) низкотемпературные (100 – 200°C) адуляр-кварцевые золото-серебряные месторождения, в которых содержится мало сульфидов и сульфосолей, а отношение $\text{Au} : \text{Ag}$ достаточно высокое от $1 : 1$ до $1 : 7$ и б) среднетемпературные (150 – 350°C) кварцево-сульфидные серебро-золотые месторождения, для которых характерно резкое преобладание Ag над Au ($\text{Au} : \text{Ag}$ от $1:20$ до $1:100$ и менее). В месторождениях последнего типа широко развиты электрум, аргентит, сульфосоли серебра и олова, а также селениды (науманнит) и сульфиды (сфалерит, галенит, пирит и халькопирит). Типичными представителями первого типа являются месторождения Крипл-Крик и Нейшионал в США, а второго типа — Комстон (штат Невада, США). Для этих месторождений характерно слабое проявление гидротермальных изменений в боковых породах, ярко выраженная телескопированность оруденения и быстрое падение содержания золота с глубиной.

Среди упомянутых месторождений вулканогенного типа самое широкое развитие получили ртутные, сурьмяные и мышьяковые. Большинство Hg—Sb—As месторождений Боливии, Мексики, Аляски связаны с третич-

но-четвертичным вулканизмом. Более того, ряд ртутных и сурьмяных месторождений западного побережья США сформированы фактически современными термальными источниками, окружающими жерловины потухших вулканов. Интенсивное отложение Hg_2S , Sb_2S_3 и As_2S_3 из щелочных горячих вод имеет место на таких источниках, как Амеди и Стимбот в Калифорнии (Диксон, Таннел, 1973). Современное образование киновари, метациннабарита, реальгара, аурипигмента, метастибнита; пирита, галенита и сфалерита отмечается и в источниках кальдеры Узон на Камчатке (Главатских, 1974).

Приведенных примеров достаточно для того, чтобы убедиться в наличии большой группы вулканогенных месторождений, для которых характерны многие общие черты геологического строения, обусловленные общностью (или близостью) структурных и физико-химических условий образования. Это типичные близповерхностные месторождения (0,3–2 км), и, как следствие этого, на большинстве из них ярко выражено телескопированное строение рудных тел. Обычной является быстрая смена типа оруденения с глубиной при общем сравнительно небольшом размахе (интервале) оруденения, измеряемого первыми сотнями метров. Немаловажной особенностью месторождений вулканогенного типа является их полиметалльность, т.е. комплексность руд, нередко закономерно сменяющих друг друга в плане и разрезе (горизонтальная и вертикальная зональность отложения). В частности, на многих золото-серебряных и олово-серебряных месторождениях имеет место быстрая смена (через 100–200 м) золотого оруденения серебряным, а затем нередко и оловянным (сульфосолюно-касситеритовым-канфилдитовым, франкитовым и тиллитовым). Для оловорудных месторождений этого типа обычна смена окисных (касситеритовых) руд верхних горизонтов существенно станниновыми внизу (Лугов и др., 1972).

Быстрая смена одного типа минерализации другим (по падению и простираию рудных тел) и резкое "выклинивание" продуктивного оруденения на глубине первых сотен метров обусловлено, на наш взгляд, большим градиентом t и P , быстрой сменой соотношения f_{H_2S} и f_{O_2} , pH и

Eh растворов в относительно короткий период вулканической деятельности. Немаловажное влияние на изменение f_{H_2S} , f_{O_2} , pH и Eh оказывали также вадозные растворы и рассолы, смешивающиеся с гидротермами.

Количественные данные о физико-химических параметрах минералообразования в месторождениях вулканогенного типа могут быть получены путем измерения термальных вод в областях активного вулканизма, а также термодинамическими расчетами окисно-сульфидных равновесий и экспериментальным их изучением.

Расчеты окисно-сульфидных равновесий при 300 и 500°C и их геологическая интерпретация. Наряду с аммонием, Cl^- , CO_2^- , BO_2^- , F^- и органическими соединениями в гидротермальных растворах постоянно присутствуют кислород и соединения серы. Среди последних (при 100–500°C и $pH = 1-6$) резко преобладает сероводород (H_2S) и поэтому все важнейшие реакции образования сульфидов протекают с участием H_2S и O_2 .

В общем случае в гидротермальном рудообразовании имеют место равновесия четырех типов: металл–сульфид, металл–окисел, окисел–сульфид и простой сульфид (или группа сульфидов) – сложный сульфид или сульфосоле. Они в полной мере отображают направленность процесса минералообразования в зависимости от изменения режима серы–кислорода при заданной температуре и P_{H_2O} . Примеры реакций минералообразования, играющих важную роль в формировании руд вулканогенных месторождений, приведены в табл. 1, а результаты расчета окисно-сульфидных равновесий – в табл. 2. Равновесия имеют вид: $\psi_i + 2H_2S + O_2 = \psi_j + 2H_2O$. При условии $P_{общ.} = P_{H_2O} = 1000$ атм. Предполагая, что P_{H_2S} и P_{O_2} независимы от общего давления и пренебрегая влиянием давления на твердые фазы, можно записать:

$$\Delta G_{T_1}^0 P_{H_2O} P_{H_2S} P_{O_2} = \Delta G_T + 2RT \ln P_{H_2O} \gamma_{H_2O} - 2RT \ln P_{H_2S} \gamma_{H_2S} - RT \ln P_{O_2} \gamma_{O_2} \quad (1)$$

$$2 \lg f_{H_2S} + \lg f_{O_2} = \frac{\Delta G_T^0}{2,303 RT} + \frac{2 \Delta G_{T,P} \cdot (H_2O)}{2,303 RT} \quad (2)$$

Откуда, принимая активности твердых фаз за 1, следует уравнение (3):

$$\lg f_{H_2S} + \frac{1}{2} \lg f_{O_2} = \frac{\Delta G_T^0}{22,303 RT} + \frac{\Delta G_{T,P} \cdot (H_2O)}{2,303 RT} \quad (3)$$

Это позволяет с помощью термодимических расчетов найти положение линий равновесия на диаграмме $\lg f_{H_2S} - \lg f_{O_2}$. Термодимические константы соединений, используемые при расчетах, заимствовались из справочников (Robie, Waldbaum, 1968; Киреев, 1970; Наумов и др., 1971) и оригинальных работ (Бартон, Скиннер, 1970; Андерсон, 1970; Маракушев, Безмен, 1972; Graig, Barton, 1973).

Стандартное состояние серы в ее соединениях – S_2 (и другой газ).

Полученные данные позволяют объяснить многие особенности генезиса вулканогенных месторождений. Так, равновесия первого типа (металл–сульфид) дают возможность определить последовательность отложения простых сульфидов из растворов по мере изменения f_{H_2S} в них. Ряд последовательности простых сульфидов для вулканогенных месторождений можно представить в следующем виде: Cu–Sn–Pb–Bi–Sb–As–Hg. Для металлов переменной валентности эта последовательность выражается в смене моносulfидов полуторными сульфидами, а затем дисульфидами по мере возрастания f_{H_2S} в растворах.

По сродству металлов к кислороду (равновесия металл–окисел) намечается следующий ряд: W–Sn–Fe–Mo–As–Pb. В нем положение Sn и Fe меняется в зависимости от температуры, как это видно из сопоставления рис. 1 и рис. 2. С повышением температуры сродство к кислороду у железа становится выше, чем у олова.

В общем случае температура оказывает большое влияние на положение линий моновариантного равновесия металл–сульфид и металл–окси-

Таблица 1

Типы вулканогенных месторождений и важнейшие окисно-сульфидные реакции образования рудных минералов

Тип оруденения	Вулканогенные и субвулканические породы, с которыми связано оруденение	Металлы		Основные минеральные равновесия
		Главные	Второстепенные (примеси)	
Медно-колчеданные и медно-полиметаллические	Андезиты, трахиандезиты, андезитовые дациты, порфиры, различные туфы. Осадочно-вулканогенные толщи, вулканокупольные структуры, штоки	Cu, Pb, Zn, Fe	Mo, Au, In	<ol style="list-style-type: none"> $2\text{Fe} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{FeS} + 2\text{H}_2\text{O}$ $\text{FeS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{FeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ $16/3\text{Cu} + 2/3\text{FeS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/3\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ $4\text{FeS} + 3\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 5\text{CuFeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ $4/3\text{Mo} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/3\text{Mo}_2\text{S}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$ $2\text{Mo}_2\text{O}_3 + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 4\text{MoS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ $2\text{Zn} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{ZnS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ $2\text{Pb} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{PbS} + 2\text{H}_2\text{O}$
Оловорудные и оловосеребряные (касситерит-силикатно-сульфидная формация)	Латит-порфиры, риолиты, дациты; гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Покровы жерла вулканов, штоки, серии дайковых тел	Sn, W, Ag, Bi	Fe, Cu, Sn, Zn, Pb, Mo, Bi, In, Cd, Sb, Au	<ol style="list-style-type: none"> $\text{Sn} + \text{O}_2 = \text{SnO}_2$ $\text{SnO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} = 2\text{SnS} + 2\text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$ $4\text{Ag} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{Ag}_2\text{S} + 2\text{H}_2\text{O}$ $4\text{Ag}_2\text{S} + \text{SnO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} = \text{Ag}_8\text{SnS}_6 + 2\text{H}_2\text{O}$ $4/3\text{Sb} + 2\text{H}_2\text{S} = 2/3\text{Sb}_2\text{S}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$ $4/3\text{Bi} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/3\text{Bi}_2\text{O}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$ $4\text{CuFeS}_2 + \text{SnO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4 + 2\text{FeS} + \text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$
Золото-серебряные	Гранит-порфиры и кварцевые порфиры субвулканических тел; риолиты, дациты и андезиты экстрезивов; дайки порфиритов и лампрофиров	Au, Ag	Sn, Pb, Zn	<ol style="list-style-type: none"> $4\text{Ag} + 2\text{H}_2\text{S} = 2\text{Ag}_2\text{S}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$ $x\text{Au} + y\text{Ag} = \text{Au}_x\text{Ag}_y$ $\text{Pb} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{PbS} + 2\text{H}_2\text{O}$ $\text{Zn} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{ZnS} + \text{H}_2\text{O}$ $16/5\text{Ag} + 2/5\text{SnS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/5\text{Ag}_8\text{SnS}_6 + 2\text{H}_2\text{O}$

Таблица 1 (окончание)

Тип оруденения	Вулканогенные и субвулканические породы, с которыми связано оруденение	Металлы		Основные минеральные равновесия
		Главные	Второстепенные (примеси)	
Золото (серебро)-сурьмяные	Покровы порфиритов, дацитов и андезитов; дайки кварцевых порфиритов и лампрофиров; субвулканические штоки гранодиорит-порфиритов и гранит-порфиритов	Sb, Au	Ag, Pb, Zn, As, Sn, Fe	<ol style="list-style-type: none"> $4/3\text{Sb} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/3\text{Sb}_2\text{S}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$ $2/3\text{As} + 2\text{H}_2\text{S} + 2\text{O}_2 = 2\text{AsS} + 2\text{H}_2\text{O}$ $\text{FeAs}_2 + \text{FeS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 4\text{FeAsS} + 2\text{H}_2\text{O}$ $\text{FeAsS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = \text{FeS}_2 + \text{AsS} + 2\text{H}_2\text{O}$ $\text{Ag}_2\text{S} + 4/3\text{As} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 4/3\text{As}_3\text{AsS} + 2\text{H}_2\text{O}$ $9\text{FeS} + 8/9\text{PbS} + 4/3\text{Sb} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/9\text{FePb}_4\text{Sb}_6 + 2\text{H}_2\text{O}$ $5/3\text{PbS} + 4/3\text{Sb} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 1/3\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11} + 2\text{H}_2\text{O}$
Ртутные и мышьяково-ртутные	Связь с вулканогенными породами косвенная. Покровы андезитов, дацитов, липаритов; их туфы, экстрезивы дацитов и риодацитов	Hg, As	Sb, Au, Pb	<ol style="list-style-type: none"> $2\text{Hg} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{HgS} + 2\text{H}_2\text{O}$ $4/3\text{Sb} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/3\text{Sb}_2\text{S}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$ $2/3\text{As} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{AsS} + 2\text{H}_2\text{O}$

Таблица 2

Главные типы окисно-сульфидных равновесий вулканогенных месторождений

№ реакции	Реакция	300°C		500°C	
		$\Delta G_{(P,T)}$, ккал	$\lg K_{\text{реак}}$	$\Delta G_{(P,T)}$, ккал	$\lg K_{\text{реак}}$
I. Металл-сульфид					
1	$2\text{Zn} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{ZnS} + 2\text{H}_2\text{O}$	169,32	64,55	159,39	45,05
2	$\text{Mo} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = \text{MoS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	138,23	52,70	130,45	36,87
3	$2\text{Pb} + 2\text{Sn} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{PbSnS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	128,84	49,12	119,30	33,72
4	$5/2\text{Cu} + 1/2\text{Fe} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 1/2\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$	130,89	49,90	124,54	35,20
5	$2\text{Fe} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{FeS} + 2\text{H}_2\text{O}$	130,84	49,88	125,32	35,42

Таблица 2 (продолжение)

№ реакции	Реакция	300°C		500°C	
		$\Delta G_{(P,T)}$, ккал	$\lg K_{\text{реак}}$	$\Delta G_{(P,T)}$, ккал	$\lg K_{\text{реак}}$
6	$18/5\text{Cu} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{Cu}_9/5\text{S} + 2\text{H}_2\text{O}$	—	—	123,80	35,00
7	$2\text{Sn} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{SnS} + 2\text{H}_2\text{O}$	129,13	49,23	120,36	34,02
8	$2\text{Pb} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{PbS} + 2\text{H}_2\text{O}$	128,61	49,03	118,24	33,42
9	$\text{W} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = \text{WS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	128,00	48,80	118,88	33,60
10	$4\text{Cu} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{Cu}_2\text{S} + 2\text{H}_2\text{O}$	127,77	48,71	—	—
11	$2\text{Pt} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{PtS} + 2\text{H}_2\text{O}$	114,49	43,65	105,29	29,76
12	$\text{Re} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = \text{ReS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	112,79	43,00	125,25	35,40
13	$2/3\text{Ag}_3\text{Sb} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/3\text{Ag}_3\text{SbS}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$	105,60	40,26	99,47	28,20
14	$4/3\text{Bi} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/3\text{Bi}_2\text{S}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$	104,58	39,87	98,96	27,97
15	$4/3\text{Sb} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/3\text{Sb}_2\text{S}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$	103,45	39,44	93,19	26,34
16	$2\text{As} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{AsS} + 2\text{H}_2\text{O}$	98,05	37,38	90,08	25,46
17	$2\text{Hg} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{HgS} + 2\text{H}_2\text{O}$	89,65	34,18	78,54	22,20
II. Металл-окисел					
18	$\text{W} + \text{O}_2 = \text{WO}_2$	112,26	42,80	104,72	29,60
19	$\text{Sn} + \text{O}_2 = \text{SnO}_2$	110,69	42,20	100,48	28,40
20	$3/2\text{Fe} + \text{O}_2 + \text{O}_2 = 1/2\text{Fe}_3\text{O}_4$	110,27	42,04	102,67	29,02
21	$\text{Mo} + \text{O}_2 = \text{MoO}_2$	107,54	41,00	99,77	28,20
22	$\text{C} + \text{O}_2 = \text{CO}_2 (f_{\text{CO}_2} = 100 \text{ atm})$	94,43	36,00	93,76	26,50
23	$4/3\text{As} + \text{O}_2 = 2/3\text{As}_2\text{O}_3$	80,60	30,73	74,55	21,07
24	$2\text{Pb} + \text{O}_2 = 2\text{PbO}$	77,12	29,40	67,22	19,00
25	$4/9\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{O}_2 = 2/3\text{Fe}_2\text{O}_3$	76,22	29,06	63,01	17,81
III. Окисел-сульфид					
26	$2\text{SnO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} = 2\text{SnS} + 2\text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$	-100,22	-38,21	-83,67	-23,65
27	$2\text{PbS} + 2\text{SnO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} = 2\text{PbSnS} + \text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	-90,97	-34,68	-76,68	-21,64
28	$4\text{CuFeS} + 2\text{SnO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} = 2\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4 + 2\text{FeS} + 2\text{H}_2\text{O}$	-82,94	-31,62	-69,34	-19,90
29	$2/3\text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{H}_2\text{S} = 2\text{FeS} + 2/3\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	-16,21	-6,18	-11,64	-3,29
30	$1/4\text{Ag}_2\text{S} + \text{SnO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} = 1/4\text{Ag}_2\text{Sn}_4\text{S}_9 + 2\text{H}_2\text{O}$	7,03	2,68	16,59	4,69
31	$2\text{CuFeS}_2 + \text{SnO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} = \text{Cu}_2\text{FeSnS}_4 + \text{FeS} + 2\text{H}_2\text{O}$	11,49	4,38	11,39	3,22

Таблица 2 (окончание)

№ реакции	Реакция	300°C		500°C	
		$\Delta G_{(P,T)}$, ккал	$\lg K_{\text{реак}}$	$\Delta G_{(P,T)}$, ккал	$\lg K_{\text{реак}}$
32	$\text{WO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} = \text{WS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	15,90	6,06	14,22	4,02
33	$\text{MoO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} = \text{MoS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	30,32	11,56	30,14	8,52
34	$2/3\text{Bi}_2\text{O}_3 + 2\text{H}_2\text{S} = 2/3\text{Bi}_2\text{S}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$	37,67	14,36	41,25	11,66
35	$2\text{PbS} + 2\text{SnO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} = 2\text{PbSnS}_2 + \text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	90,97	34,68	76,56	21,64
36	$3\text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 4\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeS}_2$	94,95	36,20	81,73	23,10
37	$3\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{O}_2 = 6\text{CuFeS}_2 + 3\text{SnO}_2$	100,99	38,50	87,04	24,60
38	$16/5\text{Ag} + 2\text{SnS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/5\text{Ag}_8\text{SnS}_6 + 2\text{H}_2\text{O}$	106,00	40,41	100,76	28,48
IV. Сульфид-сульфид (сульфосоли)					
39	$10/3\text{Cu} + 2/3\text{FeS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/3\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$	127,48	48,60	124,54	35,20
40	$\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + 4\text{FeS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 5\text{CuFeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	101,77	38,80	82,08	23,20
41	$8\text{Ag}_2\text{S} + 2\text{SnS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{Ag}_8\text{SnS}_6 + 2\text{H}_2\text{O}$	111,56	42,53	95,46	26,98
42	$2\text{FeAs}_2 + 2\text{FeS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 4\text{FeAsS} + 2\text{H}_2\text{O}$	111,40	42,47	99,77	28,20
43	$2/9\text{FeS} + 8/9\text{PbS} + 4/3\text{Sb} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2/9\text{FePb}_4\text{Sb} + 2\text{H}_2\text{O}$	109,25	41,65	101,93	28,81
44	$5/3\text{PbS} + 4/3\text{Sb} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 1/3\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11} + 2\text{H}_2\text{O}$	106,26	40,51	99,66	28,17
45	$\text{Cu}_2\text{S} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{Cu}_{1,8}\text{S} + 0,2\text{H}_2\text{O}$	105,18	40,10	—	—
46	$2\text{FeS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{FeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	104,61	39,88	101,93	28,81
47	$4\text{SnS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{Sn}_2\text{S}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$	102,82	39,20	—	—
48	$2\text{Ag}_2\text{S} + 4/3\text{As} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 4/3\text{Ag}_3\text{AsS} + 2\text{H}_2\text{O}$	100,02	38,13	91,78	25,94
49	$2\text{Sn}_2\text{S}_3 + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 4\text{SnS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	98,36	37,50	—	—
50	$4\text{AsS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{As}_2\text{S}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$	39,87	15,20	—	—
51	$5\text{CuFeS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = \text{Cu}_5\text{FeS}_4 + 4\text{FeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	88,87	33,88	79,57	22,49
52	$18\text{Cu}_2\text{S} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 20\text{Cu}_{1,8}\text{S} + 2\text{H}_2\text{O}$	87,66	33,42	76,35	21,58

сел. Увеличение температуры смещает эти равновесия в сторону возрастания $f_{\text{H}_2\text{S}}$ и f_{O_2} соответственно, т.е. способствует отложению многих металлов в самородном виде, а не в виде сульфидов или окислов. Эта тенденция к самородности металлов в вулканогенных месторождениях резко нарастает от вольфрама к сурьме, мышьяку, висмуту, серебру, золоту и ртути.

Так как природные растворы обычно многометалльны, фазовые соотношения в рудах вулканогенных месторождений бывают намного сложнее рассмотренных выше для простых сульфидов и окислов. Например, в случае одновременного присутствия в растворах Pb и Sn сначала будет отлагаться сульфосоли этих металлов — тиллит (PbSnS_2), а затем простые сульфиды — PbS и SnS, что и наблюдается на касситеритово-сульфидных месторождениях Боливии.

В таких многометалльных растворах широкое развитие получили равновесия третьего и четвертичного типов: сульфид—окисел, простой сульфид (или группа простых сульфидов) — сложный сульфид (или сульфосоли). Оба типа этих равновесий проявлены в близповерхностных месторождениях олова, серебра, мышьяка и сурьмы. Здесь большим распространением пользуются такие сульфосоли этих металлов, как прустит, пираргирит, буланжерит, джемсонит, канфильдит, акартит, франкеит и т.д.

Образование сложных сульфидов и сульфосолей Ag, Sn, Sb, Pb, Cu, As и Bi в таких месторождениях могло произойти как непосредственно из растворов, так и путем реакционного взаимодействия ранее отложившихся минералов друг с другом под воздействием поздних гидротерм. Этим и объясняется широкое развитие в рудах вулканогенных месторождений реакционных новообразований таких минералов, как станнин, канфильдит, франкеит и др. Реакционные образования станина возникают чаще всего на границе зерен касситерита и халькопирита; тиллита на границе галенита с касситеритом, франкеита при взаимодействии буланжерита с касситеритом, а канфильдита при реакции аргентита с SnO_2 (Потоси, Оруро и другие в Боливии).

Анализ табл. 2 и диаграмм рис. 1 и 2 (см. вкладку) позволяет объяснить и такую особенность вулканогенных месторождений, как тесную связь молибденового и свинцового оруденения с медным (молибденоколчеданные и колчеданно-полиметаллические типы), с одной стороны, а золото-серебряного с висмутовым, сурьмяным и мышьяковым — с другой. Олово в зависимости от формы его нахождения может присутствовать как в месторождениях колчеданного типа (в виде SnO_2 , станина и его разновидностей), так и в месторождениях золото-серебряного типа (в виде канфильдита, франкеита, тиллита). Такое совместное нахождение сульфидов Cu, Mo и Pb в колчеданных месторождениях обусловлено сходством физико-химических условий их отложения, о чем свидетельствует близость положения линий равновесия металл—сульфид или простой сульфид — сложный сульфид на диаграммах рис. 1 и 2. Точно так же на этих диаграммах сближены линии равновесий с участием Ag, Bi, Sb, As.

О тесной генетической связи золото-серебряного оруденения с сульфидами и сульфосолями Sb, Bi и As свидетельствует и близость значе-

ний $\Delta G_{\text{реак}}(T, P)$ и $K_{\text{реак}}(T, P)$ окисно-сульфидных равновесий с участием этих элементов (см. табл. 2). Тот факт, что в условиях малых глубин соотношение $f_{\text{H}_2\text{S}}$ и f_{O_2} изменялось довольно быстро, обусловил

контрастную смену одних минеральных ассоциаций другими на небольшом интервале рудных тел. Например, золото-фрайбергитовая ассоциация с глубиной сменяется золото-теннантитовой, а затем аргентит-канфилдитовой.

Экспериментальное изучение типовых окисно-сульфидных равновесий. Экспериментальным путем можно получить количественные данные не только о $f_{\text{H}_2\text{S}}$ и f_{O_2} (методом буферов и индикаторов), но и о кислотности—щелочности растворов. Последняя величина, как известно, в значительной мере влияет на окисно-сульфидные равновесия. В качестве типовых равновесий, определяющих фазовые соотношения в вулканогенных месторождениях и наиболее полно отображающих условия рудообразования, нами были изучены реакции с участием таких широко распространенных минералов, как пирит, пирротин, магнетит, касситерит, станнин, халькопирит, галенит, сфалерит, антимонит и буланжерит. Для оценки режима серы—кислорода в образовании окисно-сульфидных руд особо важное значение имеют равновесия с участием соединений Cu, Fe и Sn.

Опыты проводились по описанной методике (Некрасов и др., 1970; Некрасов, Сипавина, 1974) в автоклавах и золотых ампулах, в равновесных условиях при температуре 200–500°C и широком диапазоне изменения pH растворов (от -1 до 10). Результаты экспериментального изучения обобщены в виде диаграмм в координатах $f_{\text{H}_2\text{S}}-f_{\text{O}_2}$ и $f_{\text{H}_2\text{S}}-\text{pH}$ (при постоянной t) для типовых равновесий.

Так, на рис. 3 и 4 представлены результаты изучения равновесий с участием сульфидов и окислов Cu, Fe и Sn, характеризующие фазовые соотношения минералов в касситеритово-сульфидных и колчеданных месторождениях. Линия равновесия SnO_2-SnS по существу разграничивает поля рудных ассоциаций с касситеритом и без него (с герценберgitом). Поле устойчивости SnO_2 с понижением температуры расширяется в область более высоких значений $f_{\text{H}_2\text{S}}$ и низких величин f_{O_2} . На рис. 3 и 4 видно, что SnO_2 может отлагаться в равновесии со всеми соединениями Fe (магнетитом, пиритом и пирротинном), с халькопиритом и станнином в зависимости от режима серы—кислорода. Снижение $f_{\text{H}_2\text{S}}$ и возрастание f_{O_2} , которое обычно имеет место при поступлении гидротерм в верхние горизонты, приводит к смене сульфидных оловянных руд окисными. При этом олово сначала отлагается в виде Sn^{2+} (герценберgit), затем в смеси с Fe и Cu — в виде станнина (Sn^{4+}) и, наконец, в верхней части рудных тел в виде касситерита с халькопиритом и пирротинном. В условиях высокого окислительного потенциала при низкой $f_{\text{H}_2\text{S}}$ возможно отношение SnO_2 исключительно с магнетитом, как это имело место в близповерхностных месторождениях Афганистана.

В качестве примера, отражающего влияние температуры и активности S_2 на порядок отложения минералов в близповерхностных полиметал-

лических и сурьмяных месторождениях, мы приведем диаграмму рис. 5. На ней видно, что по мере снижения температуры (при постоянной a_{S_2}) галенит постепенно сменяется буланжеритом и другими сульфосолями, а затем антимонитом. Причем ассоциация галенит + буланжерит стабильна в парагенезисе с пирротинном только при температуре выше 200–250°C, а с пиритом – при более низкой температуре. Подобная зависимость парагенезиса сульфидов и сульфосолей с сульфидами железа от температуры характерна и для других элементов этой группы (Ag, Bi и As). Так, отложение сульфосолей серебра (прустита, пираргирита, канфильдита и др.) в низкотемпературных вулканогенных месторождениях

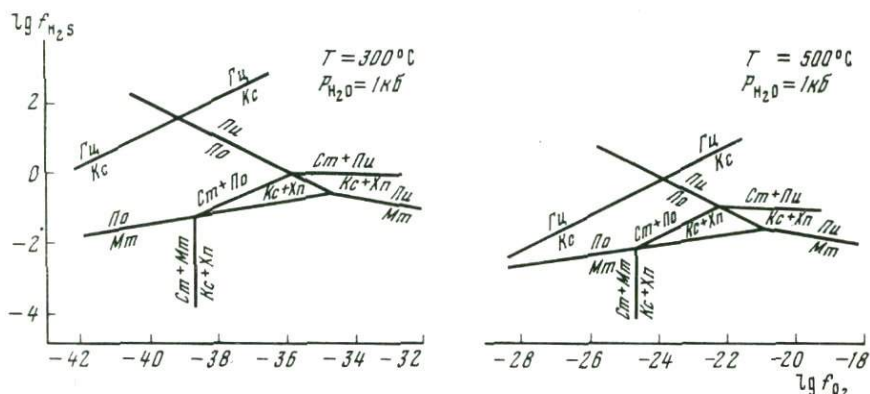


Рис. 3. Диаграмма фазовых соотношений в системе Cu-Fe-Sn-S при 300°C по нашим экспериментальным данным

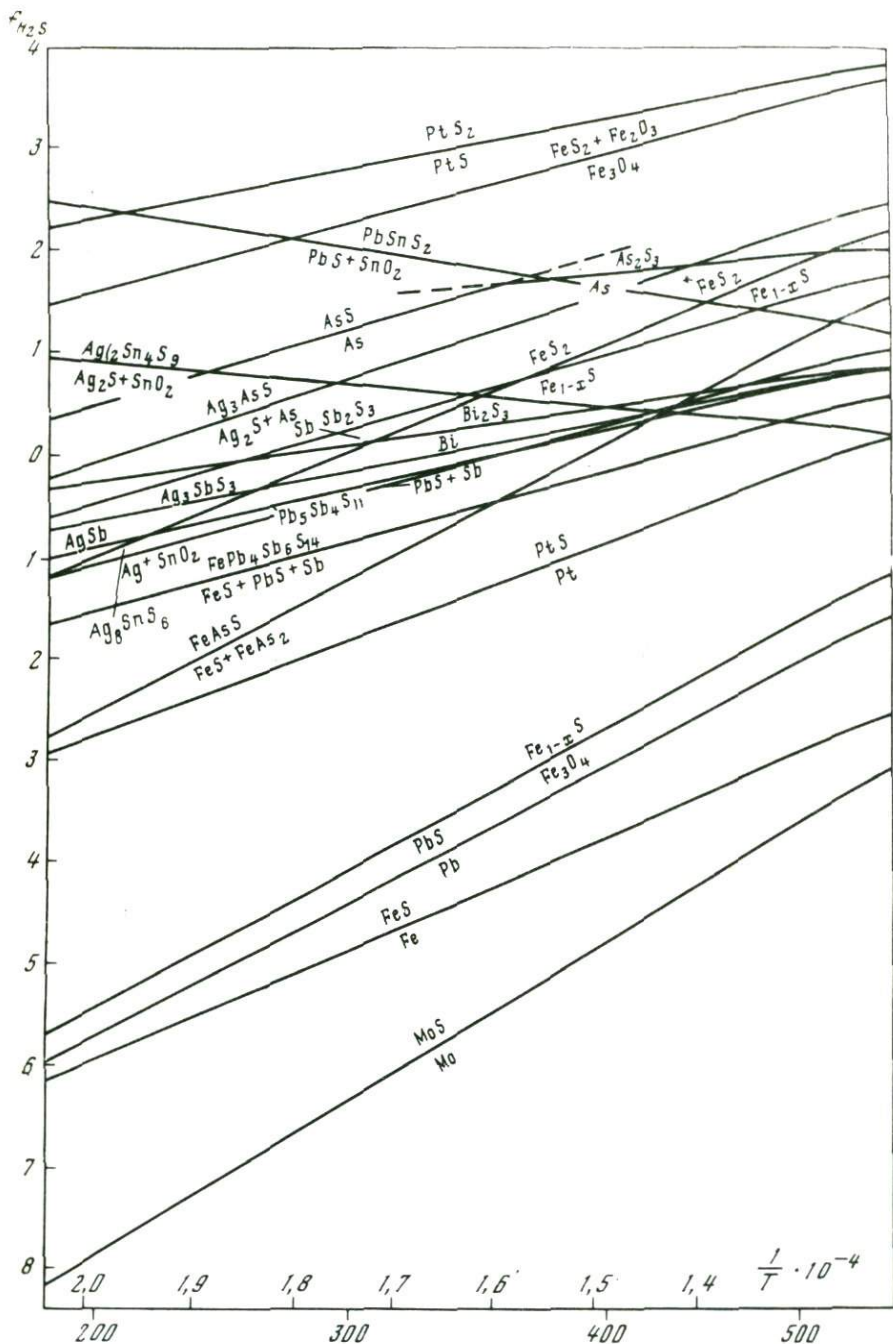
Гц – герценбергит; Кс – каситерит; Мт – магнетит; Пи – пирит; По – пирротин; Ст – станий и Хп – халькопирит

Рис. 4. Диаграмма фазовых соотношений в системе Cu-Fe-Sn-S при 500°C по нашим экспериментальным данным

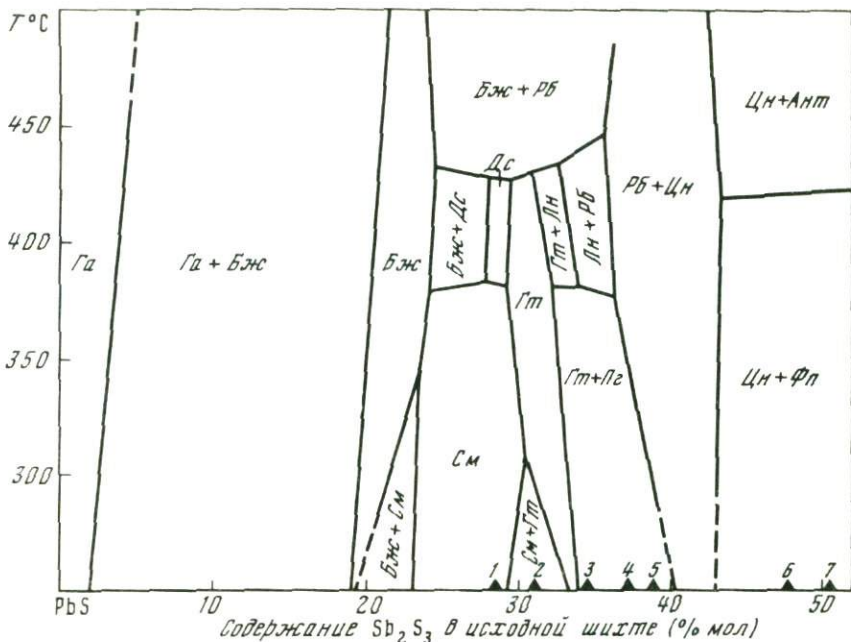
Индексы минералов см. на рис. 3

происходит совместно с пиритом, а в среднетемпературных как с пиритом, так и с пирротинном. Точно так же антимонит в зависимости от t и f_{H_2S} может отлагаться совместно с пиритом или пирротинном. Что же касается киновари, то она устойчива лишь в поле стабильности пирита (см. рис. 5).

Поскольку в близповерхностных условиях температура падает быстро (вследствие быстрого охлаждения магматических пород и рудоносных растворов), постольку возможным становится образование таких комплексных месторождений, в которых нижние горизонты могут быть обогащены PbS и $(Zn, Fe)S$, а верхние – сульфосолями Pb и Sb , антимонитом и киноварью. Подобная полная зональность наблюдается в вулканогенных сурьмяно-ртутных месторождениях на Северо-Востоке СССР (Некрасов, 1973б). Следует отметить, что интенсивное отложение галенита в сульфидно-сульфосолевых месторождениях может вызвать такое уменьшение соотношения $Pb:Sb$ в растворах, что в

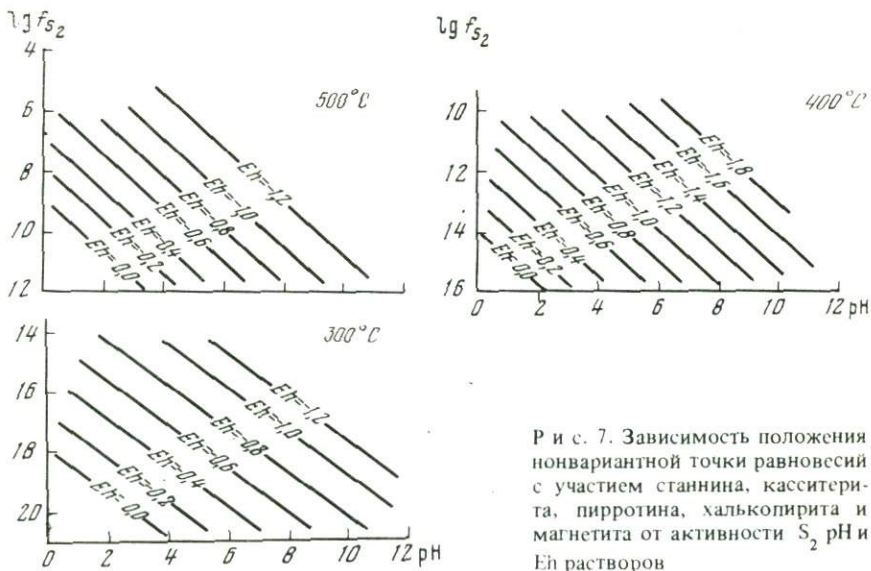


Р и с. 5. Зависимость окисно-сульфидных равновесий от a_{S_2} и температуры PO_2 , по кварц-фойлит-магнетитовому буферу)



Р и с. 6. Фазовые соотношения галенита с сурьмяно-свинцовыми сульфосолями в части системы $PbS-Sb_2S_3$ при температуре 250–500°C

Треугольниками обозначены фигуративные точки минералов: 1 – буланжерит (Бж); 2 – семсейит (См); 3 – дадсонит (Дс); 4 – гетероморфит (Гт); 5 – лонзит (Лн); 6 – робинсонит (Рб); 7 – цинкениит (Цн); и 8 – фюллеппит (Фп); индексами обозначены: Га – галенит; Пг – плагионит; Ант – антимонит; экспериментальные данные И.Я. Некрасова и Н.С. Бортникова (1974).



Р и с. 7. Зависимость положения невариантной точки равновесий с участием станнина, касситерита, пирротина, халькопирита и магнетита от активности S_2 pH и En растворов

свою очередь приведет к смене галенитовых руд сначала буланжеритовыми, затем робинсонитовыми, плагионит-цинкениитовыми и, наконец, фюллепит-антимонитовыми. Процесс смены сульфосолей, богатых Pb, сульфосолями богатыми Sb, происходит обычно на фоне снижения pH и температуры. Поэтому изменение состава руд от существенно сурьмяных (антимонит-сульфосолевых) в верхних горизонтах рудных тел до галенитовых внизу следует считать закономерным явлением. Экспериментально этот процесс исследован нами (Некрасов, Бортияков, 1974) на примере системы $PbS-Sb_2S_3$ для температурного интервала 250–500°C (рис. 6).

Наконец, немаловажное влияние на последовательность отложения рудных минералов в вулканогенных месторождениях оказывало изменение pH растворов, что иллюстрируется экспериментально полученной диаграммой рис. 7, где показана зависимость положения инвариантной точки, в которой равновесны халькопирит + касситерит + станнин + пирротин + магнетит (точка показана на рис. 3 и 4), от активности S_2 и величины pH при 300, 400 и 500°C. Из рис. 7 следует, что с понижением pH растворов (при постоянных значениях Eh и t) поле с участием станнина будет расширяться. Эта тенденция возрастает по мере увеличения a_{S_2} в растворах. С повышением температуры данная ассоциация может быть стабильной даже в довольно кислых растворах (при pH = 1–2). В общем случае для отложения SnO_2 благоприятны слабо кислые и щелочные среднетемпературные растворы, для отложения станнина — только кислые низкотемпературные.

Аналогичная тенденция в изменении соотношения касситеритовых и сульфостаннатных руд выявлена нами и для моновариантного равновесия касситерит + галенит = тиллит. Увеличение pH растворов и возрастание температуры способствуют расширению поля устойчивости касситерита в парагенезисе с галенитом, а снижение этих параметров — расширению поля устойчивости тиллита ($PbSnS_2$).

Из краткого рассмотрения расчетных и экспериментальных данных по важнейшим окисно-сульфидным равновесиям следует сделать вывод, что для отложения любого минерала характерны свои строго определенные (оптимальные) физико-химические условия, которые и предопределяют его положение в рудном теле. В зависимости от градиента изменения основных физико-химических параметров (f , f_{H_2S} , f_{O_2} , pH) растворов минеральные ассоциации могут резко или постепенно изменяться в рудных телах, определяя тип возникающей зональности. В близповерхностных условиях наиболее интенсивно изменяются соотношения $f_{H_2S}:f_{O_2}$ и кислотно-щелочные свойства растворов (при сравнительно небольшом абсолютном перепаде температуры — 150–350°C). Поэтому они и являются определяющими параметрами в возникновении зональности отложения. В зависимости от градиента изменения pH или соотношения серы и кислорода в вулканогенных месторождениях будет преобладать либо щелочно-кислотная, либо окисно-сульфидная дифференциация металлов.

ЛИТЕРАТУРА

- Андерсон Дж.М.* Удельный объем и фугитивность воды. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир", 1970.
- Бартон П.Б., Скиннер Б.Дж.* Устойчивость сульфидных минералов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир", 1970.
- Ватанабе Т., Мацукума Т., Кадзивара И.* и др. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., "Мир", 1973.
- Главатских С.Ф.* Современные рудные минералы. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Недра", 1974.
- Диксон Ф., Таннел Дж.* Ртутные и сурьмяные месторождения западного побережья США, связанные с термальными источниками. — В кн.: Рудные месторождения США. М., "Мир", 1973.
- Киреев В.А.* Методы практических расчетов в термодинамике химических реакций. М., "Химия", 1970.
- Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапова Т.М.* Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М., "Недра", 1972.
- Лугов С.Ф., Рожков Ю.П., Иванов А.А.* Геологические особенности оловянного оруденения Корякского нагорья и его перспективы. — Геол. рудн. местор., 1974, № 3.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М., "Наука", 1972.
- Мацукума Т., Хорикоси Е.* Обзор месторождений Куроко в Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., "Мир", 1973.
- Набоко С.И.* Металлоносность кальдеры Узон. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Недра", 1974.
- Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л.* Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971.
- Некрасов И.Я.* О соотношении золотого и оловянного оруденения. — Геол. рудн. местор., 1973а, № 3.
- Некрасов И.Я.* Об оловоносности сурьмяных и ртутных месторождений Северо-Востока СССР. — Сов. геол., 1973б, № 6.
- Некрасов И.Я., Бортичков Н.С.* Фазовые соотношения в системе Pb—Sb—Sn—S в связи с проблемой генезиса месторождений боливийского типа. — В кн.: Рудообразование в связи с кислым магматизмом (англ. и русск.). Прага, 1974.
- Некрасов И.Я., Григорьев А.П.* и др. Изучение высокотемпературных боратов. М., "Наука", 1970.
- Некрасов И.Я., Сипавина Л.С.* Фазовые соотношения в системе Fe—Sn—S—H₂O при 300–500°С. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., "Наука", 1974.
- Некрасов И.Я., Покровский В.К.* Оловоносность субвулканических пород северной части хребта Полоуского и Приморской низменности. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., "Наука", 1973.
- Нолан Т.* Эпитермальные месторождения драгоценных металлов. — В кн.: Геология рудных месторождений западных штатов США. М., ОНТИ СССР, 1937.
- Atwater R.M.* Tin in Mexican Hills. — Mining and Metallurgy, 1946, v. 27, N 479.
- Craig I.R., Barton P.B., Yr.* Thermochemical approximations for sulfosalt. — Econ. Geology, 1973, v. 68, N 4.
- Robie R.A., Waldbaum D.R.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 288, 15°K (25°С) and one atmosphere (1,013 bars) pressure and at higher temperatures. Washington, 1968.

ХИМИЧЕСКИЕ РАВНОВЕСИЯ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

В последние годы благодаря развитию химико-аналитических методов и статистической обработке данных более четко определилась важная роль гидрогеохимических исследований гидротермальных систем. Эти исследования позволяют прежде всего судить о температуре в недрах систем и о физико-химических свойствах глубинных теплоносителей.

В гидротермальных системах вулканических районов устанавливается зональное распределение вод и паров, обусловленное тесным взаимодействием их с горными породами при повышенных температурах. Количественная интерпретация гидрохимических данных, помимо разработки классификационных признаков термальных вод, позволяет выявить направленность геохимических процессов в вулканических областях.

В Курильской вулканической области нами выделено 15 гидротермальных систем (рис. 1), точнее, их фрагментов ввиду островного характера территории. Наиболее активная газогидротермальная деятельность наблюдается в пределах следующих гидротермальных систем: Северо-Парамуширской (вулкан Эбеко), Кунтоминтарской, Кетойской (вулканы Кетой и Палласа), кальдеры Заварицкого на о. Симушир, Среднеурупской (вулкан Берга), Среднеурупской (вулканы Баранского, Тебенькова и Ивана Грозного), Менделеевской (вулкан Менделеева и парогидротермы Горячего Пляжа) и Головинской на о. Кунашир.

Традиционные методы обработки химических анализов вулканических газов, выделяющихся свободно или насыщающих термальные воды, в сочетании с составлением диаграмм ионного состава вод в процентно-эквивалентной форме подтверждают известные классификации вулканических гидротерм (Иванов, 1964; Уайт, 1965). По газовому составу выделяются сероводородно-углекислые, азотно-углекислые и азотные термы. Рассмотрение диаграммы на рис. 2 показывает, что состав анионов позволяет четко подразделять воды на сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридные. Катионы термальных вод имеют по сравнению с анионами менее четкое распределение, что обусловлено разнообразием выщелачиваемых породообразующих минералов. Вопрос о распределении катионов можно рассмотреть путем сопоставления, например, K^+ с Na^+ и $K^+ + Na^+$ с $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ с учетом минерализации вод. Демонстрируемый график (рис. 3), основа которого взята из работы F. Tonapi (1970), дает наглядное представление о следующих закономерностях.

По соотношению K^+ с Na^+ отделить друг от друга поля сульфатно-хлоридных и хлоридных натриевых вод весьма затруднительно. Анализ соотношения $K^+ + Na^+$ и $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ позволяет ясно различить поля указанных типов вод. С другой стороны, поле кислых сульфатных вод явно отделяется от других типов вод как по первому, так и по второму соотношениям. При этом с уменьшением минерализации в воде увеличивается содержание K^+ . Наибольшее его содержание наблюдается в водах

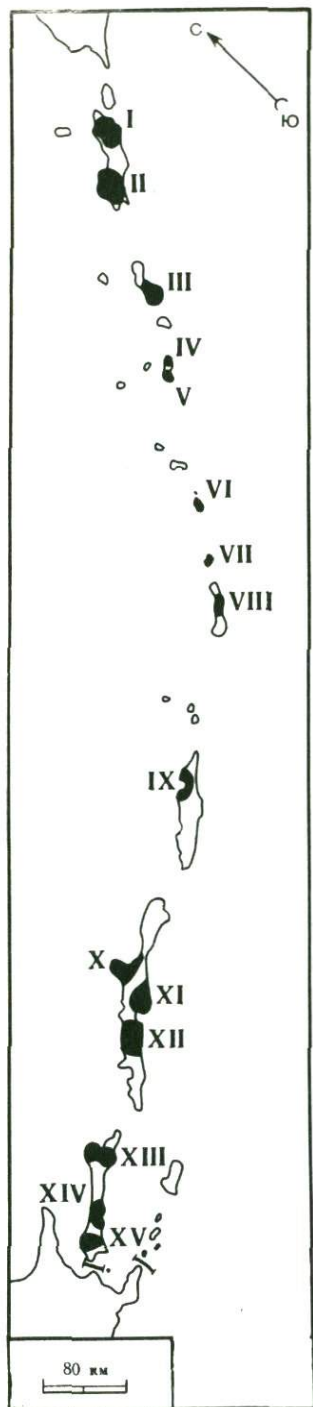


Рис. 1. Гидротермальные системы Курильских островов

I – Северо-Парамуширская; II – Южно-Парамуширская; III – Южно-Онекотанская; IV – Северо-Шиащкотанская; V – Кунтоминтарская; VI – Расшуа; VII – Кетойская; VIII – Заварицкого; IX – Среднеурупская; X – Курильская; XI – Среднеурупская; XII – Буревестник; XIII – Северо-Кунаширская; XIV – Менделеевская; XV – Головининская

кратерных термальных источников и озер, что говорит в пользу глубинности этих терм. С уменьшением минерализации доля щелочных земель ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) увеличивается по сравнению со щелочами ($\text{K}^{+} + \text{Na}^{+}$), что обусловлено активизацией процесса выщелачивания породообразующих минералов кислыми термальными водами.

Задача более детальной интерпретации состоит в оценке гидрохимических данных методами химической термодинамики. Применение этих методов стало возможным в гидрогеохимии в связи с развитием учения о химических равновесиях в системах вода – горная порода и вода – минеральный осадок, а также в водных, в том числе гидротермальных растворах.

Измерение окислительно-восстановительного потенциала природных термальных растворов Курильских островов указывает на преобладание процессов окисления в гипергенных условиях и подтверждает упомянутую выше схему деления вод по их преобладающему ионному составу. График (рис. 4), на котором сопоставлены pH и Eh вод, также отражает эти закономерности в сочетании с приуроченностью вод к соответствующим частям вулканических построек и окружающих их геологических структур. Таким образом, по соотношению pH и Eh вод можно в общих чертах наметить гидрогеохимическую зональность недр вулканических районов. Наложение на этот график линий окислительно-восстановительных сред (Гаррелс и Крайст, 1968) показывает, что термальные воды Курильской вулканической области не изолированы от влияния инфильтрационных вод атмосферного или морского проис-

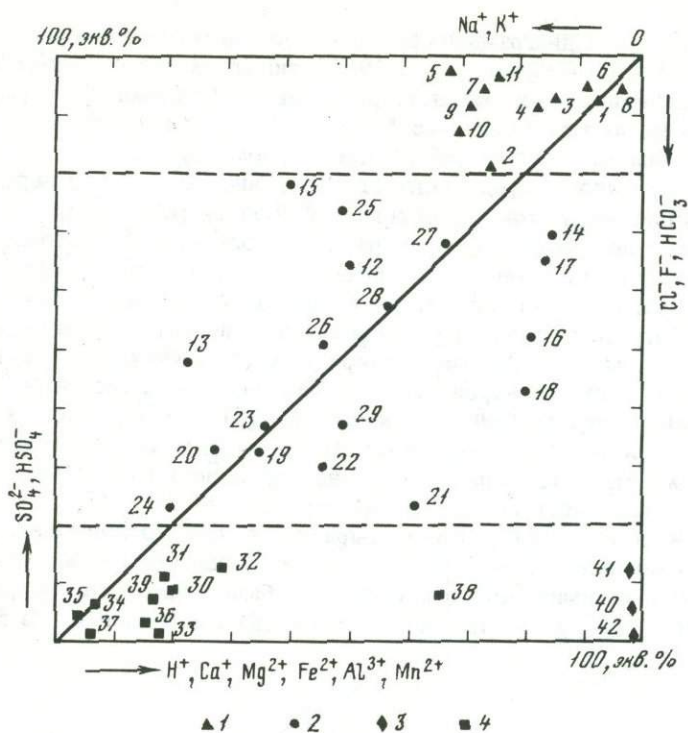


Рис. 2. Диаграмма ионного состава термальных вод Курильских островов

В о д ы: 1 – кислые сульфатные; 2 – хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные; 3 – ультракислые хлоридные; 4 – щелочные хлоридные натриевые; пунктирные линии разделяют поля основных типов вод. И с т о ч н и к и: 1–2 – на вулкане Эбеко (о. Парамушир); 3 – Красное озеро (о. Шиашкотан); 4 – на вулкане Чиринкотан; 5 – на вулкане Кетой; 6–8 – на вулкане Чирип и ручьи Северный и Южный Чирип (о. Итуруп); 9–10 – Старозаводские; 11 – на вулкане Менделеева (о. Кунашир); 12–13 – озера в Северном и Среднем кратерах вулкана Эбеко; 14–15 – на вулканах Синарка и Кунтоминтар (о. Шиашкотан); 16–18 – Марьинский, Дарьинский и Берга (о. Уруп); 19 – Рейдовский (о. Итуруп); 20 – Добрый Ключ (о. Кунашир); 21 – на Горячем Пляже; 22–23 – Нижнедокторский (скв. 7) и Нижнеменделеевский; 24 – Верхнестолбовский; 25–27 – на вулкане Менделеева; 28–29 – озера Горячее и Кипящее в кальдере Головнина (о. Кунашир); 30–31 – Дробные и Затканые (о. Шиашкотан); 32 – Ванны Сноу (о. Расшуа); 33 – Ушищирский (о. Янкича); 34–35 – в кальдере Заварицкого (о. Симушир); 36 – Горячий Ключ (о. Итуруп); 37–38 – скважины 5 и 6 на Горячем Пляже; 39 – Нижнедокторский; 40 – в Южном кратере вулкана Эбеко; 41–42 – Белый и Серый Ключи на вулкане Эбеко

хождения. Ни одна точка не попадает на графике в среду с чисто восстановительными условиями.

Для суждения о поведении названных равновесных систем необходимо учитывать активные концентрации ионов в растворе, поскольку они выражают действие ионов в реальных условиях минерализации и температуры. Это позволяет представить в отдельных случаях поведение растворов в условиях их взаимодействия с горными породами. К примеру, сопоставление содержаний в термальных водах щелочных компонен-

тов — Na^+ и K^+ с диаграммой фазового состояния горных пород при температуре 250°C (Helgeson et al., 1969), типичных для гидротермальных систем вулканических районов, дает довольно гармоничное распределение основных типов вод (рис. 5). Это распределение позволяет по имеющимся анализам судить об условиях формирования вод на глубине и дает возможность представить степень равновесности или неравновесности состава воды с той или иной горной породой (Ellis, 1970).

Анализ равновесий в водных растворах основан на установлении их насыщенности, т.е. степени насыщения тем или иным растворенным элементом или соединением. Степень насыщения меняется прежде всего от температуры, а также от условий взаимодействия различных соединений или ионных пар. Для гипергенной зоны в общем характерно недонасыщение водных растворов. В ряде районов и, в частности, в районах современных действующих вулканов Курильских островов наблюдается избыток компонентов в воде, приводящий к их выпадению в осадок. К ним относятся сера и ее соединения, гидроксид железа, сульфаты железа и алюминия, гипс, кремнезем, карбонаты и т.д.

Степень насыщения раствора выражается через отношение произведения активностей ионов к константе диссоциации соответствующего соединения. В химических анализах воды обычно приходится оперировать данными о содержании шести анионов и девяти катионов. Из 54 соче-

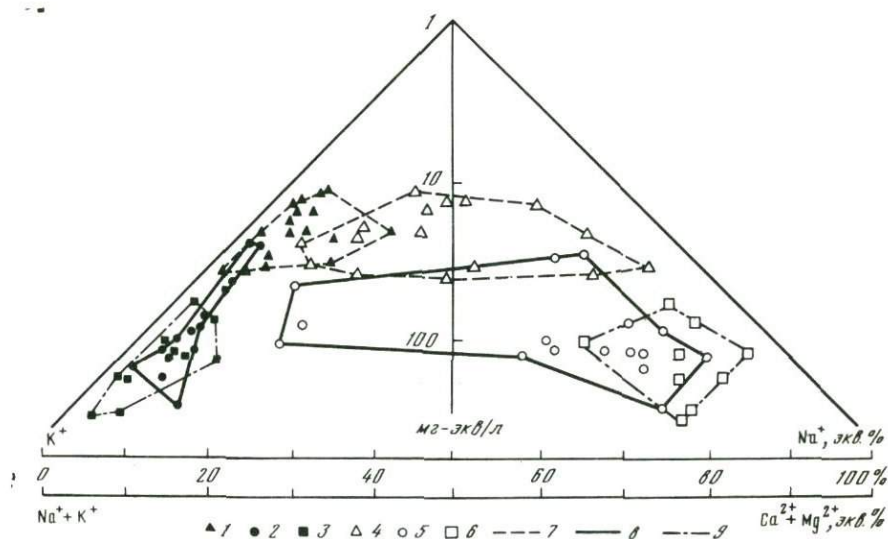


Рис. 3. График соотношений K^+/Na^+ и $\text{Na}^+ + \text{K}^+/\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ с минерализацией в термальных водах Курильских островов

1-3 — пункты с соотношением K^+/Na^+ и минерализации в од следующих типов: 1 — сульфатных; 2 — хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных; 3 — хлоридных; 4-6 — пункты с соотношением $\text{K}^+ + \text{Na}^+/\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ и минерализации вод: 4 — сульфатных; 5 — сульфатно-хлоридных; 6 — хлоридных; 7-9 — контуры полей основных типов в од: 7 — сульфатных; 8 — сульфатно-хлоридных; 9 — хлоридных.

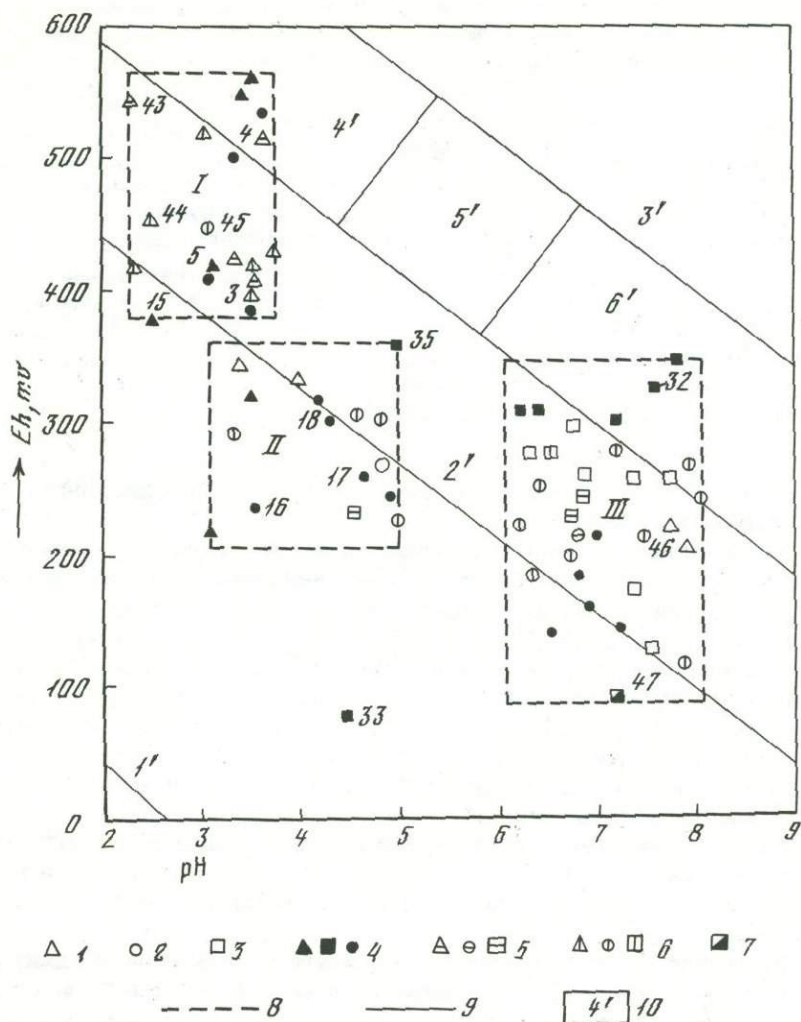
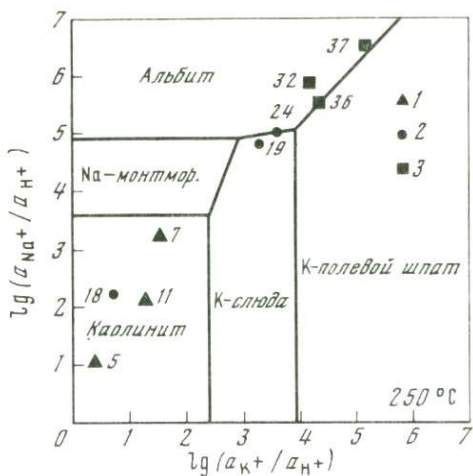


Рис. 4. График pH – Eh термальных вод Курильских островов

1 – кислые сульфатные воды; 2 – хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные воды; 3 – щелочные хлоридные натриевые воды; 4–7 – в о д о п у н к т ы (отдельные из них показаны с номерами): 4 – источники; 5 – кратерные озера; 6 – ручьи и реки; 7 – морская вода; 8 – границы полей устойчивости природных вод, приуроченных к: I – к современным постройкам действующих вулканов; II – к водоносным горизонтам у подножий вулканических построек; III – к геологическим структурам, окружающим вулканы в прибрежных зонах Охотского моря и Тихого океана; 9 – границы природных сред: 1' – восстановительной и окислительной; 2' – промежуточной; 3' – окислительной и атмосферной; 10 – поля природных вод: 4' – дождевых; 5' – речных, 6' – морских. Источники: 3–5, 15–18, 32, 33 и 35 см. на рис. 2; 43 – оз. Глазок на вулкане Пик Палласа (о. Кетой); 44 – руч. Кратерный на вулкане Кунтоминтар (о. Шиашкотан); 45 – р. Марья (о. Уруп); 46 – р. Горчицкая (о. Кетой); 47 – Тихий океан у о. Шиашкотан



Р и с. 5. Диаграмма фазовых равновесий натриевых и калиевых минералов гидротермально-измененных пород в зависимости от отношений активных концентраций Na^+ , K^+ , H^+ при температуре 250°C и содержание активных концентраций тех же ионов в типичных гидротермах Курильских островов

Условные обозначения 1–3 см на рис. 4. Источники 5, 7, 11, 18, 19, 24, 32, 36, 37 см на рис. 2

тающихся ионных пар имеются данные о 30 константах диссоциации соответствующих соединений.

По численным значениям активностей ионов и констант диссоциации можно определить пропорции в распределении анионов и катионов между собой. Решение уравнений распределения ионов весьма сложно из-за большого объема счетной работы. С этой задачей успешно справляются ЭВМ. Это позволяет представить гидрохимическую модель водного раствора, примером чему является модель морской воды (Гаррелс, Крайст, 1968). В такой модели представляется образование как свободных ионных пар, так и ассоциированных (комплексированных) ионов, таких как, например, гидрокарбонат, гидросульфат, хлоридные и щелочные комплексы железа, алюминия и т.п.

Расчеты показывают, что в термальных водах, близких к 100°C , процент комплексации ионов водорода и других не превышает 3–5% и этими цифрами при расчетах степени насыщения растворов пока что можно пренебречь.

Формирование гидрокарбонат-иона в углекислой воде на контакте с атмосферой зависит от парциального давления CO_2 как в воде, так и в воздухе. Процесс этот выражается следующими химическими реакциями:



Константы равновесия угольной кислоты, соответствующие этим реакциям, имеют следующие зависимости от температуры ($t, ^\circ\text{C}$):

а) для уравнения (1) по H.S. Harned, R. Davis (1943):

$$-\lg K_{(1)} = 1,113 + 1,672 \cdot 10^{-2}t - 1,051 \cdot 10^{-4}t^2; \quad (3)$$

б) для уравнения (2) по R. Garrels (1960):

$$-\lg K_{(2)} = 6,576 - 1,250 \cdot 10^{-2}t + 1,405 \cdot 10^{-4}t^2. \quad (4)$$

Степень насыщения углекислых термальных вод гидрокарбонат-ионом выражается отношением произведения активностей свободных ионов, участвующих в реакции, к произведению констант диссоциации соединений, образующих эти ионы (Раџес, 1969):

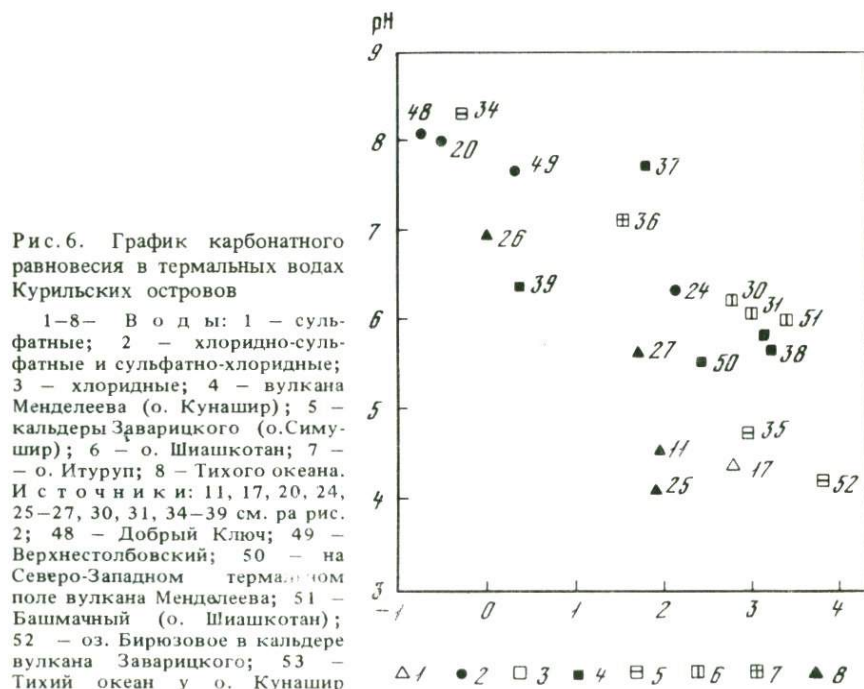
$$I_c = \lg [(a_{\text{HCO}_3^-} \cdot 10^{\text{pH}} / 10^{-3,5}) / K_{(1)} K_{(2)}]. \quad (5)$$

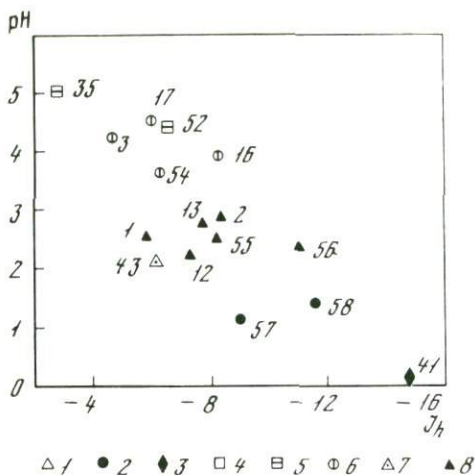
График карбонатного равновесия природных вод Курильских островов (рис. 6) отражает увеличение степени насыщения гидрокарбонатом с понижением рН. Наиболее отчетливо эта закономерность проявляется для вод вулкана Менделеева и его подножий, переходящих в прибрежные зоны Тихого океана и Охотского моря, где расположены соответственно месторождение парогидротерм Горячий Пляж (см. рис. 6, точка 37) и Столбовские источники (точка 49). На Северо-Восточном и Северо-Западном термальных полях вулкана Менделеева степень насыщения вод углекислотой и гидрокарбонат-ионом повышается (точки 50 и 25).

Гидроокись железа образуется в природных водах в соответствии со следующей химической реакцией:



В данном случае, когда водная система характеризуется окислительным потенциалом, степень насыщения гидроокисью железа (I_H) пред-





Р и с. 7. График равновесных содержаний гидроокиси железа в термальных водах Курильских островов

В о д ы: 1-4 - см. на рис. 2; 5 - кальдеры Заварицкого (о. Симушир); 6 - вулкана Берга (о. Уруп); 7 - вулкан Пик Палласа (о. Кетой); 8 - вулкана Эбеко. И с т о ч н и к и: 1-3, 12, 13, 16, 17, 35, 41, 43 - см. на рис. 2; 54 - в верховьях р. Марьи (о. Уруп); 55 - на Западном термальном поле вулкана Эбеко; 56 - на Северо-Западном поле вулкана Эбеко; 57 - на Северном поле вулкана Эбеко; 58 - на Юго-Восточном термальном поле вулкана Эбеко

ставляет собой линейную функцию свободной энергии реакции (Раџес, 1969):

$$I_h = \lg [a_{Fe^{3+}} + 3pH - (E_0 - Eh)F/2,303RT], \quad (7)$$

где $a_{Fe^{3+}}$ - активная концентрация Fe^{3+} в г-ион/л; E_0 и Eh - соответственно стандартный и окислительный потенциалы в вольтах; F - константа Фарадея, равная 23,06 ккал/в · г-экв; R - универсальная газовая постоянная, равная 0,001987 ккал/град · моль; T - абсолютная температура, °К.

Стандартный потенциал E_0 , изменяется в зависимости от температуры по уравнению (Раџес, 1969):

$$E_0 = 28,95 - (0,01556 (273 + t)/23,062). \quad (8)$$

При температуре 25°C $E_0 = 1,054$ в, а при 100°C $E_0 = 1,005$ в.

График, отражающий расчеты равновесия, показывает повышение степени насыщения вод трехвалентным железом с увеличением pH вод (рис. 7). Возможности выпадения в осадок гидроокиси железа реализуются при pH = 4,0-5,0, а в более кислых водах наблюдается различная степень недонасыщенности воды железом. Эти различия связаны с особенностями петрологии, гидрогеологических условий и газогидротермальной деятельности вулканов Эбеко, Берга и Заварицкого. На вулкане Эбеко заметна более резкая недонасыщенность железом ультракислых хлоридных вод по сравнению с кислыми сульфатно-хлоридными и сульфатными водами.

В приведенных примерах расчета степени насыщения термальных вод констатируется лишь общий характер их гидрохимической зональности. На графиках наблюдается некоторый разброс точек от линии их идеального расположения, что связано с различиями гидрогеохимических условий в разных вулканических районах. В соответствии с этим границы гидрохимических зон могут быть намечены с некоторой долей

условности. На крупных вулканах (Эбеко, Берга, Менделеева и др.) в общем намечается концентрическая в плане, т.е. вертикальная в разрезе этих вулканов гидрогеохимическая зональность.

В заключение надо отметить, что константы неустойчивости соединений в реальных растворах, получаемые из рассчитанных активностей ионов, не соответствуют точно константам термодинамического равновесия растворов в идеальных условиях. Закономерно меняющееся отношение этих констант как раз отражает ту или иную степень равновесности природной водной системы в тех или иных реальных условиях. Следовательно, изменяющаяся степень насыщенности раствора каким-либо соединением имеет определенный геохимический смысл. Это позволяет более широко использовать гидрохимические данные для познания глубинных процессов в недрах гидротермальных систем.

ЛИТЕРАТУРА

- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. М., "Мир", 1968.
- Иванов В.В.* Основные геохимические обстановки и процессы формирования гидротерм областей современного вулканизма. — Труды Геохимич. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. В.И. Вернадского, т. II. М., 1964.
- Яйт Д.Е.* Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965.
- Illis A.J.* Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems. — Geothermics (1970). — Special issue 2. U.N. symp. on the development and utilization of geothermal resources, v. 2, p. 1. Pisa, 1970.
- Garrels R.M.* Mineral equilibria at low temperature and pressure. New York, "Harper and Broth.", 1960.
- Arnold H.S., Davis R.* The ionisation constants of carbonic acid in water and the solubility of carbon dioxide in water and aqueous salt solutions 0° to 50°C. — Am. Chem. Soc. J., 1943, v. 65.
- Elgeon H.S., Garrels R.M., Mackenzie F.T.* Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. v. II. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969, v. 33.
- Jičes T.* Chemical equilibria and zoning of subsurface water from Jáchymov ore deposit, Czechoslovakia. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969, v. 33, N 5.
- Mani F.* Geochemical methods of exploration for geothermal energie. — Geothermics (1970) — Special Issue 2. U.N. Symp. on the development and utilisation of geothermal resources, v. 2, p. 1. Pisa, 1970.

Г.А. Карпов

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

КАЛЬДЕРА УЗОН — ПРИМЕР СОВРЕМЕННОЙ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ

Среди известных в настоящее время на Камчатке выходов термальных вод, сопровождающихся отложением рудных минералов, Узонское термальное поле является наиболее интересным и информативным с точки зрения условий эпитермального сульфидообразования. Локализованное в самой пониженной части крупиной кальдеры средне-верхнеплейстоцено-

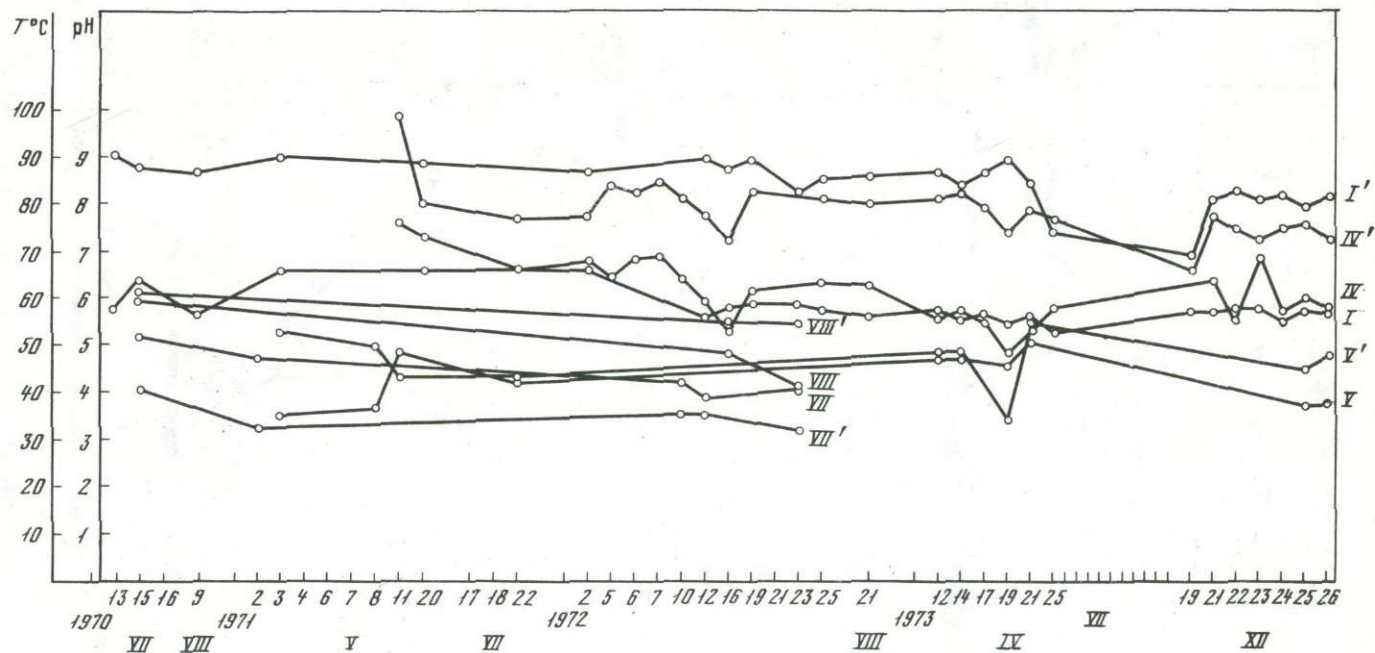
вого возраста, термальное поле приурочено к зоне пересечения субширотного разлома глубинного заложения с серией кольцевых и оперяющих разломов. Кипящие растворы хлоридно-натриевого состава с достаточно высоким содержанием As, Sb, В, Li, Rb, сероводорода, углекислого газа выходят на участке развития довольно маломощной толщи рыхлых озерных гравелитов, состоящих из обломков базальтов, дацитов и пемзы, перекрывающей пачку слоистых алевро-пелитовых туфов пеплово-пемзового состава. Глубже они сменяются толщиной псефитовых туфов и туфобрекчией основного состава, заполнивших крупную взрывную воронку (Брайцева и др., 1974). Самыми молодыми образованиями этого участка являются верхнеплейстоценовая экструзия дацитов (гора Белая) и современный базальтовый маар (холодное оз. Дальнее).

Генетическая связь минеральных рудных осадков, представленных на Узоне скородитом, аурипигментом, реальгаром, пиритом, антимонитом и в меньшей степени метациннабаритом, киноварью с самородной ртутью, с современными термальными водами убедительно доказана в многочисленных публикациях С.И. Набоко, С.Ф. Главатских (Набоко, Главатских, 1970, 1971; Набоко, 1974) и других исследователей.

В отложении рудных минералов наблюдается четко выраженная вертикальная зональность. Литолого-минералогический разрез прослежен ручными скважинами до глубины 17 м. На самой поверхности, вокруг многочисленных мелких выходов термальных вод и в зоне их растека, а также в интервале глубины 0–50 см происходит интенсивное отложение минералов мышьяка — аурипигмента и скородита в виде тонкозернистых землистых масс зеленовато-желтого цвета. Ниже следует зона развития реальгара, имеющая нередко мощность до нескольких метров. Но наиболее обогащена реальгаром зона до глубины 0,7–1,5 м, где мелкокристаллические агрегаты реальгара красного цвета образуют многочисленные тонкие прослойки и линзы. Ниже, до глубины не более 6 м, встречается редкая крапленность реальгара. В местах мелких выходов кипящих растворов, как правило под плотной гейзеритовой покрывкой, наблюдается ассоциация реальгара с киноварью (в виде тонких колломорфных пленочек). Ниже обогащенной реальгаровой зоны прослеживается маломощная (0,1–0,15 м) зона мелкокристаллического антимонита. По всему разрезу наблюдается обильное развитие пирита, который в приповерхностной части разреза в виде тонкозернистых землистых образований черного цвета буквально пропитывает гравелиты, цементируя обломки пород в ассоциации с глинистыми минералами. Глубже 1,5 м обильно развит мелкокристаллический пирит латунно-желтого цвета, кубического габитуса; размер кристаллов до 2–3 мм.

В течение 1970–1973 гг., почти в одни и те же периоды года, проводились наблюдения за состоянием таких параметров растворов, как t , pH , Eh , концентрация сероводорода, мышьяка, сурьмы, хлора, сульфата, кремнезема в водах достаточно крупных, постоянно функционирующих источников с определенным типом отлагающегося минерального вещества.

Как хорошо видно на рис. 1 и 2, составленных для t , pH , Eh , концентрации Cl и H_2S , почти во всех источниках обнаруживаются существенные ва-



Р и с. 1. Вариации температуры и pH растворов в термальных источниках Узона за период наблюдений 1970–1973 гг.

I – источник Центральный; IV – шурф скв. P-2; V – источник Аурипигментный; VII – оз. Банное; VIII – источник № 102. Номер без штриха обозначает вариации pH; со штрихом – температуры

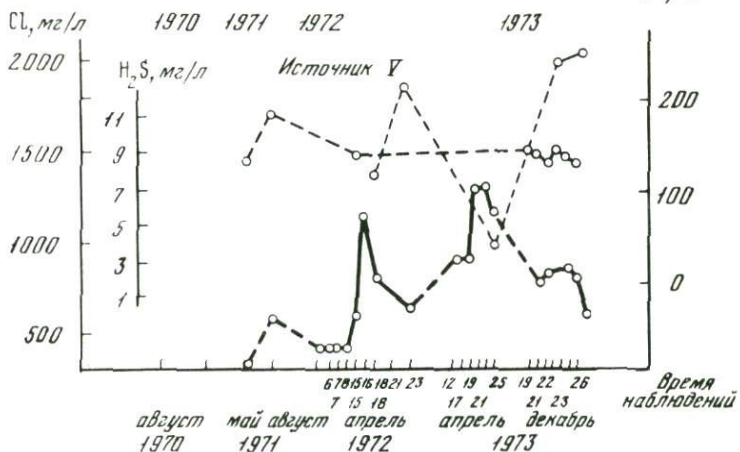
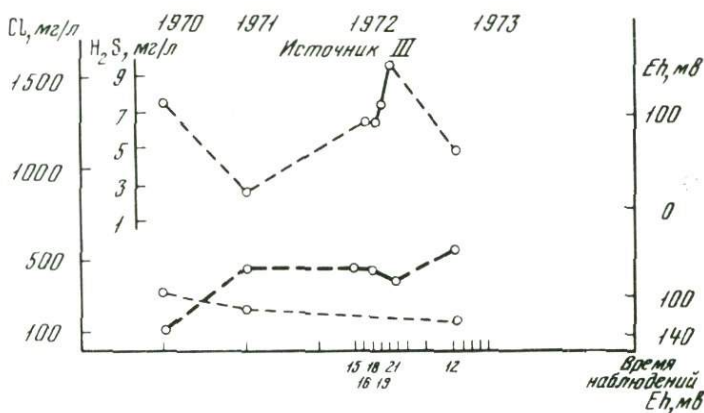
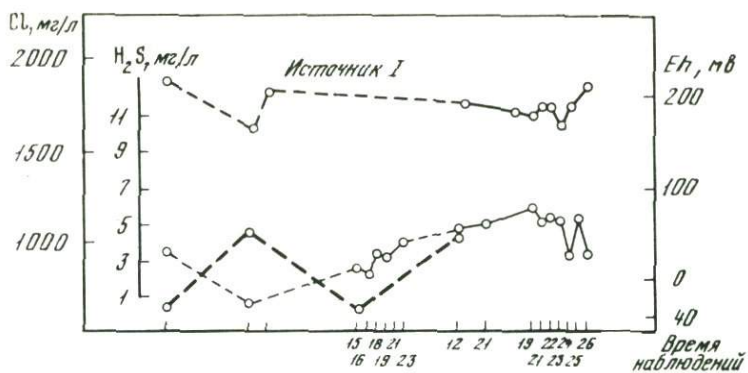


Рис. 2. Вариации Eh концентрации Cl и H₂S в термальных источниках Узона
 Источники: I – Центральный; III – Бурлящий; V – Аурипигментный

риации этих параметров. Характерно, что колебания проявляются не только на фоне разных периодов года, но и в течение суток наблюдается крайне неустойчивый режим физико-химического состояния растворов. Эти вариации отражаются и на равновесиях растворов с новообразованными минеральными ассоциациями. Вполне вероятно, что в какие-то периоды времени растворы становятся неравновесными с минеральными осадками и последние растворяются, уступая место другим ассоциациям. Доказательством этого служит, например, хорошо отмечаемая визуально смена цвета осадка для мышьяковистых соединений — от зеленого — скородита, до желтого — аурипигмента и красного — реальгара.

Так как масса рудного вещества накапливается, то полного растворения осадка в периоды изменения химизма растворов не происходит. Поэтому, замеряя параметры системы в ограниченные отрезки времени и увязывая их с конкретными минеральными ассоциациями, зачастую можно неверно отразить эти взаимоотношения, если руководствоваться несистематическими наблюдениями.

Обратимся к графикам, построенным по режимным замерам, на полигонах минералообразования. Два графика в координатах $pH-Eh$ отражают вариации этих параметров за 4 года наблюдений (рис. 3, 4). Поле вариаций для каждого источника довольно широкое, зимние и летние точки замеров имеют свои поля. Характерно, что источники со щелочными водами (т.е. с $pH > 7$) в начале мая, как правило, имеют более щелочную реакцию. Но окислительно-восстановительный потенциал их нередко имеет в это время более высокое значение, чем в июле—августе.

Это можно объяснить тем, что к маю кончаются пурги, снег уплотняется до наста и не сдувается на термальные поля. Активного таяния еще нет и разбавление глубинных растворов в приповерхностной зоне минимальное. В то же время, в силу большой насыщенности снега кислородом воздуха, талые воды имеют высокую окислительную способность.

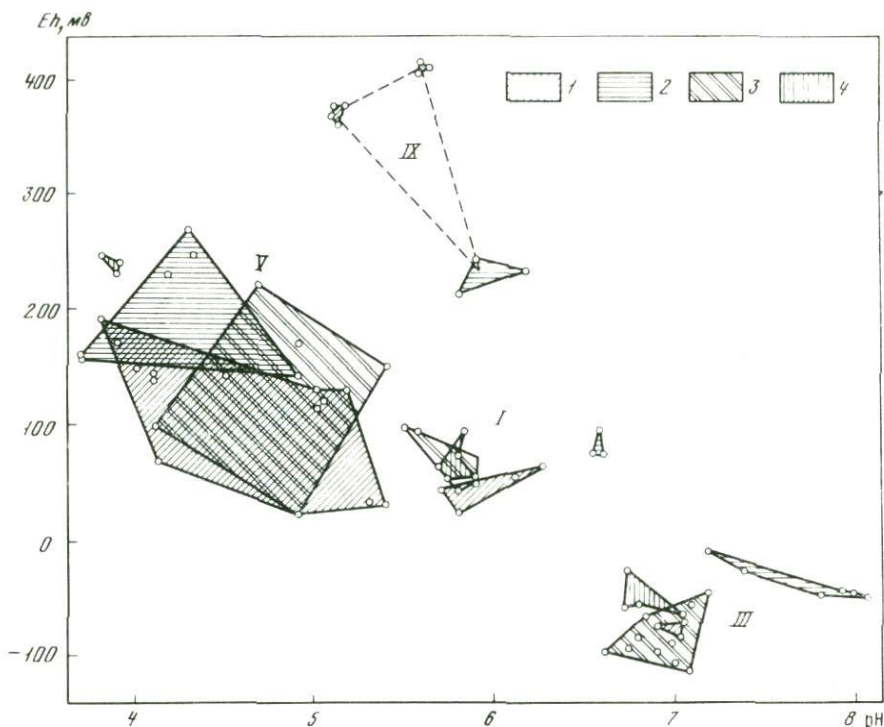
Были проделаны эксперименты по искусственному разбавлению термальных вод снеговой водой.

Источник Центральный: до разбавления: $t = 91^{\circ}C$; $pH_{20^{\circ}} = 5,69$; $Eh = +50$ мв; после разбавления: 1,5:1 (на 0,6 л горячей воды — 0,4 л снеговой) — $t = 20^{\circ}C$; $pH_{20^{\circ}} = 5,69$ (сказывается забуференность системы по pH); $Eh = +240$ мв.

Источник Бурлящий: до разбавления — $t = 82^{\circ}C$; $pH_{20^{\circ}} = 6,04$; $Eh = -70$ мв; после разбавления 2,3:1 (на 0,7 л горячей 0,3 л снежной воды) — $t = 33^{\circ}C$; $pH_{20^{\circ}} = 6,10$; $Eh = +45$ мв.

3. Источник Скородитовый: до разбавления — $t = 35^{\circ}C$; $pH_{20^{\circ}} = 4,09$; $Eh = +200$ мв; после разбавления 4:1 (на 0,8 л горячей воды 0,2 л снежной воды) — $t = 8^{\circ}C$; $pH_{20^{\circ}} = 4,04$; $Eh = +240$ мв. Вода из снега, растопленного в закрытой банке, имела при температуре $17^{\circ}C$ следующие параметры: $pH = 6,16$; $Eh = +305$ мв.

Декабрьские замеры параметров $pH - Eh$ ложатся в зону низких pH и высоких Eh . С летними замерами перекрываются апрельские данные



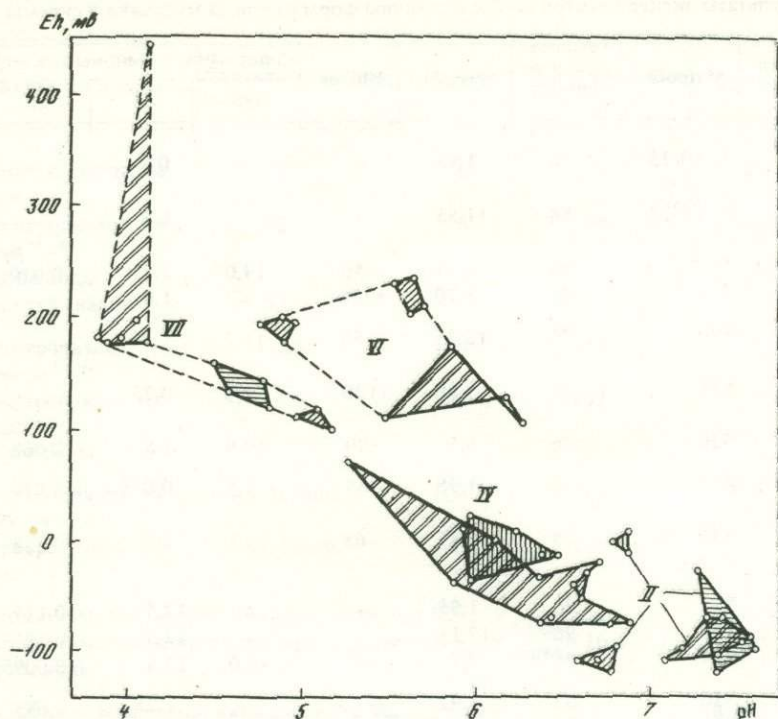
Р и с. 3. Поле вариаций параметров pH-Eh растворов Узона за период наблюдений 1970–1973 гг.

З а м е р ы: 1 – 1970 г., VII; 2 – 1971 г., V; 3 – 1972 г., IV; 4 – 1973 г., XII; и с т о ч н и к и: I – Центральный; III – пункт 2; V – Аурипигментный; IX – ручей Комариный

параметров растворов. Но почти всегда в апреле восстановительность среды выше, чем летом. Представляется, что в период апрель–май растворы высокотемпературных термальных источников Узона, так же как и Долины Гейзеров, где в это время зафиксирована максимально высокая температура в реке (28°C), имеют параметры, наиболее всего отвечающие малоразбавленным глубинным растворам. Это до некоторой степени подтверждается и данными изотопных анализов на содержание дейтерия (в ист. Центральном $\text{C}_\text{D} = 1,032$ ат.%, в гейзере Великан – $1,035$ ат.% против $1,014$ в холодных водах).

Режимные наблюдения позволили установить источники с устойчивым характером минерального осадка, который, несмотря на некоторые вариации t , pH, Eh и солевого состава гидротерм, все же находится в поле своей устойчивости, т.е. в равновесии с раствором. Одновременно существуют и источники с меняющимся типом минерального осадка. Наиболее подвижно равновесие в аурипигментных и скородитовых котлах, поле устойчивости минералов которых перекрывается по pH.

Благодаря ручному бурению, на Центральном поле зоны разгрузки Узонской гидротермальной системы были замерены pH и Eh растворов



Р и с. 4. Поле вариаций параметров pH-Eh растворов Узона за период наблюдений 1970—1973 гг.

1—4 — см. на рис. 3; и источники: II — Бурлящий; IV — шурф скв. P-2; VI — пункт 1; VII — Банное озеро

непосредственно на глубине, в стволе скважин, отсекающих глухой обсадкой подток приповерхностных окислительных вод. Обнаружилась четкая тенденция увеличения pH с глубиной. Окислительно-восстановительный потенциал изменяется с глубиной в меньшей степени, но тем не менее, закономерно сдвигается в отрицательную область.

Но, как было видно из приведенного выше профиля отложения минеральных ассоциаций, интенсивная садка сульфидов сурьмы, ртути и мышьяка происходит в узкой приповерхностной зоне, в интервале 3—4 м и особенно на последних 0,5 м. Это свидетельствует о резком изменении параметров среды, в которой переносились рудные компоненты именно в приповерхностной зоне.

Примечательно, что сульфиды железа развиты повсеместно по всей толще пород, в то время как реальгар и антимонит обнаруживаются исключительно в обстановке поровых и тонкотрещинных пространств.

В связи с этим особый интерес вызывают поровые растворы, отжатые на месте бурения из еще горячих колонок пород, при давлении 50—80 атм. По результатам исследования трех разрезов с характерной ассоциацией рудных минералов обнаружено следующее.

Результаты экспериментов по исследованию форм переноса мышьяка и сурьмы

Серия опыта	№ пробы	Температура в источнике, °C	pH _{25°}	Eh, мВ	Содержание компонентов, мг/л		
					H ₂ S	As	Sb
I	3-10/73	86	1,98	-	-	0,9	-
	6-12/73	86	11,85	-	-	1,5	-
	15/73	86	6,15	-50	19,07	2,25	0,010
	149	86	5,70	+256	-	1,0	-
II	530	76	12,25	-50	11,7	1,50	-
	531	76	1,88	+120	1,3	0,75	-
	526	76	6,5	+80	19,8	1,5	0,068
III	532	78	1,98	+85	1,5	0,075	0,019
	533	78	11,85	-68	12,1	1,5	0,355
IV	522	96	1,95	-	-	12,5	0,117
	523	96	12,15	-	-	12,5	0,135
	524	96	7,7	+20	18,0	12,5	0,0095
V	520	83	1,92	-	-	1,25	0,085
	521	83	-	-	-	1,25	0,095

1. Поровые растворы повсеместно имеют более высокую общую минерализацию, в 1,5-2 раза превышающую общую минерализацию свободно изливающихся термальных вод (см. табл. в статье Ерошев-Шака и других настоящего сборника).

2. Наиболее значительное увеличение концентрации в поровых растворах испытывают ионы Cl, Na, Ca, SO₄. Доля сульфатной составляющей увеличивается в 4-5 раз по сравнению со свободными растворами.

3. Поровые растворы малых глубин характеризуются более высокой концентрацией ионов водорода (pH_{20°} = 5,6-6,2) и довольно высоким окислительно-восстановительным потенциалом (Eh до +0,27 в) по сравнению с высокотемпературными свободными растворами.

4. С увеличением глубины возрастает щелочность и намечается тенденция к понижению Eh поровых растворов. Это обстоятельство позволяет говорить о границе кислородной зоны, т.е. об уровне влияния на напорные щелочные (или близкие к щелочным) термальные растворы вод поверхностного формирования.

5. В поровых растворах приповерхностных горизонтов содержание мышьяка близко к содержанию его в растворах свободной циркуляции. С глубиной оно становится заметно ниже (менее 1 мг/л против 7 мг/л на изливе), что свидетельствует об установившемся равновесии системы "поро-

Характер пробы	Длительность опыта, час	Напряжение в цепи	Сила тока в цепи, ма	Источник
Электродиализ, камера "+"	32	6	98	Шуфр скв. P-2
Электродиализ, камера "-"	32	6	98	То же
Проба воды	-	-	-	"
Простой анализ	32	-	-	"
Электродиализ, камера "-"	2,5	100	132	"
Электродиализ, камера "+"	2,5	100	132	"
Проба воды	-	-	-	"
Электродиализ, камера "+"	1 ч. 10 мин.	100	100	"
Электродиализ, камера "-"	1 ч. 10 мин.	100	100	"
Раствор самотеком протекал через катионит КУ-2, V _{воды} = 10 л				Скв. К-4
Раствор самотеком протекал через анионит АВ-17, V _{воды} = 10 л				То же
Проба воды				"
Раствор протекал через катионит КУ-2 V _{воды} = 10 л				Шуфр скв. P-2
Раствор протекал через анионит АВ-17, V _{воды} = 10 л				То же

вый раствор - рудные минералы" и в то же время о существенном различии физико-химической обстановки в зонах транспорта и отложения рудных компонентов. По нашим представлениям небольшая мощность рудного горизонта и резкое сужение обогащенных минерализационных зон вблизи поверхности свидетельствуют о сравнительно большом гидродинамическом напоре глубинных термальных вод, прорывающихся через толщу пород, насыщенных грунтовыми водами.

Таким образом, складывается представление, что глубинные рудоносные растворы в транспортной зоне обладают щелочной реакцией. Перенос рудных компонентов может осуществляться преимущественно в виде тиосульфидных и гидросульфидных комплексов. Разложение этих комплексов в зоне подкисления приводит к зональному отложению рудных минералов.

Расчетами для стандартных условий, основанными на реакциях равновесия и вычисления констант равновесия и свободных энергий этих реакций, ранее (Карпов, 1974) была показана возможность переноса мышьяка в виде сульфидного комплекса AsS²⁻ в глубинных растворах с pH выше 7,5. Экспериментальными работами, включающими проведение электролиза и селективное поглощение ионнообменными смолами, в настоящее время ведется проверка этого положения. Пер-

вые результаты (таблица) показали, что для мышьяка имеет место перенос в виде широкого спектра форм, в том числе и в виде отрицательно заряженных комплексов с серой. Для сурьмы как будто бы обнаруживается предпочтительный перенос в виде нейтральных и, может быть положительно заряженных форм. Результаты экспериментов и природных наблюдений позволяют с большой вероятностью предполагать, что в зоне разгрузки Узонской гидротермальной системы по тектоническим нарушениям выходят на поверхность частично разбавленные рудоносные растворы, несущие эндогенную рудную составляющую, а не вырожденные и отработанные гидротермы.

ЛИТЕРАТУРА

- Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н.* Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Недра", 1974.
- Карпов Г.А.* Физико-химические условия современного рудоотложения на термальном поле Узона. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Недра", 1974.
- Набоко С.И.* Особенности гидротермальных процессов в областях активного вулканизма. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Недра", 1974.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Современная рудная минерализация в кальдере Узон. — Докл. АН СССР, 1970.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация на Узоне (Камчатка). — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.

*В.А. Ерощев-Шак, С.И. Набоко, Г.А. Карпов,
В.А. Ильин, С.Ф. Главатских*

ГИН АН СССР, Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР, ИГЕМ АН СССР

ФОРМИРОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОМ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ (НА ПРИМЕРЕ КАЛЬДЕРЫ УЗОН)

Кальдера Узон на Камчатке выступает как классический объект гидротермальной аргиллизации и ртутно-сурьмяно-мышьякового рудопроявления, формирующегося в современную эпоху (Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование, 1974). Дифференциация фильтрующихся глубинных перегретых хлоридно-натриевых вод с H_2S и CO_2 , вызванная вскипанием, дегазацией, конденсацией гидротермального пара и окислением в приповерхностной зоне, определяет возникновение различных физико-химических сред. В результате реакции раствор—порода в таких условиях возникает сложное структурно-вещественное метасоматическое тело, состоящее из закономерно сочетающихся в пространстве фаций пропилитов, щелочных (кварцево-адуляровых) метасоматитов, гидротермальных аргиллизитов и глин

и фаций вторичных кварцитов сернокислотного выщелачивания (опаловых, опалово-алунитовых, опалово-серицитовых и опалово-каолинитовых). Гидротермальные аргиллизиты вблизи и на поверхности наиболее распространены, занимают осевую часть термоаномалии (гидротермального месторождения). Исходные вулканиты интенсивно переработаны и по этому принципу современное метасоматическое тело кальдеры Узон должно быть отнесено к аргиллизитовой формации. Однако, судя по разбуриваемым месторождениям, аналогичным кальдере Узон (Паужетка, Большие Банные на Камчатке, Горячий Пляж на о. Кунашир), и по тенденции смены минеральных ассоциаций аргиллизиты в осевой части месторождения должны на глубине смениться пропилитами. Поэтому метасоматическая формация в областях разрузки перегретых хлоридно-натриевых и более сложного состава гидротерм должна быть отнесена к пропилитовой аргиллизитовой. Сопровождающие ее фации щелочного метасоматоза и сернокислотного выщелачивания имеют подчиненное значение и локализуются: первые — в зонах максимальной проницаемости и вскипания растворов, вторые — в повышенных участках рельефа, где зеркало грунтовых вод погружено.

Особенностью гидротермальных аргиллизитов термоаномалии кальдеры Узон, так же как и других аналогичных, является сосуществование неравновесных ассоциаций минералов: монтмориллонита, гиббсита, галлуазита, смешанослойных глинистых минералов, алунита, цеолитов и адуллара. Это определяется положением аргиллизитов между зонами пропилитизации и сернокислотного выщелачивания, а также динамичностью процесса в приповерхностной зоне парообразования и конденсации.

Второй особенностью современных гидротермальных аргиллизитов является развитие в тесной ассоциации цеолитов, преимущественно высококремнеземистого клиноптилолита и пиллолита. Это определяет выделение наравне с цеолитовой пропилитизацией или цеолитовой фацией пропилитов цеолитовой фации гидротермальных аргиллизитов.

Кальдера Узон расположена в Восточной вулканической активной зоне Камчатки и приурочена к Узон-Семячинскому гидротермальному району. В геолого-тектоническом отношении кальдера Узон представляет собой вулcano-тектоническую депрессию плейстоценового возраста, образовавшуюся по кольцевому разлому. Согласно данным В.В. Аверьева и др. (1971), формирование ее происходило в три этапа: 1 — докальдерный этап основного и кислого вулканизма, 2 — кальдерный этап, характеризующийся образованием сложно построенных покровов игнимбритов и внедрением по кольцевым разломам экструзий, посткальдерный этап со слабой вулканической деятельностью, выразившейся в выбросах пемз, внедрении по разломам экструзий, даек и образовании маара оз. Дальнего.

Дно Узонской депрессии сложено озерно-кальдерными отложениями, представленными переслаивающимися гравелитами, псаммитовыми и алевропелитовыми туфами, туфопесчаниками и туфоалевритами, состоящими в основном из пеплово-пемзового материала. Кроме того, в гравийном материале присутствуют различные по составу, размерности и степени окатанности обломки лав андезита, андезито-базальта, базальта и дацита.

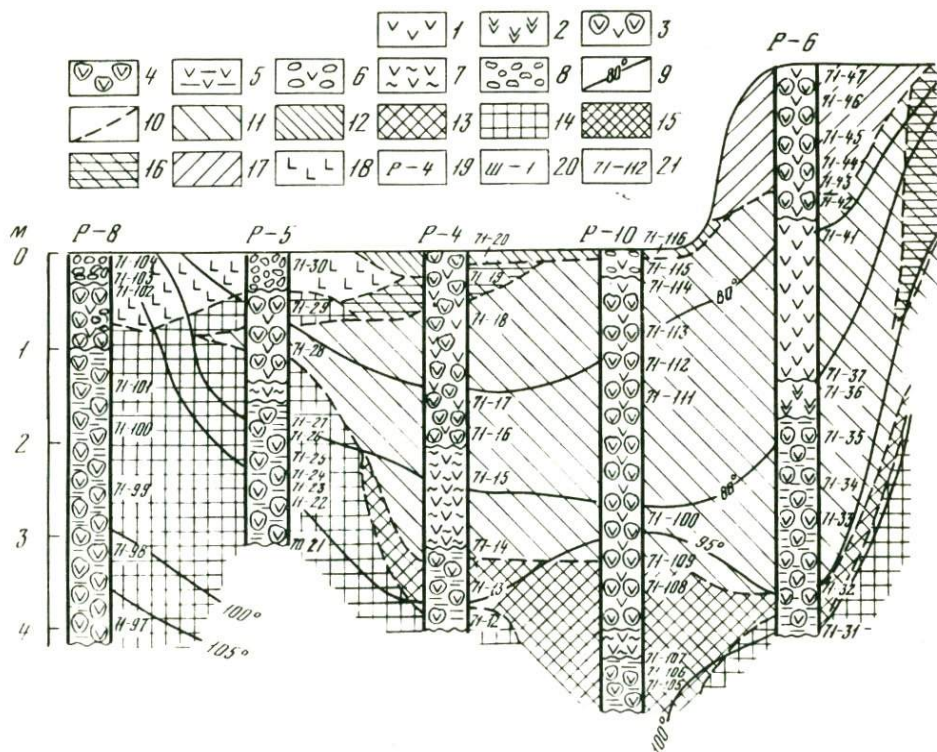
Кристаллокластический материал гравийных горизонтов представлен главным образом плагиоклазом, моноклинным пироксеном, бурой, реже зеленоватой, роговой обманкой.

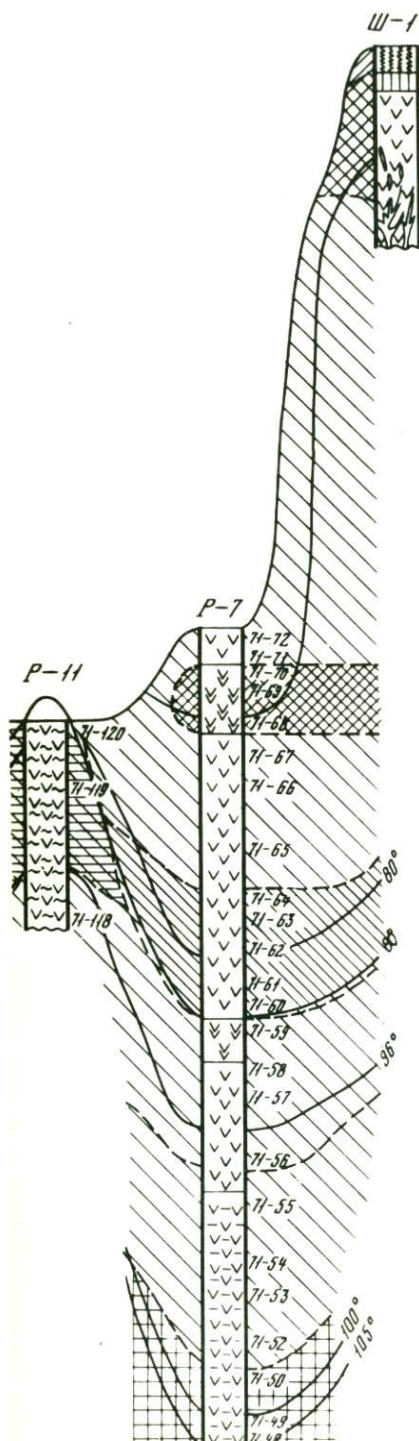
Гравелиты на большой площади аргиллизированы. По приуроченности современных выходов высокотемпературных растворов к площадям "холодных" аргиллизированных пород можно судить о миграции зон разгрузки во времени и пространстве. Сходство вертикальных метасоматических колонок глинистых минералов на высокотемпературных площадях и холодных полях свидетельствует о близких во времени физико-химических условиях аргиллизации (рис. 1).

В близповерхностных условиях в пределах Узонской термоаномалии гидротермальная деятельность проявляется в форме горячих и кипящих

Р и с. 1. Схема распространения ассоциаций гидротермальных минералов в разрезе Центрального поля Узонской термоаномалии

1 — пепловый туф; 2 — пеплово-пемзовый туф; 3 — кальдерный тефроид; 4 — аргиллизированный кальдерный тефроид; 5 — аргиллизированный туф; 6 — диатомитовый туф; 7 — суспензированный туф; 8 — гравелит; 9 — термоизогипсы; 10 — границы ассоциации зоны; а с с о ц и а ц и и м и н е р а л о в: 11 — каолинитовая; 12 — каолинит-галлуазитовая, 13 — монтмориллонит-каолинитовая; 14 — цеолит-каолинит-монтмориллонитовая; 15 — гиббсит-каолинитовая; 16 — алунит-каолинитовая; 17 — опаловая; 18 — рудная (скородит, реальгар, антимонит, пирит, киноварь); 19 — номер ручной скважины; 20 — номер шурфа; 21 — номер пробы





источников, паровых и парогазовых струй, венчающих термовыводящие трещины, а также грязевых котлов и вулканчиков. На всем пути вертикального подъема гидротерм как по трещинам, так и по порово-капиллярным пространствам осуществляется взаимодействие их с вмещающими породами. По порово-капиллярной миграции гидротерм последние претерпевают фазовые превращения и изменения своего химического состава. Фазовые превращения гидротерм контролируются температурой, проницаемостью вмещающих пород, напорным характером грунтовых вод. Перечисленные факторы определяют положение уровня приповерхностного вскипания, уровня конденсации пара, уровня грунтовых вод и генетически связанных с ними подзон зоны аргиллитизации (рис. 2).

Прогрессирующая аргиллизация вмещающих пород приводит к снижению степени их проницаемости. Напорный же характер парогидротерм приводит к механическому перемешиванию аргиллизированных пород, образованию камер барбатации, в которых осуществляется суспензирование гидротермально-измененных пород и вывод их на поверхность в виде грязевых котлов и вулканчиков. Образование грязевых котлов и вулканчиков завершает стадию приповерхностной аргиллизации какого-либо участка термоаномалии. Процесс же активной аргиллизации перемещается вместе с термовыводящими трещинами на участки развития более проницаемых пород. В пределах зоны аргиллизации осуществляется постоянная миграция уровней вскипания, конденса-

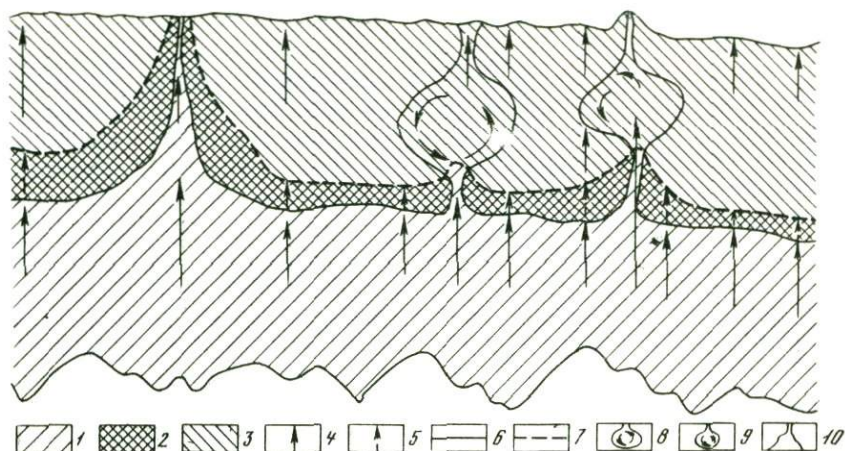


Рис. 2. Схема развития глинистых минералов в профиле зоны аргиллизации Узонского термального поля

1 — монтмориллонитовая подзона аргиллизации; 2 — смешанная монтмориллонитовая и каолинитовая подзоны; 3 — каолинитовая подзона; 4 — направление движения парогидротерма, находящихся преимущественно в жидком состоянии; 5 — направление движения парогидротерма, находящихся преимущественно в газообразном состоянии; 6 — уровень вскипания раствора; 7 — уровень конденсации раствора; 8 — камера барботации и грязевой котел; 9 — камера барботации и грязевой вулканчик; 10 — термовыводящая трещина (канал)

ции и грунтовых вод. В целом процесс аргиллизации следует рассматривать как по латерали, так и в вертикальном разрезе.

Гидротермальные глинистые минералы, их распространение, структурные особенности и генезис. Наиболее полный разрез измененных пород вскрыт скважиной Р-7. Здесь на глубине 9 м глинизированный туф почти нацело сложен монтмориллонитом с небольшой примесью каолинита и цеолита.

На рентген-дифрактограмме фракции $< 0,001$ мм (рис. 3 и 4, обр. 71—48; см. вкладку) монтмориллонит имеет рефлекс $13,2 \text{ \AA}$, на дериватограмме — эндотермические эффекты при 730 и 950°C . Согласно данным инфракрасной спектроскопии монтмориллонит диоктаэдрический. Монтмориллонит замещает вулканическое стекло пепловых частиц, скелет пемзовых обломков; монтмориллонит, же, обладающий более высоким двупреломлением, как правило, выполняет поровые пространства и формирует глинистый цемент вокруг обломков пемз и пепловых частиц.

Рефлексы $7,1$ и $3,56 \text{ \AA}$ на рентген-дифрактограмме свидетельствуют о присутствии в обр. 71—48 минералов каолинитовой группы, количество которых настолько мало, что практически они не регистрируются микроскопически.

Рефлекс $8,9 \text{ \AA}$ принадлежит минералу цеолитовой группы, по-видимому, клиноптилолиту. Этот минерал развивается в поровых пространствах и в пустотах. Ассоциирует цеолит с монтмориллонитом, который слагает внешнюю часть пустот, цеолит же — внутреннюю.

Вверх по разрезу содержание монтмориллонита в гидротермально-измененных тефроидах постепенно сокращается, однако при этом степень глинизации пород остается прежней. Согласно данным рентген-дифрактометрии, дериватографии и инфракрасной спектроскопии господствующими становятся минералы каолинитовой группы. В ассоциации с каолинитом находится монтмориллонит. Каолинит выполняет поровые пространства обломков пемз (скелет которых сложен монтмориллонитом), каверны в цементе тефроида и зальбанды мелких жилков, состоящих из монтмориллонита.

Начиная с глубины 6 м в скв. Р-7 в измененных тефроидах совершенно отсутствует монтмориллонит, а среди глинистых исключительно распространены минералы каолинитовой группы. Эти минералы представлены каолинитом и галлуазитом. Они полностью замещают обломки туфов, лав, вулканический шлак, а также слагают цемент тефроидов. Каолинит представлен хорошо выраженными псевдогексагональными пластинчатыми кристаллами (рис. 5). В ассоциации с галлуазитом каолинит имеет каверны растворения на плоскости (001). Структурные электронографические исследования показали, что каолинит без признаков растворения и с кавернами растворения относится к одной структурной группе, т.е. к минералам с триклинной элементарной ячейкой со строгим периодом "С".

Галлуазит (метagalлуазит) образует трубчатые кристаллы, местами этот минерал является породообразующим, слагающим отдельные горизонты гидротермально-измененного туфа (рис. 6).

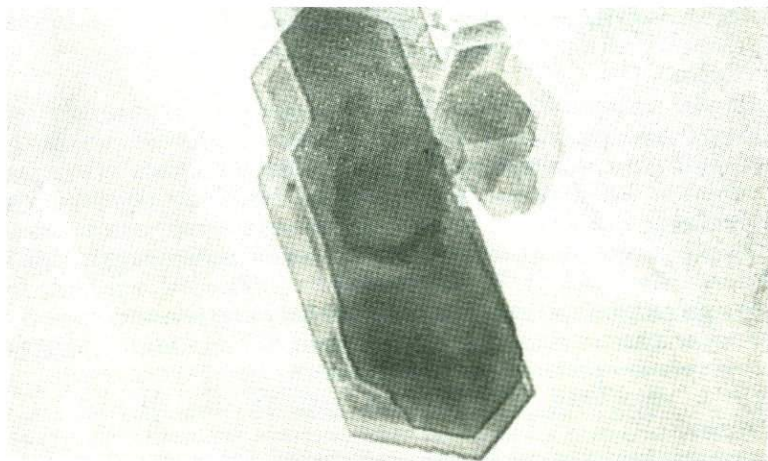
Дифракционная картина фракции 0,001 мм, состоящей из каолинита и галлуазита (метagalлуазита), характеризуется отчетливо выраженными максимумами с межплоскостными расстояниями 7,1 и 3,56 Å и четкими полосами поглощения инфракрасного спектра 3700 и 3625 см⁻¹, обусловленными колебаниями соответственно внешнеслоевых и внутрислоевых гидроокислов. Однако характерной особенностью смеси каолинита и галлуазита является низкий эффект оптического дупреломления, близкий к изотропным материалам.

На глубинах 50–70 см скв. Р-7 вскрываются отдельные горизонты измененных тефроидов, состоящих из каолинита, галлуазита и гиббсита. В отмеченной ассоциации каолинит представлен корродированными кристаллами, галлуазит — расщепленными трубчатыми кристаллами, гиббсит — мелкими удлиненно-пластинчатыми агрегатами. Гиббсит развивается по трещинам и в поровых пространствах измененных пород.

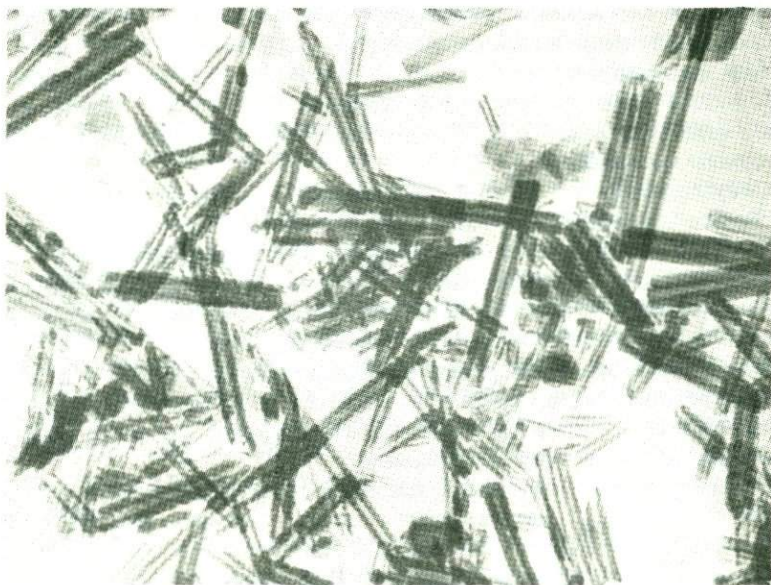
Гиббсит характеризуется дифракционным максимумом 4,79 Å, глубокой эндотермической остановкой при 310°C и полосой инфракрасного спектра 3400 см⁻¹. Отмеченные константы минерала являются специфическими для гидротермального гиббсита.

На уровне развития гиббсита в условиях существования избытка сульфат-иона, как правило, широко развит алунит. Этот минерал, так же как и гиббсит, выполняет трещины и поровые пространства и образует биpirамидальные выделения среди глинистых образований.

Аналогичное распространение глинистых минералов отмечается в гидротермально измененных породах, вскрытых скв. Р-11, Р-6, Р-10, Р-4. В от-



Р и с.5. Кристаллы каолинита из гидротермально-измененных пород



Р и с. 6. Трубчатые кристаллы галлузита; электронная микроскопия

личие от рассмотренного разреза в этих породах меняется лишь мощность зон распространения отдельных минералов.

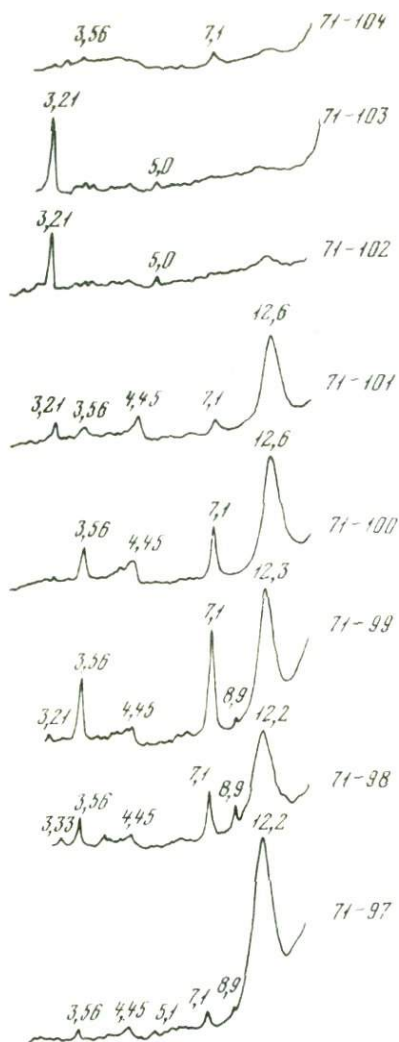
Характерный разрез вскрыт скв. Р-5, расположенной в центральной части термальной площадки близ термовыводящей трещины (рис. 7, см. вкладку). Здесь область распространения монтмориллонита прослеживается почти до поверхности термальной площадки (как и в породах, вскрытых скв. Р-7). В нижней части разреза отмечается сплошная монтмориллонитизация тефроидов. Монтмориллонит слагает реликты пепловых частиц, скелет обломков пемз, выполняет поровые пространства в пемзах, формирует цемент базального типа. Монтмориллонит имеет межплоскостные расстояния от 12,8 до 13,5 Å. Широкий интервал межплоскостных расстояний обусловлен наличием смешанослойных образований монтмориллонит-вермикулитового типа. Смешанослойная неоднородность в структуре монтмориллонита обусловлена большим или меньшим замещением (изоморфизмом) в тетраэдрическом слое. Об этом свидетельствует констатация в структурах 12 и 13 Å монтмориллонитов, обработанных по методу Гринкелли, разбухающих и неразбухающих пакетов. Наличие вермикулитовых пакетов определяется по соотношениям интенсивностей базальных отражений, ориентированных препаратов монтмориллонита, а также по взрывному характеру их дериватограмм. В нижней части разреза с монтмориллонитом ассоциирует минерал с межплоскостным расстоянием 8,9 Å, относящийся к цеолитам (см. рис. 5, обр. 71–21; 71–22).

Почти по всему разрезу измененных тефроидов по скв. Р-5 встречается каолинит. Верхняя часть разреза сложена рудным горизонтом, в состав которого входят аурипигмент, реальгар, скородит, антимонит, пирит и т.д.

Широкое распространение каолинита обусловлено динамичным (пульсационным) характером гидротерм.

Скв. Р-8 вскрыты измененные породы, расположенные непосредственно в пределах термовыводящей трещины. Вмещающие породы представлены здесь пронизаемым глинизированным кальдерным тефроидом, состоящим из обломков вулканического шлака, пемзы и гравийно-андезитовых и дацитовых лав. Преобладающим глинистым минералом по всему разрезу является монтмориллонит. Монтмориллонит характеризуется межплоскостными расстояниями 12,2–12,6 Å (рис. 8). Величины межплоскостных расстояний 12,2–12,6 Å характерны для Na-форм монтмориллонита. Таким образом, монтмориллонит, формирующийся в породах, находящихся непосредственно в зоне восходящей фильтрации хлоридно-натровых термальных вод по термовыводящим трещинам, является натриевой формой с одним слоем межслоевой воды. Ассоциирует Na-монтмориллонит в нижней части разреза с цеолитом клиноптилолитового состава. В аргиллизированной части разреза встречается также и каолинит. Аргиллизированные породы перекрыты рудным горизонтом.

Таким образом, распространение глинистых минералов в гидротермально-измененных породах подчиняется следующим закономерностям. Ниже изотермы 100°C распространены минералы монтмориллонитовой группы. Верхняя граница формирования монтмориллонита при порово-капиллярной миграции гидротерм контролируется уровнем приповерх-



Р и с. 8. Рентгеновские диффрактограммы глинистых минералов по разрезу скв. Р-8

ностного вскипания термальных вод. Эта генетическая подзона характеризуется развитием щелочных и близнегтральных вод (рН 7–7,5) хлоридно-натриевого состава. Характер выделения минералов монтмориллонитовой и цеолитовой групп (развитие в пустотах растворения вулканического стекла, выполнение пор и трещин) позволяют считать их выкристаллизовавшимися из раствора. В более глубинных участках с повышенным водным парциальным давлением характерным является распространение смешанослойных монтмориллонит-вермикулитовых образований, а в участках, расположенных близ уровня приповерхностного вскипания, Mg-форм монтмориллонита.

Для минералов монтмориллонитовой группы характерен парагенезис с калий-содержащими высококремнезистыми цеолитами типа клиноптилолита.

Выше изотермы 100°C распространены минералы каолининовой группы. Инкрустация этими минералами пор и выполнение трещин свидетельствуют о кристаллизации их из раствора. Наличие тесной ассоциации корродированного каолинита с кристаллами новообразованного галлуазита возможно в условиях одновременного растворения

каолинита и синтеза галлуазита при прогрессирующем подкислении термальных вод. Такое изменение рН среды характерно в близповерхностных условиях окисления сероводорода до серной кислоты, т.е. налицо процесс сернокислотного выщелачивания. Для минералов каолининовой группы весьма примечателен парагенезис с опалом. Распространение стабильного каолинита, как правило, контролируется внизу уровнем приповерхностного вскипания, верхней границей является уровень начала конденсации пара. Галлуазит в ассоциации с корродированным каолинитом и опалом формируется и распространен в пределах области конденсации пара. В условиях сернокислотного выщелачивания эти минералы слагают гидротермально-измененные гравелиты, а также суспензированные породы грязевых котлов и вулканчиков.

Более ранними работами (Набоко, 1968; Набоко, Рябичкина, 1962; Набоко, Филькова, 1966; Карпов, Долгова, 1969) было показано, что аргиллизация происходит в большей части не под воздействием свободных растворов, циркулирующих по зонам нарушений, а в результате глубокой переработки пород поровыми растворами. Последние, несомненно, имеют генетическое родство со свободными растворами, но в силу специфических процессов диффузионного обмена, осмотических явлений, фильтрационного эффекта и т.д. в условиях поровых и тонкощелевых пространств отличаются более высокой общей минерализацией, повышенным содержанием сульфат-иона и значениями pH и Eh.

В разрезе аргиллизированных пород Узонского центрального термального поля, как было показано, наблюдается широкий спектр переходных разностей глинистых минералов. Интерес представляет состав свободных и поровых растворов из зон современной аргиллизации, находящихся в локальном равновесии с аргиллизитами сложного состава.

В таблице приведены результаты химического анализа поровых растворов, отжатых из колонок керна ручной скважины малогабаритным прессом при давлении до 100 кг/см^2 . Порода, поднятая при бурении, еще в горячем состоянии помещалась в пресс, и отжим производился непосредственно на термальном поле. Поровые растворы отжимались в изолированную от атмосферы ячейку из фторопласта, в которую были вмонтированы электроды для pH-Eh-метрии. Таким образом эти параметры растворов замерялись непосредственно в процессе отжимания.

Для сравнения состава растворов в таблице помещен анализ свободной воды на изливе скважины после окончания бурения (на глубине 4,3 м). Как видно на таблице, наблюдается четкая вертикальная гидрохимическая зональность поровых растворов. В приповерхностной зоне, до глубины порядка 0,2 м, поровые растворы характеризуются низкой общей минерализацией и существенно низкой концентрацией основных ионов Na и Cl; но довольно высоким содержанием сульфат-иона и бикарбонат-иона. Отношение Na : K в растворе на этом интервале — 5 : 1 — самое низкое для изученного разреза. В то же время при невысоком содержании иона Ca в поровых растворах приповерхностной зоны обнаружилась самая высокая концентрация иона Mg. Отношение концентраций этих ионов — 4 : 1. Примечательно, что именно в приповерхностной зоне развиваются глинистые минералы — каолинит и галлуазит, не содержащие ионов Mg. Здесь наблюдается самый высокий окислительно-восстановительный потенциал для всего разреза (+275 мВ). Концентрация ионов водорода на полтора порядка выше, чем в свободном растворе (pH=6,2). По-видимому, физико-химические условия на этом уровне глубинности благоприятствуют выносу магния из боковых пород.

Уже на глубине свыше 0,2 м общая минерализация поровых растворов увеличивается в 3 раза и в 1,7 раза превосходит общую минерализацию свободных растворов. Концентрация ионов возрастает здесь почти в 3 раза, превосходя их содержание в свободном растворе. Резко возрастает преобладание натрия над калием и кальция над магнием, хотя абсолютные содержания калия и магния в поровых растворах этой зоны еще довольно высокие. Минералогически этот интервал представляет зону

Содержание основных компонентов (мг/л) в свободных и поровых растворах Узонского термального поля

Компоненты	Закопущка № 5			Скв. Р-8		
	Вода в шурфе	Глубина 20 см., поровый раствор	Глубина 50 см., поровый раствор	Излив, глубина 4,3м	Глубина 1,05–1,25 м, поровой раствор	Глубина 5,0–4,2 м, поровой раствор
NH ₄ ⁺	10,0	Не обн.	Не обн.	5,9	Не обн.	Не обн.
Na ⁺	980,0	609,0	1700,0	1000,0	1950,0	2100,0
K ⁺	105,0	126,25	156,5	85,0	93,0	100,0
Ca ²⁺	91,0	57,0	200,0	77,4	176,0	239,0
Mg ²⁺	12,0	12,8	11,4	5,7	3,14	3,04
Cl ⁻	1350,0	795,2	3040,0	2310,0	2747,0	3184,0
HCO ₃ ⁻	12,2	18,5	48,7	24,4	2,8	1,7
SO ₄ ²⁻³	256,0	269,5	519,4	86,0	394,2	410,4
F ⁻	Не обн.	2,5	3,9	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Формула	Cl9250 ⁴ 8	Cl17950 ⁴ 20	Cl18850 ⁴ 11	Cl9650 ⁴ 3	Cl9050 ⁴ 9	Cl8750 ⁴ 12
Курлова	M _{2,8} Na86Ca11	M _{1,9} Na79K10Ca8	M _{5,7} Na83Ca ₁₁ K ₄	M _{3,6} Na87Ca8K4	M _{5,4} Na88Ca9	M _{6,0} Na85Ca9K9
T ^o C	97	86	91	94	92	102
pH _{20^oC}	7,2	6,2	6,63	7,6	5,75	6,4
Eh _{мв}	-50	+275	+215	-65	+235	+170
Ассоциация глинистых минералов	-	Каолинит	Каолинит	Галлуазит, монтмориллонит		Монтмориллонит, цеолит

Примечание: Для поровых растворов температура приведена по данным замеров, произведенных на глубине отбора кернa, в процессе бурения.

перехода, в которой вместо каолинит-галлуазитовой ассоциации глинистых минералов начинает преобладать монтмориллонит ($T = 91^{\circ}\text{C}$; $p\text{H} = 6,53$; $Eh = + 215 \text{ мВ}$).

Видимо, эти условия прослеживаются до глубины порядка 3 м, так как поровые растворы, отжатые из аналогичных по литологии пород (гравелигов) с интервала 1,7–2 м, оказались очень близкими предыдущему интервалу. Однако на фоне повышения содержания в боковых породах магниевого монтмориллонита здесь уже значительно понизилась концентрация в растворе Mg. Этот интервал показателен также наиболее высоким содержанием сульфат-иона и минимальным значением pH ($p\text{H} = 5,9$) в поровых растворах. Как хорошо видно на таблице, возрастанию роли сульфат-иона соответствует снижение концентрации кальция и бикарбонат-иона на фоне почти постоянного содержания натрия и хлора.

Возможно, высокое содержание на этой глубине сульфат-иона свидетельствует об уровне проникновения зоны аэрации и об интенсивно идущих здесь процессах окисления сульфидов железа. Во всяком случае, из рудных минералов в этом интервале встречается мелкозернистый пирит, находящийся среди тонкодисперсной массы черного сажистого марказита. Глубже 4 м наблюдается тенденция к снижению доли сульфатной составляющей в растворе, еще большее увеличение натрия, хлора, кальция. Раствор приобретает близкую к нейтральной реакцию и окислительно-восстановительный потенциал сдвигается в сторону восстановительной среды (на 100 мВ ниже приповерхностной зоны). Среди вторичных аутигенных минералов здесь используются развитием монтмориллонит, цеолит и пирит.

З а к л ю ч е н и е. В пределах Узонской термоаномалии среди зоны аргиллизации можно выделить три генетические термодинамические (фазово-энергетические) подзоны глинистого минералообразования. Это подзона монтмориллонитизации, верхняя граница которой ограничена уровнем приповерхностного вскипания. Согласно термодинамическим расчетам, она характеризуется суммарным эндотермическим эффектом реакции образования минералов. Далее между уровнями приповерхностного вскипания и конденсации распространена подзона синтеза каолинита, характеризующаяся экзотермическим эффектом реакции. И, наконец, выше уровня конденсации в условиях сернокислотного выщелачивания осуществляется разрушение каолинита и синтез галлуазита. Эта генетическая подзона завершает процесс глинистого минералообразования. Вблизи поверхности, в окислительной среде с кислыми сульфатно-хлоридно-калий-натриевыми растворами в равновесии находятся каолинит и галлуазит. С глубиной возрастает общая минерализация поровых растворов, среда до глубины около 3 м остается слабокислой окислительной тенденцией: это переходная зона от каолинита к монтмориллониту. Глубже наблюдается существенный сдвиг в сторону восстановительной обстановки, раствор близнеутральный, доля сульфат-иона резко падает, поровый раствор — существенно хлоридно-натриевый. В равновесии с ним находятся монтмориллонит, цеолиты, пирит и магнетит.

Во всех случаях отсутствуют четкие границы между генетическими подзонами глинистого минералообразования вследствие динамического характера гидротермального процесса.

- Аверьев В.В., Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А.* и др. Вулканизм и гидротермы Узон-Семячинского геотермального района на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Наука", 1974.
- Карпов Г.А., Долгова Т.В.* Фация гидротермальных глин на современном термальном поле Камбального хребта. — В кн.: Молодые гидротермально-измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1969.
- Набоко С.И.* Роль первых растворов в гидротермальном минералообразовании и метаморфизме пород. — В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, "Наука и техника", 1968.
- Набоко С.И., Рябичкина Е.П.* Условия аргиллизации в районах щелочных термальных вод вулканических областей. — Бюлл. вулканол. станции, 1962, № 33.
- Набоко С.И., Филькова Е.М.* Вертикальная зональность в гидротермальных глинах Паужетки. — Бюлл. вулканол. станция, 1966, № 42.
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П.* Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., "Наука", 1965.

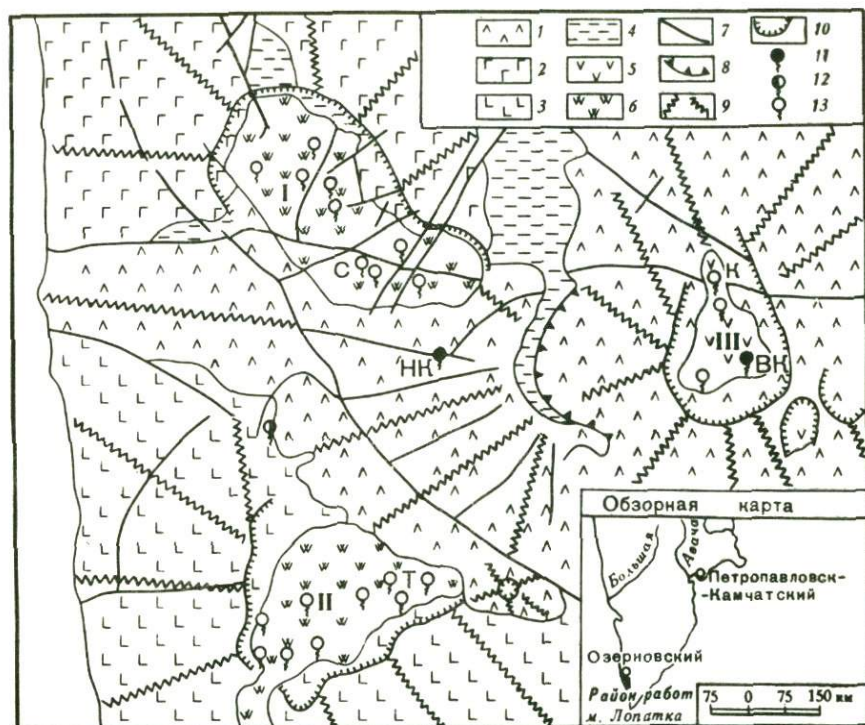
А.И. Сержников

ВСЕГИНГЕО, Москва

СОВРЕМЕННЫЕ СУЛЬФАТНЫЕ ГИДРОТЕРМЫ В РАЙОНЕ КОШЕЛЕВСКОГО ВУЛКАНА (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА), ИХ СООТНОШЕНИЯ С ВУЛКАНИЗМОМ И НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫМ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕМ

При гидрогеологическом картировании Камчатки установлено, что с ее молодыми андезитовыми вулканами всегда ассоциируются крупные аномалии сульфатных подземных вод. В периоды интенсивной поствулканической деятельности эти аномалии создаются горячими сернокислыми растворами и газами. Возникают "сероводородно-углекислые фумарольные термы" (Иванов, 1961), а большие объемы пород вулканов перерабатываются и обогащаются серой. После остывания тепловых очагов сульфатные аномалии сохраняются: происходит интенсивное низкотемпературное выщелачивание продуктов гидротермальной деятельности — малоглубинных измененных пород, обогащенных легкорастворимыми сернистыми минералами. Сульфатные подземные воды продолжают формироваться вплоть до полного уничтожения эрозией вулканических построек и заключенных в них масс измененных пород. Отмеченные "долгоживущие" гидрохимические аномалии изучались автором в районе Кошелевского вулкана, характеризующемся широким распространением горячих и холодных сульфатных подземных вод. Современные гидротермы ранее рассматривались в работах Б.И. Пийпа (1947), Г.А. Гонсовской (1954) и С.И. Набоко (1954).

В геологическом строении района (рис. 1) принимают участие разновозрастные и из-за этого по-разному эродированные вулканы (Сержни-



Р и с 1. Схема геологического строения района Кошелеевского вулкана по данным крупномасштабных съемочных работ

1 – Кошелеевский вулканический массив ($Q_{II} - Q_{IV}$); 2 – вулкан Третья Речка (плиоцен – Q_P); 3 – вулкан Дед и Баба (плиоцен – Q_P); 4 – свежие и слабо измененные плиоценовые вулканы плиоцен-нижнечетвертичных построек; 5 – сольфатарные измененные породы; 6 – гидротермально-измененные породы формации вторичных кварцитов; 7 – разломы; 8 – кальдерные проседания; 9 – склоны вулканических построек; 10 – стенки кальдер и кратеры, расширенные эрозией; I, II – северная и южная “холодные” кальдеры; III – привершинная кальдера Кошелеевского вулканического массива; 11 – парогидротермы; ВК – Верхнекошелеевские; НК – Нижнекошелеевские; 12 – Сивучинский горячий источник; 13 – холодные сульфатные источники; К – Красный грифон; Т – Туманные; С – Сказка

ков и др., 1973). Наиболее древние из них возникли в миоцене. Центральную часть района охватывает цепь молодых вулканических построек, относимых к Кошелеевскому массиву. Его возраст – от среднего плейстоцена до голоцена. Отдельные лавовые потоки изливались в историческое время. На западе района находятся два сильно эродированных плиоцен-нижнечетвертичных вулкана. В их центральных частях в результате эрозии измененных пород сформировались обширные кальдеры диаметром до 10 км, глубиной до 1 км.

Свежие вулканисты района имеют состав от андезито-дацита до базальта, наиболее распространены андезиты, содержащие ~59% SiO_2 .

Т а б л и ц а 1

Некоторые показатели двух типов сульфатных подземных вод района

Тип вод	Условия разгрузки	Общая формула химического состава
Сольфатарные термы	Источники и кипящие озера из свежих лав (НКТ)	$M_{0,15-3,3} \frac{SO_4^{4-}}{53-100} NH_4^+ Ca^{2+} 0-20$
	То же, из сольфатарно-измененных пород (ВКТ)	$M_{0,15-2,8} \frac{SO_4^{4-}}{70-100} NH_4^+ Ca^{2+} 3-60$
Холодные воды выщелачивания	Источники из измененных пород формации вторичных кварцитов ("холодные" кальдеры)	$M_{0,1-1,9} \frac{SO_4^{4-}}{50-98} Ca^{2+} 45-92$
	Источники из сольфатарных пород (окраина ВКТ)	$M_{0,5-1,9} \frac{SO_4^{4-}}{95-98} Ca^{2+} 70-92$

Примечание: ВКТ – Верхнекошелевские термы, НКТ – Нижнекошелевские термы; Q – максимальные расходы отдельных источников.

Современная гидротермальная деятельность в районе сосредоточена главным образом на площади Кошелевского вулканического массива. В отмеченной ранее крупной привершинной кальдере разгружаются Верхнекошелевские парогидротермы. Их деятельность – продолжение процессов, начавшихся в верхнем плейстоцене и сформировавших крупное сольфатарное поле. На западном склоне массива из узкой трещины в свежих лавах разгружаются Нижнекошелевские парогидротермы; начало их деятельности, по-видимому, относится к голоцену. К западному подножью массива приурочены Сивучинские горячие углекисло-метановые источники. На площади Кошелевского массива выявлено также несколько слаботермальных (до 39°) источников гидрокарбонатных вод. "Холодные" кальдеры не несут признаков современной гидротермальной деятельности. Специфической чертой состава их подземных вод является обилие сульфат-иона, возникающего в результате интенсивного выщелачивания измененных пород формации вторичных кварцитов. Всего здесь встречено около 50 сульфатных холодных источников (на схеме рис. 1 показаны лишь некоторые из них).

Преобладающим развитием в районе пользуются гидрокарбонатные и сульфатные подземные воды. Хлоридные воды на поверхность нигде не выходят, выявлены они лишь глубокими скважинами, пробуренными за-

t, °C	Q, л/сек	CO ₂ св, г/л	Наиболее характерные микрокомпоненты и их максимальные концентрации, мг/л
25–100	1,0	0,05–0,6	B–50; Rb – 0,05; Mn – 5,0; Zn – 2,0; Cu – 0,03
1–12	3,0	≤ 0,05	Sr – 1,5; Ge – 0,02; Mn – 5,0
5–15	0,5	≤ 0,1	

паднее Нижнекошелевских терм. Существенную роль хлор-ион играет в Сивучинских углекисло-метановых термах; во всех остальных водах района его концентрация, как правило, не превышает 7–9 мг/л. Общая минерализация гидрокарбонатных и сульфатных вод района варьирует от 0,05 до 3,3 г/л, однако чаще встречаются величины порядка 0,1–0,3 г/л. Очень характерна дифференциация вод на существенно гидрокарбонатные (HCO₃⁻ ≥ 50%-экв.) и сульфатные (SO₄²⁻ > 50%-экв.). Первые свойственны обширным площадям, сложенным свежими вулканитами, а вторые главным образом полям измененных пород. Современную гидротермальную деятельность характеризуют горячие сульфатные воды и паровые струи; конденсаты последних имеют гидрокарбонатный состав.

К сульфатным (существенно сульфатным) отнесены воды, для анионного состава которых характерно соотношение: SO₄²⁻ ≥ 50%-экв. Подробнее вся эта обширная группа не разделяется; следует лишь отметить, что в ее составе резко преобладают разности с SO₄²⁻ > 75%-экв., нередко и "чистые" сульфатные растворы с SO₄²⁻ ≥ 95%-экв. По условиям образования выделены два основных типа – сольфатарные термы и холодные воды выщелачивания (табл. 1,2).

Первый тип вод распространен на Нижне- и Верхнекошелевском сольфатарных полях. Температура источников варьирует в широких пределах

Химический состав подземных вод района (мг/л)

Компоненты и показатели	Проба, дата отбора			
	7356 20. VIII 1973	7362 20. VIII 1973	7359 24. VIII 1973	7366 24. VIII 1973
H ₄ SiO ₄	60	150	280	128
Fe	0,5	7,0	23,6	1,0
Mn	0,3	0,5	5,0	0,03
As	0,01	0,01	He обн.	0,40
Na ⁺	8,0	10,0	35,0	0,3
K ⁺	2,5	7,5	12,0	0,7
Ca ²⁺	7,0	12,0	105,0	He обн.
Mg ²⁺	3,0	7,0	45,0	2,6
NH ₄ ⁺	12,5	90,0	625,0	4415,0
Al ³⁺	He обн.	He опр.	3,5	He опр.
HCO ₃ ²⁻	15,0	He обн.	He обн.	14396,0
SO ₄ ²⁻³	60,0	321,0	2163,0	248,0
Cl ⁻	2,0	2,0	He обн.	64,0
F ⁻	He обн.	0,1	0,5	1,0
B	0,15	0,05	45,0	He обн.
Общая минерализация	161	619	3270	19323
pH	6,4	4,7	3,6	8,2
CO ₂ св., г/л	0,03	0,19	0,32	He опр.
T ^o C	90	92	90	100
Некоторые второстепенные компоненты, мг/л	Rb < 0,01 Sr < 0,5	Rb-0,02 Hg -0,0005 Ge-0,0025	Rb-0,05 Sr < 0,06	HS ⁻ -68,0 (2,06 мг/экв) H ₂ S-4,0 J-8,0 Br-6,0
Формула химического состава	M _{0,2} $\frac{SO_{80}^4 HCO_{18}^3}{NH_{44}^4 Ca_{20} Na_{20}}$	M _{0,6} $\frac{SO_{99}^4}{NH_{72}^4}$	M _{3,3} $\frac{SO_{100}^4}{NH_{75}^4 Ca_{12}}$	M _{19,3} $\frac{HCO_{98}^3}{NH_{100}^4}$

Примечание. 7356 — Нижнекошелевские сольфатарные термы, кипящее озеро; 7362 — там же источник; 7359 — там же, грязевые ключи (вулканчики); 7366 — там же искусственный конденсат из скв. 2; 7345/1 — Третья речка, источник сульфатные холодные воды выщелачивания; 7329 — Четвертая Речка, источники Туманные, нижний грифон, сульфатные холодные воды выщелачивания;

(см. табл. 1), однако наиболее типичны кипящие озера с интенсивным выделением пара и газов. Основной чертой химизма является постоянное присутствие иона аммония, который с ростом температуры и общей минерализации вод обычно почти полностью вытесняет другие катионы. Наибольшие содержания иона аммония — 625 мг/л — встречены в водах грязевых ключей (вулканчиков) на Нижнекошелевских термах. Вулканчики построены из темной сернистой грязи, они дышат струями горяче-

Проба, дата отбора			
7345/1 18. VIII 1973	7329 15. VIII 1973	7344 18. VIII 1973	7278 9. IX 1972
88	200	75	35
He обн.	18,0	He обн.	12,5
0,5	2,0	4,0	4,8
He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
20,0	20,0	11,5	29,0
5,5	2,5	2,0	4,5
64,0	197,0	480,0	288,0
8,0	19,0	15,0	46,0
0,7	He опр.	He обн.	1,0
0,4	2,5	He обн.	He опр.
3,0	He обн.	42,0	46,0
176,0	615,0	1234,0	1031,0
7,0	20,0	7,0	18,0
0,1	0,3	0,8	0,3
0,05	He обн.	0,1	He обн.
372	1099	1855	1510
4,0	4,3	6,4	5,2
0,03	0,04	0,03	0,08
3	5	12	8,5
NO ₃ ²⁻ -2,0	Sr-0,5	Sr-1,5; J-0,8 Br-0,5; Ge-0,018	Sr-0,4
SO ₉₃ ⁴	SO ₉₆ ⁴	SO ₉₇ ⁴	SO ₉₇ ⁴
M _{0,4} Ca ₇₀ Na ₁₂ Mg ₁₀	M _{1,1} Ca ₇₄ Mg ₁₂ Na ₁₀	M ₁₉ Ca ₇₂ Mg ₁₉	M _{1,5} Ca ₉₂

7344 — Третья Речка, источник Сказка, сульфатные холодные воды выщелачивания; 7278 — окраина Верхнекошелевских терм, источник Красный Грифон, сульфатные холодные воды выщелачивания.

Аналитики: М.М. Копылова, Н.С. Воронова, Э.Н. Кондратьева (ВСЕГИН-ГЕО). На водопроявлениях определялись pH и CO₂ св.

го газа и выделяют мутноватую кислую воду. Меньшим распространением на сольфатарных полях пользуются воды, бедные ионами аммония. На них мы остановимся ниже.

Холодные воды выщелачивания (второй тип) наиболее характерны для древних кальдер, сильно эродированных и давно утративших тепловую активность. Кальдеры насыщены крупными массами измененных пород, поставляющих сульфат-ион. Источники второго типа фиксируются также

на окраинах Верхнекошелевских терм. Здесь они связаны с выщелачиванием сольфатарных измененных пород. Наиболее типичным катионогенным элементом вод выщелачивания является кальций. По мере роста общей минерализации его содержание всегда нарастает, одновременно увеличивается концентрация сульфат-иона, т.е. воды стремятся к "чистым" гипсовым. Концентрации сульфата кальция, обнаруженные в наиболее минерализованных водах, близки к предельной его растворимости (1,76–2,0 гл при $T = 0-40^{\circ}\text{C}$). Максимальные величины $[\text{SO}_4^{2-}]$ и $[\text{Ca}^{2+}]$ полностью не совпадают, достигая соответственно 98 и 92%-экв. Ион аммония либо не фиксируется, либо имеет незначительные (до 1–2 мг/л) концентрации. Второй тип объединяет воды одинакового происхождения: все они возникают в результате выщелачивания пород, насыщенных серой.

Кислотность-щелочность обоих типов сульфатных вод относится к интервалу $\text{pH} = 3,6-6,4$. Зависимость между pH и концентрациями сульфат-иона показана на диаграмме рис. 2. Поскольку анионная часть солевой нагрузки вод почти полностью определяется сульфат-ионом, аналогичную зависимость можно вывести для pH и общей минерализации. В аммонийных термах с повышением кислотности среды концентрации сульфат-иона нарастают, т.е. наиболее агрессивными являются высокоминерализованные их разности. Уже на небольшой глубине, где растворы интенсивнее взаимодействуют с потоками кислых газов, кислотность, солевая нагрузка и агрессивность сольфатарных вод должны нарастать; вмещающие породы перерабатываются здесь гораздо интенсивнее, чем на поверхности. Среди вод выщелачивания более агрессивными являются слабо минерализованные разности: все они характеризуются низкими величинами pH и не насыщены основной солью – сульфатом кальция. Концентрации CaSO_4 , близкие к предельным, достигаются в околонеutralных средах. Подобные минерализованные сульфатные растворы встречаются очень редко. Их формированию обычно препятствует постоянный приток в водоносные горизонты ультрапресных поверхностных вод.

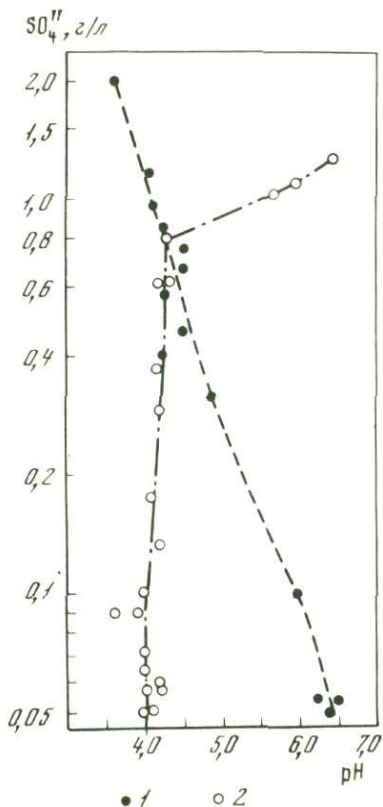
На Верхнекошелевском сольфатарном поле по мере удаления от наиболее горячих термальных площадок аммонийные воды постепенно сменяются сульфатно-кальциевыми. Промежуточные разности обладают пестрым набором катионогенных компонентов, в число которых входят NH_4^+ , Ca , Mg , Fe , Al и др. Существенно кальциевые воды ($\text{Ca}^{2+} \geq 50\%$ -экв.) имеют максимальную температуру 42°C . На окраине сольфатарного поля развиты холодные ($T \leq 15^{\circ}\text{C}$) сульфатно-кальциевые воды, практически не содержащие аммония. Отмеченные переходы вод от аммонийных к кальциевым объясняются воздействием двух разнородных процессов: вулканизма (глубинные потоки) и обычного выщелачивания. Термы имеют сравнительно древний возраст. В более ранние этапы их деятельности образовалось обширное поле сольфатарно-измененных пород. Эти породы теперь вступают во взаимодействие с термальными и атмосферными водами и интенсивно выщелачиваются. Как и в древних кальдерах, наиболее типичным результатом выщелачивания (в жидкой фазе) являются сульфатно-кальциевые воды. На Нижнекошелевских тер-

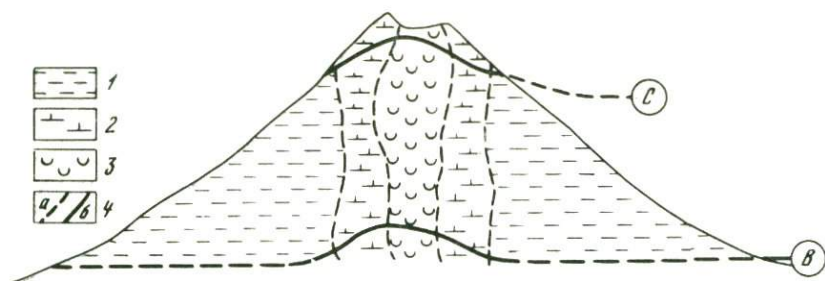
Р и с 2. Связь между рН и сульфат-ионом в сульфатных подземных водах (рН – полевые определения)

- 1 – сольфатарные аммонийные термы;
2 – холодные сульфатно-кальциевые воды

мах, разгружающихся из свежих лав, ни горячие, ни холодные существенно кальциевые воды не обнаружены.

Обобщая полученные данные, в солевом составе сольфатарных терм следует выделить две группы компонентов. Одна из них имеет глубинное происхождение, а другая связана с выщелачиванием пород вблизи поверхности. К первой группе относится основной катионогенный компонент сольфатарных терм – ион аммония. Он типичен для наиболее горячих источников и не свойствен вмещающим породам на обозримую глубину. В водах ион аммония концентрируется за счет аммиака, поставляемого парогазовыми струями. Ионом аммония всегда обогащены конденсаты пара; исключительно высокие его концентрации, достигающие 4,4 г/л, накапливаются при длительном конденсировании более глубинных парогазовых струй, выводимых скважинами (см. табл. 2). К глубинным компонентам следует относить и бор, максимальные концентрации которого устанавливаются в разностях сольфатарных вод, обогащенных аммонием. Из пород, непосредственно вмещающих гидротермы, бор не выщелачивается; этим же свойством, по-видимому, обладали и несколько более древние гидротермальные процессы: в измененных породах (формации вторичных кварцитов и сольфатарная) содержания бора редко бывают более низкими, чем 30 г/л, тогда как в свежих вулканитах средние его концентрации составляют всего 13 г/т (количественный спектральный анализ 300 проб района проведен в ИМГРЭ, аналитик Н.А. Ломакина). К катионогенным компонентам второй группы (выщелачивания) относятся Ca, Na, Fe, Al, Mg, Mn и некоторые другие элементы, обычно более свойственные холодным сульфатным водам, чем сольфатарным термам. Компоненты второй группы целиком заимствуются из вмещающих пород, где их вполне достаточно для постоянного пополнения солевого состава вод. Выщелачивание приводит либо к устойчивому обеднению подобными компонентами образующихся измененных сольфатарных пород, либо к перераспределению, выраженному чередованием обедненных и обогащенных зон (например, опаловых с алунитовыми). Такой же результат характерен и для нес-





Р и с. 3. Предполагаемый геолого-гидрогеологический разрез молодого вулкана в период интенсивной гидротермальной деятельности

1 — пресные гидрокарбонатные воды, развитые в свежих породах; 2 — сульфатно-кальциевые холодные и сравнительно низкотемпературные (до 40–50°C) воды, развитые в породах, предварительно переработанных термами и газами; 3 — сульфатные аммонийные термы; потоки газов; 4 — а — границы между типами вод (нерезкие и непостоянные во времени); б — нижние границы распространения двух малоглубинных формаций измененных пород: С — сольфатарной; В — вторичных кварцитов

колько более глубинного выщелачивания, образовавшего породы формации вторичных кварцитов.

По происхождению сульфат-иона оба типа вод — сольфатарные и выщелачивания — должны существенно отличаться один от другого. Особенно это относится к наиболее контрастным их разностям — кальциевым и аммонийным. Если при выщелачивании полей измененных пород происходит повсеместный вынос серы, то на современных сольфатарных полях она, наоборот, накапливается. Это накопление трудно объяснить переносом из свежих вмещающих пород, где серы мало, а основные сернистые минералы — сульфиды — сравнительно слабо растворимы и нередко сохраняются даже в непосредственной близости от гидротерм. Поэтому в сольфатарных водах и породах основная масса серы должна иметь глубинное происхождение и поставляться сернистыми газами (вместе с NH_3 , CO_2 , H_3BO_3). При этом нельзя исключать заимствование некоторой части серы из более древних измененных пород. Существование последних на глубинах современных гидротермальных систем всегда бывает реальным.

Современные сольфатарные термы следует считать наиболее характерным аналогом более древних гидротермальных растворов. На поверхности при участии таких растворов возникали сольфатарные изменения, а на некоторой (по-видимому, до 1000 м) глубине формировались породы комплекса вторичных кварцитов. Примерами подобных изменений в районе являются сольфатарное поле Верхнекошелевских терм и зоны измененных пород "холодных" кальдер. Состав метаморфизирующих растворов с глубиной, по-видимому, испытывал некоторые изменения, но все же оставался существенно сульфатным, поскольку обе разноглубинные формации имеют примерно одинаковое содержание и форму серы. При более древнем минералообразовании по мере нарастания объема пород, переработанных термами, на окраинах тепловых полей, несомненно, возникали и сульфатные воды выщелачивания. Они выносили многие катионогенные компоненты, особенно кальций. Вынос больших масс каль-

ция — один из наиболее ощутимых результатов современного сернокислотного выщелачивания на молодых вулканах. Такой же эффект весьма характерен и для всех более древних проявлений близповерхностного метаморфизма в вулканических районах. Обедненность кальцием продуктов этого метаморфизма — вторичных кварцитов и сольфатарных пород — общеизвестна. При их формировании вынос кальция, как правило, преобладает над потерями других компонентов, что особенно отчетливо показано в работе Ш. Ивао (1965). Термальные сульфатные воды выносить больших количеств кальция не могут, поскольку растворимость CaSO_4 при высокой температуре в растворах, бедных хлоридами, весьма ограничена. В этом же убеждают и многочисленные анализы подземных вод района. В итоге оба типа сульфатных вод — и сольфатарные термы, и воды выщелачивания — следует учитывать при реставрации условий близповерхностных метаморфических процессов; схематически это отражено на рис. 3. После остывания тепловых очагов вулканические постройки постепенно эродируются, а остающиеся объемы измененных пород по-прежнему испытывают воздействие холодных вод и продолжают выщелачиваться.

ЛИТЕРАТУРА

- Гонсовская Г.А. Состояние вулкана Кошелева летом 1951 г. — Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1954, № 21.
- Иванов В.В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. — Труды Лабор. вулканол., 1961, вып. 19.
- Ивао Ш. Геохимическое изучение кремнистых и алунитовых месторождений района Угусу, Япония. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965.
- Коржинский Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. — Труды Лабор. вулканол., 1961, вып. 19.
- Набоко С.И. Вулкан Кошелева и его состояние летом 1953 г. — Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1954, № 23.
- Пийп Б.И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки. — Труды Вулканол. станции АН СССР, 1947, вып. 3.
- Сережищков А.И., Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Спиченкова М.В. Кошелевский вулканический массив. — Бюлл. Вулканол. станций, 1973, № 49.

Э.П. Огайджан, В.В. Пономарев

Институт вулканологии ДВНЦ СССР

НОВЫЕ ПРИНЦИПЫ ПОЛЕВОГО АНАЛИЗА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И КОНДЕНСАТОВ ФУМАРОЛЬНЫХ ГАЗОВ

Определение различных компонентов природных вод в полевых условиях непосредственно в месте отбора проб имеет целый ряд преимуществ перед анализом их в стационарных лабораториях.

Одно из них — получение информации сразу же после отбора пробы, что дает возможность корректировать дальнейшие исследования. Методы полевого анализа наряду с необходимой точностью должны быть экспрес-

сными, требовать минимум реактивов и стеклянной посуды. Полевая лаборатория должна быть компактной, удобной для транспортировки, простой и надежной в эксплуатации.

Выпускаемые нашей промышленностью полевые лаборатории для общего анализа воды, использующие методы "мокрой" химии, обладают рядом недостатков: низкая точность некоторых определений (рН, концентрация аммоний-сульфат-ионов), отсутствие методик определения таких важных характеристик, как Eh, концентрация фтор-иона, сульфид-иона; малая производительность. В лаборатории применяется большое количество реактивов, а также стеклянная посуда.

Следует отметить, что эти лаборатории созданы в конце 50-х годов. За это время аналитическая химия обогатилась новыми физико-химическими методами анализа.

Перечисленные недостатки существующих полевых лабораторий для гидрохимического анализа заставили нас исследовать возможность создания полевой лаборатории с применением достижений современной электрохимии.

Внимательное рассмотрение электрохимических методов анализа растворов показало, что потенциметрия с ее экспрессностью, легкостью автоматизации и простотой аппаратуры может быть положена в основу полевой лаборатории.

В настоящее время применение ион-селективных электродов в аналитической практике многочисленно и разнообразно. Можно с уверенностью сказать, что их использование будет быстро расширяться по мере разработки новых электродов. Изучена возможность применения ион-селективных электродов для определения содержания более чем десятка отдельных ионов (H^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , F^- , S^{2-} , SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , Br^- , P^-).

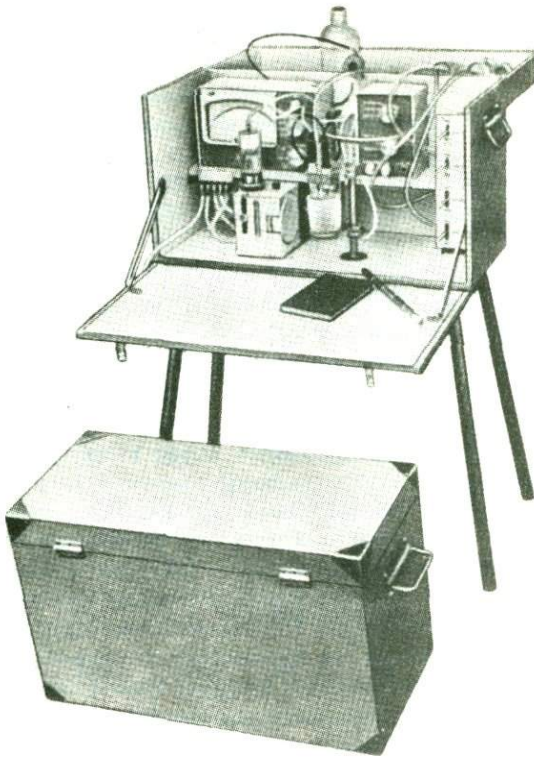
Нами совместно с СКБ АП были разработаны и изготовлены опытные образцы переносной потенциметрической лаборатории для гидрохимического анализа. Лаборатория предназначена для измерения Eh и концентрации ионов в растворах ион-селективными электродами и методами потенциметрического титрования. Прямые потенциметрические измерения могут быть проведены непосредственно в природном источнике.

Переносная потенциметрическая лаборатория для гидрохимического анализа размещена в двух ящиках размером 590 x 350 x 270. В рабочем положении один ящик устанавливается на винчивающиеся ножки и представляет собой лабораторный стол. В нем смонтирована сама лаборатория. Во втором ящике — батареи для питания титровальной установки, реактивы, ЗИП. Ящик может служить стулом (рис. 1).

В первом ящике размещены высокоомный преобразователь (ионметр) блок автоматического титрования, автоматическая бюретка, мешалка, столик для емкости с пробой и электродом, краны для включения бюреток, клеммная коробка (рис. 2), панель с гнездами для присоединения электрических блоков прибора.

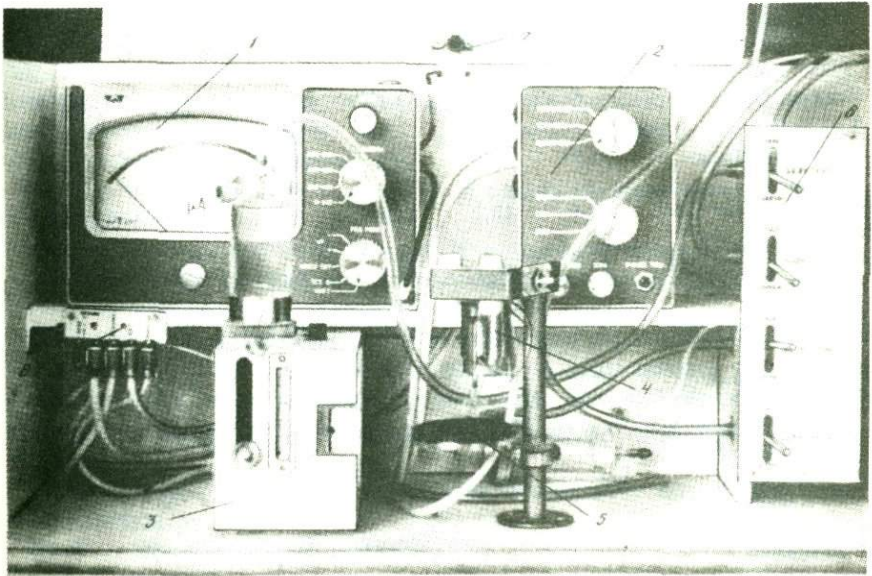
Предел измерения потенциала от 0 до + 800 мв. Цена деления 2 мв. В приборе отсутствует шкала в единицах рН, а следовательно, и термо-

Р и с. 1. Общий вид переносной автоматической потенциметрической лаборатории для гидрохимического анализа



Р и с. 2. Общий вид блоков переносной автоматической потенциметрической лаборатории для гидрохимического анализа

1 — иономер; 2 — блок автоматического титрования; 3 — автоматическая бюретка; 4 — мешалка; 5 — столик для емкости с пробой и электродов; 6 — краны для включения бюреток; 7 — клеммная коробка; 8 — панель с гнездами для присоединения электрических блоков прибора



Сравнение определений некоторых компонентов термальных вод с помощью ППЛ и Т-104

Проба, место взятия, дата	рН		Na ⁺ , мг/л		F, мг/л	
	ППЛ	Т-104	ППЛ	Т-104	ППЛ	Т-104
Паужетка, гейзер, 4. IV 1974	8,45	8,45	633	641	1,5	1,5
Паужетка гейзер. 16. IV 1974	8,40	8,40	633	640	1,2	1,3
Паужетка, вода скв. РЭ = 1, 5. IV 1974	8,45	8,45	799	805	1,4	1,3
Паужетка, вода скв. РЭ = 1, 16. IV 1974	8,37	8,40	835	835	1,3	1,3
Паужетка, вода скв. К = 14, 4. IV 1974	8,24	8,25	936	940	1,2	1,1
Паужетка вода скв. К = 14, 16. IV 1974.	8,24	8,25	936	940	1,2	1,2
Вулкан Мутновский, грифон "Новый"	2 20	2,18	26,5	27,1	5,8	6,2
Вулкан Ксудач, озеро Ключевое	8,32	8,30	140	148	1,2	1,2
Вулкан Безымянный, фумарола 6-а (конденсат)	0,95	0,90	82	91	1040	1050

Окончание таблицы

Проба, место взятия, дата	HCO ₃ ⁻ , мг/л		CO ₃ ²⁻ , мг/л		Ca, мг/л	
	ППЛ	Т-104	ППЛ	Т-104	ППЛ	Т-104
Паужетка, гейзер, 4. IV 1974	31,7	31,6	18,0	18,1	12,5	13,2
Паужетка гейзер, 16. IV 1974	31,7	31,5	19,2	19,0	14,1	14,3
Паужетка, вода скв. РЭ = 1,5. IV 1974	48,8	48,2	15,6	15,8	18,0	18,2
Паужетка, вода скв. РЭ = 1,16. IV 1974	37,8	40,1	13,2	12,1	18,0	18,2
Паужетка, вода скв. К = 14,4. IV 1974	40,3	40,1	10,6	10,8	18,0	18,2
Паужетка вода скв. К = 14, 16. IV 1974	40,3	40,1	10,8	10,8	18,8	19,1
Вулкан Мутновский, грифон "Новый"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	119	125
Вулкан Ксудач, озеро Ключевое	313	321	32	39	2,6	2,1
Вулкан Безымянный фумарола 6-а (конденсат)	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.

компенсация, что позволило существенно упростить прибор. Все измерения проводятся в милливольтгах, концентрация нужного иона определяется по калибровочным графикам, которые необходимо строить периодически для каждого электрода.

Питание каждого блока автономное. Оно осуществляется от 8 батарей типа РЦ-85-У, а питание автоматической бюретки и мешалки от 8 батарей типа 145-У, 165-У или "Марс". Герметичное исполнение иономера позволяет производить измерения непосредственно на термальных полях, в атмосфере сероводорода и сернистого газа. Все необходимые наружные металлические даталы лаборатории выполнены из титана, стекло заменено полиэтиленом. Нормальная работа прибора гарантируется при окружающей температуре 0 – 50⁰ и относительной влажности до 95% при 25⁰С, Лаборатория виброустойчива. Размеры ящиков позволяют перевозить их во вьючных сумках.

За основу электронной схемы иономера (высокоомного преобразователя) взята схема лабораторного рН -673. В отличие от лабораторной модели в нашем преобразователе использованы микромодули; диапазон шкалы 200 мв, против 400 мв шкалы рН -673. В схему прибора включено устройство для контроля питания. В случае необходимости манометр может работать отдельно от лаборатории и переноситься в специальном футляре вместе с комплектом электродов.

Блок автоматического титрования (БАТ) предназначен для потенциометрического титрования до заданного значения потенциала. Он регулирует подачу титранта автоматической бюреткой, согласовывая измеренный ион-селективным электродом потенциал с заданным.

Дозирующее устройство автоматической бюретки представляет собой шприц из оргстекла, поршень которого жестко связан с электромотором. Электромотор одновременно вращает цифровой барабан, отсчитывающий объем израсходованного титранта. В комплекте лаборатории четыре сменных шприца-дозатора на 10 и 20 мл. Конструкция крепления шприцов обеспечивает быструю замену их одного другим. Сходимость результатов титрования не хуже 1%. Для работы на переносной автоматической потенциометрической лаборатории могут применяться методики, отработанные на стационарных приборах.

Прибор был опробован в полевых условиях на термальных полях и вулканах Камчатки.

Качество работы приборов лаборатории устанавливалось путем сравнения с результатами, полученными с помощью серийного агрегатированного комплекта титровального оборудования Т – 104.

Сравнение результатов определений некоторых компонентов термальных вод, отобранных на вулканах Мутновском, Безымянном, Ходутке и на Паужетском месторождении термальных вод с помощью полевой потенциометрической лаборатории (ППЛ) и Т-104 представлено в таблице.

Рассмотрение сравнительных анализов показывает хорошую сходимость результатов.

МЕТОДЫ ОТБОРА И АНАЛИЗА ФУМАРОЛЬНЫХ И СПОНТАННЫХ ГАЗОВ

Газы, выделяющиеся из вулканов во время извержения или в межпароксизмальный период, дают возможность получить обширную информацию о внутреннем строении планеты, процессах, протекающих в мантии, и условиях нахождения вещества на больших глубинах. Вулканические газы, в отличие от других природных газов представляют собой сложную газовую смесь, содержащую ряд компонентов, взаимодействующих между собой и кислородом воздуха, в результате чего меняется состав газов.

Учитывая специфику вулканических газов, отбор проб до настоящего времени проводился по методике, которая основана на последовательном поглощении определенных компонентов газовой смеси, позволяющем разделить компоненты так называемой кислой части газовой смеси непосредственно на месте выхода газа (Башарина, 1966)¹. Анализ оставшихся после поглощения газов проводился на химическом анализаторе ВТИ-2.

Необходимость проводить режимные наблюдения за изменением газового состава с большой точностью и производительностью в полевых условиях, а также применение новых физико-химических методов анализа потребовали разработки иной методики отбора проб вулканического газа. Принципиальная схема предлагаемой системы отбора представлена на рисунке. Газ из фумаролы по газоотводной трубке 6 поступает в холодильник 2, где происходит конденсация паров воды. Вода для охлаждения подается из емкости 1 и сливается в сосуд 7. Образовавшийся конденсат сливается периодически в банку 10. Пройдя холодильник, газ засасывается в мерную пипетку 3 с помощью аспиратора 9, заполненного подкисленным насыщенным раствором поваренной соли. Затем производится поглощение кислой части газовой смеси раствором щелочи из аспиратора 8. После поглощения измеряется объем остаточных газов, и они вытесняются в кран-пипетку 4 с помощью аспиратора 5, а также поддавливанием раствором щелочи из мерной пипетки 3. Отбор спонтанного газа из гидротерм производится также, как фумарольных газов, но в качестве газосборника применяется большая стеклянная воронка с резиновым шлангом, и при низких температурах отбираемого газа из системы отбора исключается холодильник.

Необходимо отметить некоторые новые конструктивные и методические особенности этой системы отбора.

Газоотводная трубка с внутренним диаметром 12 мм выполнена из титана и состоит из набора сочленяющихся между собой трубок и наконечника, погружаемого в фумаролу. Каждая сочленяющаяся трубка имеет длину 70–80 см и теплоизолирована асбестом и стеклотканью. Конусное

¹ Башарина Л.А. Методы химического анализа газов камчатских вулканов. Фонды Ин-та вулканол., 1966.

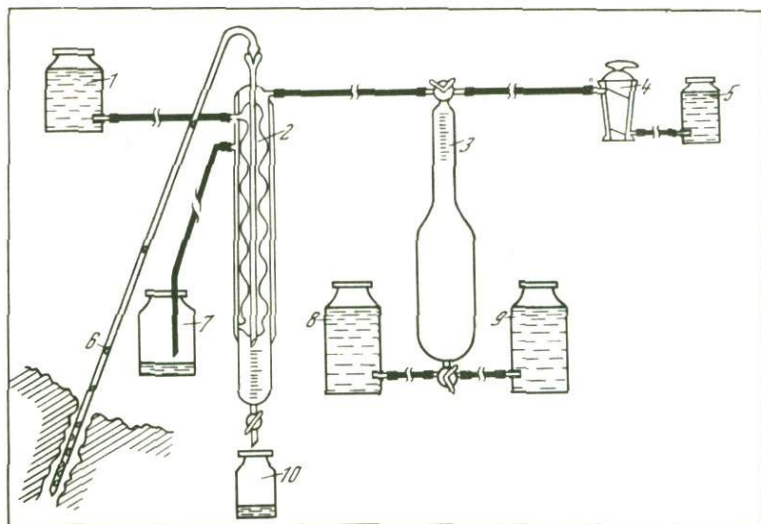


Схема отбора вулканического газа

1,7 — сосуд с охлаждающей жидкостью; 2 — холодильник; 3 — мерная пипетка; 4 — кран-пипетка; 5,8,9 — аспиратор; 6 — газоотводная трубка; 10 — сосуд для конденсата

соединение обеспечивает надежность стыковки трубок. Наконечник нижней части заострен. На его боковой поверхности имеются отверстия диаметром 4–6 мм, чтобы увеличить поток газа через трубку и избежать засорения отверстий мелкими камнями. Такая конструкция газоотводной трубки по сравнению с ранее применяемыми фарфоровыми или кварцевыми трубками более удобна и практична в работе, исключает возможность конденсации в самой трубке, позволяет выбрать ее оптимальную длину и необходимый наклон.

Многоходовой холодильник имеет высоту 400 мм и наибольший диаметр 40 мм. Проходя по нему, газ охлаждается проточной водой и на выходе имеет температуру 10–15°. Вода для охлаждения готовится на месте из снега или берется из ручьев. Конденсат скапливается в нижней калиброванной части холодильника. Расположенный здесь кран служит для слива конденсата. Такой холодильник при сравнительно небольших размерах обеспечивает полную конденсацию паров воды и удобен для сбора конденсата и для измерения его количества.

Мерная пипетка играет роль емкости, в которую отбирается проба вулканического газа. Кроме того, в ней производится поглощение кислой части газовой смеси — H_2S , CO_2 раствором едкого натра. Время поглощения 1–2 мин. Верхняя зауженная часть пипетки откалибрована и служит для измерения объема остаточного газа. Для удобства переключения подачи в пипетку растворов и для изменения направления газового потока на обоих концах мерной пипетки расположены трехходовые краны.

Результаты анализа искусственной газовой смеси (об. %)

Состав искусственной газовой смеси	CO ₂	H ₂ S	N ₂	O ₂
	68,2	2,4	18,4	5,3
Анализ искусственной газовой смеси (без предварительного поглощения кислой части газов)	68,3	2,2	18,2	5,6
Анализ искусственной газовой смеси (с использованием предварительного поглощения кислой части газов)	68,4	2,3	18,3	5,3
Анализ искусственной газовой смеси через сутки (без предварительного поглощения кислой части газов)	69,7	0,7	18,7	5,1
Анализ искусственной газовой смеси через сутки (с использованием предварительного поглощения кислой части газов)	69,8	0,7	18,8	5,1

Примечание: Определение H₂S производилось потенциометрическим методом, CO₂ — по формуле 2.

Кран-пипетка объемом 50–100 мл служит для отбора остаточного газа. Газ отбирается во внутреннюю полость керна. КERN тщательно прилифовывается к крану, чтобы избежать утечки газа или подсоса атмосферного воздуха.

Концентрация сероводорода, поглощенного раствором едкого натра, определяется сульфидным электродом прямым потенциометрическим измерением с помощью переносного рН-метра. Предварительно для сульфидного электрода строится калибровочный график в координатах шкала прибора (мВ) — рS, где рS = -lg C (C — концентрация сульфида в растворе щелочи, г-мол/л). Значение потенциала, полученное при измерении раствора щелочи, по калибровочному графику переводится в единицы рS, а затем в концентрацию (Лурье, 1971).

Содержание сероводорода в отобранной пробе газа рассчитывается по формуле:

$$V_{H_2S} = \frac{22,4 \cdot 760 (273 + t_T) V_T C}{273 P_a};$$

или

$$V_{H_2S} = 62,36 \frac{(273 + t_T) C V_T}{P_a}, \quad (1)$$

где V_{H₂S} — объем сероводорода в пробе, л; V_T — объем отобранной пробы газа, л; t_T — температура отобранной пробы газа, °C; P_a — атмосферное давление при отборе газа, мм рт. ст.

CH ₄	CO	H ₂	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	He + Ne
4,4	0,1	1,1	0,085	0,007	0,008
4,5	0,15	1,0	0,05	0,00	0,00
4,4	0,1	1,1	0,084	0,006	0,01
4,5	0,14	1,1	0,06	0,00	0,00
4,4	0,1	1,1	0,086	0,007	0,007

Количество углекислого газа в пробе определяется по разности

$$V_{CO_2} = V_T - (V_{H_2S} + V_{O_2}), \quad (2)$$

где V_{CO₂} — объем углекислого газа в пробе, л; V_{O₂} — объем остаточного газа в пробе, л;

При расчете содержания компонентов в газовой смеси выражаются в объемных процентах.

Предварительное поглощение позволяет в полевых условиях судить о соотношении объемов кислой части и остаточного газа, определить концентрации сероводорода и углекислого газа. Также дает возможность увеличить чувствительность анализа остаточных газов на 1–2 порядка, когда большую часть газовой смеси составляют кислые газы. Кроме того, при хранении отобранной пробы вулканического газа происходит окисление сероводорода, что приводит к значительным изменениям газового состава (таблица). Поглощение и определение H₂S непосредственно во время отбора позволяет избежать этих ошибок.

Разделение и определение содержания компонентов в остаточном газе производится в лабораторных условиях с помощью методов газодсорбционной хроматографии. Производительность определения до 20 проб в день. Количество вводимой пробы 2 мл. Детектором служит катарометр. Анализ осуществляется в две стадии. На первой стадии — на колонке, заполненной пористым полимерным носителем (порапак, полисорб), компоненты выходят в следующей последовательности: (H₂ + N₂ + O₂), CH₄, CO₂, C₂H₆, H₂S, C₃H₈; времена выхода компонентов 120

сек, 130 сек, 199 сек, 315 сек, 610 сек, 900 сек соответственно. Условия разделения: длина колонки 3 м, диаметр 6 мм, ток детектора 140 ма. На второй стадии — на колонке, заполненной молекулярными ситами 5 А компоненты выходят в следующей последовательности: (He + Ne), H₂, O₂, N₂, CH₄, CO; время выхода компонентов — 101 сек, 118 сек, 214 сек, 291 сек, 605 сек, 780 сек соответственно. Условия разделения: длина колонки 2,5 м, диаметр 4 мм, ток детектора 90 ма. На обеих стадиях разделения скорость газа-носителя 30 мл/мин, температура термостатирования 55°C, материал колонок — нержавеющая сталь. На первой стадии в качестве газа-носителя выбран He. На второй стадии газом-носителем служит аргон, так как для определения H₂ хроматографическим методом He в качестве газа-носителя применять не рекомендуется, ввиду близких значений теплопроводностей водорода и гелия. Чувствительность определения $1 \cdot 10^{-3}$ об. % для H и $1 \cdot 10^{-2}$ об. % для остальных компонентов. Анализ газов хроматографическим методом по сравнению с ранее применявшимся химическим методом дает возможность в несколько раз увеличить экспрессность анализа, а также позволяет определять концентрации предельных и непредельных углеводородов и инертных газов в пробе.

Методы газовой хроматографии ввиду низкой чувствительности не позволяют производить определение содержания гелия в пробе с концентрацией ниже 10^{-3} об.%. Кроме этого, при длительном хранении пробы происходит диффузия гелия через стекло. Для определения концентрации гелия в газе в полевых условиях используется индикатор гелия ИНГЕМ-1. Переносной прибор ИНГЕМ-1, питающийся от сухих элементов, позволяет определить концентрацию гелия в газе или растворенного в воде. Принцип работы его основан на диффузии атомов гелия через тончайшую кварцевую мембрану в откачиваемый объем электроразрядного вакуумного насоса. Изменение разрядного тока насоса пропорционально концентрации гелия в пробе.

Чувствительность измерения в газе — $2 \cdot 10^{-4}$ об.%, в воде — $2 \cdot 10^{-6}$ об.%. Производительность — до 100 определений в день. Предварительное обогащение позволяет определять в пробе содержание гелия ниже атмосферного.

Предлагаемые методы отбора и анализа фумарольных и спонтанных газов предварительно проверялись в лабораторных условиях на искусственных газовых смесях и затем испытывались в полевых условиях.

ЛИТЕРАТУРА

Лурье Ю.Ю. Справочник аналитика, 1971.

Часть III

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС И ВОПРОСЫ СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Т.В. Тарасенко, В.Д. Дмитриев, М.М. Лебедев, Г.П. Яроцкий

Камчатское территориальное геологическое управление МГ СССР

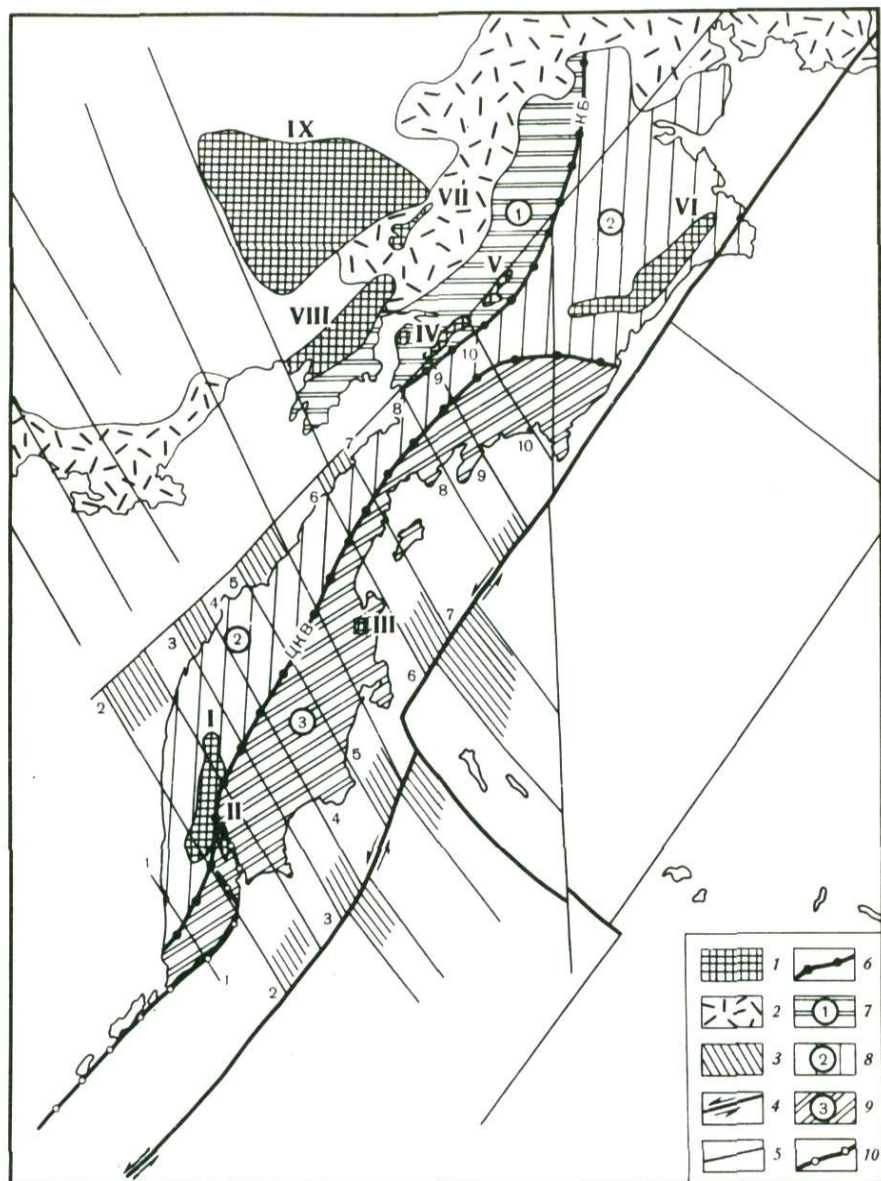
О ГЛУБИННОМ СТРУКТУРНОМ КОНТРОЛЕ ВУЛКАНИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ

Корякское нагорье и Камчатка расположены в пределах внутренней части Тихоокеанского подвижного пояса и составляют единую позднемезозойско-кайнозойскую складчатую область. Характерной особенностью геологического развития и строения региона является последовательная зональная миграция и омоложение во времени тектонических и магматических процессов от континента на юго-восток в сторону Тихого океана (Тарасенко, 1971; Авдейко, 1972; Горбачев и др., 1972).

Геосинклинальные прогибы и сформированные на их месте складчатые зоны — Пенжинско-Анадырская (нижнемеловой консолидации), Западно-Камчатско-Корякская (верхнемеловой) и Восточно-Камчатско-Олюторская (неогеновой) разделялись пограничными разновозрастными глубинными магмоконтролирующими швами (рис. 1): Куюльско-Парапольско-Бельским (нижнемеловым) и Центрально-Камчатско-Вывенским (верхнемеловым). Развитие этих глубинных шовных зон предопределило пространственное размещение геосинклинальных прогибов и последующих складчатых зон.

Вдоль глубинных магмоконтролирующих шовных зон в геосинклинальный этап развития были сформированы офиолитовые пояса — Куюльско-Бельский (нижнемеловой), Ватынский (верхнемеловой) и Валагинско-Карагинский (поздний мел-палеогеновый). С офиолитовыми поясами ассоциируют проявления хрома, никеля, марганца, железа, меди и асбеста.

Орогенный этап развития протекал в Пенжинско-Анадырской зоне с верхнемелового времени, в Западно-Камчатско-Корякской — с палеогенового и в Восточно-Камчатско-Олюторской — со среднемиоценового времени. Вдоль глубинных разломов, заложившихся или обновленных в орогенный этап развития региона, были сформированы магматические и метаморфические зоны и вулканические пояса. В юго-западной части Корякского нагорья к палеоген-раннемиоценовой Уннэйвайя-Эвычайской магматической зоне приурочены проявления вольфрама; к Пылгинской



Р и с. 1. Основные линии разрывов и мегаблоки Корьякско-Камчатского региона

1 – выступы фундамента: I – Среднекамчатский; II – Ганальский; III – Хавывенский; IV – Ганичеланский, V – Пальматкинский; VI – Пикасьваям-Хатырский, VII – Ваежский; VIII – Тайгоносский; IX – Омолонский; 2 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 3 – зоны повышенной плотности разрывов северо-западного (алеутского) направления; 4 – сдвиги вдоль глубоководных желобов и их реликтов; 5 – разрывы, ограничивающие крупные блоки земной коры: 1-1 – Октябрьско-Крестовый; 2-2 – Соболевско-Петропавловский; 3-3 – Сопочно-Жупановский; 4-4 – Утхолок-Кроноцкий; 5-5 – Тигильско-Ключевской; 6-6 Паланско-Командорский; 7-7 – Тайгонос-Карагинс-

(миоценовой) — полиметаллов, мышьяка, ртути, а к Центрально-Камчатскому миоцен-плиоценовому вулканическому поясу — ртути, серы, термальных вод.

Указанные особенности строения складчатых вод и их металлогении нашли отражение в глубинной структуре земной коры региона, в пределах которого выделен ряд мегаблоков: Пенжинско-Анадырский, Западно-Камчатско-Корякский и Восточно-Камчатско-Олюторский (см. рис. 1).

Корякское нагорье и Камчатка характеризуются сокращенной мощностью сиалического слоя земной коры (Николаевский, 1964), что нашло отражение в слабом проявлении магматических пород кислого состава. Средняя его мощность — около 30 км, в том числе "осадочного" слоя — 9–11 км и "гранитного" — 15–20 км. Здесь развита земная кора континентального, промежуточного и океанического типов.

Для Корякско-Камчатской складчатой области характерны северо-восточные, так называемые камчатские, прогибания складчатых структур и глубинных разломов, что находит отражение в генеральном северо-восточном направлении гравимагнитных полей региона. Наряду с ними по комплексу геоморфологических показателей и ряду признаков геофизических полей выделяются сквозные (через весь регион) глубинные разломы поперечного северо-западного направления (Дмитриев и др., 1973; Яроцкий, 1974).

Разломы северо-западного (алеутского) направления, располагаясь друг от друга через 120–150 км, разделяют регион на крупные поперечные блоки, испытавшие относительные опускания (растяжения) и поднятия (сжатия). Опущенные блоки характеризуются максимумами плотности северо-западной трещиноватости с развитием локальных грабенов (Колпаковский, Петропавловско-Малкинский, Паланско-Озерновский); приподнятые блоки — максимумами плотности северо-западной трещиноватости с формированием горстов (Россошинский) и поднятий (поднятия Восточных полуостровов Камчатки) (Тарасенко и др., 1973; Яроцкий, 1974).

К участкам пересечения глубинных разломов камчатского и алеутского направлений приурочены или тяготеют метаморфические зоны региона, фиксирующие очаги разгрузки глубинных тепловых потоков. В геохимическом режиме метаморфизма, в структурной сопряженности сопровождающих их интрузивных комплексов, возрасте исходных пород и времени проявления метаморфизма указанные зоны обнаруживают зависимость от характера вмещающих их геосинклинальных формаций.

Метаморфические зоны основного ряда, образовавшиеся в результате прогрессивного метаморфизма кремнисто-вулканогенных образований (диабазов, спилитов, туфов, туффитов, кремнисто-глинистых сланцев), сложенные комплексами зеленосланцевых метаморфических пород, формировались в следующей последовательности (от материка к океану):

←
8–8 — Ребро-Анапкинский; 9–9 — Парень-Маметчинско-Тиличинский; 10–10 — Омолон-Каменско-Олюторский; 6 — структурные швы: КБ — Куьюльско-Бельский; ЦКВ — Центрально-Камчатско-Вывенский; м е г а б л о к и: 7 — Пенжинско-Анадырский; 8 — Западно-Камчатско-Корякский; 9 — Восточно-Камчатско-Олюторский; 10 — глубинные разломы

Восточно-Тайгоноская, Куюльская (юра—нижний мел); Ватынская, Хавывенская, Валагинская, Ганальская, Петропавловская (верхний мел); Карагинская, Усть-Камчатская, Кроноцкая (мел-палеоген).

Метаморфические зоны кислого ряда в районах развития наиболее молодых складчатых комплексов Восточной Камчатки отсутствуют. Они развиты в пределах п-ова Тайгонос и Центральной Камчатки, где приурочены к участкам метаморфизма и гранитизации исходных геосинклинальных терригенных образований. Метаморфическая зона Центральной Камчатки расположена на пересечении Центрально-Камчатского и Соболевско-Петропавловского разломов и представлена гнейсами, мигматитами, плагиогранитами, кристаллическими сланцами, филлитами, мегапесчаниками, реже амфиболовыми и хлоритовыми сланцами, образованными при прогрессивном метаморфизме исходных палеозой-мезозойских геосинклинальных терригенных пород.

К участкам пересечения глубинных разломов алеутского и камчатского направлений приурочен также ряд вулканотектонических структур — центров магматической и металлогенической активности (Василевский и др., 1974). Эти центры в современном срезе являются вулканогенно-рудными. В пределах наиболее изученных вулканогенно-рудных центров — Алнейско-Козыревского, Ичинско-Кирганикского, Авачинско-Налычевского и Малетойваймского выявлены перспективные проявления меди, ртути, серы.

По времени заложения и истории развития вулканотектонические структуры подразделяются на структуры сквозного типа, возникшие в геосинклинальный и развивающиеся в орогенный этап — Лесновская, Козыревско-Оганчинская, Южно-Камчатская и новообразованные, возникшие в орогенный этап развития — Авачинская, Большеипельская, Кроноцкая и др.

По направленности и интенсивности структурообразующих движений сквозные вулканоструктуры разделяются на раскрытые (купольного типа), созданные длительными унаследованными движениями, находящими свое отражение в характере геоморфологических процессов (Дмитриев и др., 1974) — Лесновская, Козыревско-Оганчинская и полураскрытые или закрытые (закончившие свое развитие в орогенный этап) — Южно-Камчатская, Быстринская. Последние испытывают слабые поднятия или опускания, формирующие своды, осложненные депрессиями. Новообразованные вулканоструктуры имеют широкое развитие в вулканических поясах региона.

Внутреннее строение вулканоструктур достаточно сложное и фиксируется остатками палеовулканических центров (их жерловыми и краевыми вулканосадочными фациями), развитыми по всему периметру сводовых поднятий или в их внешних зонах. Их внутренние зоны, например, в Центрально-Камчатском вулканическом поясе, выполнены вулканическими комплексами стратовулканов раннеплейстоцен-голоценового времени. Так, в Козыревско-Оганчинской сквозной вулканотектонической структуре выделено свыше 10 палеовулканических центров, с некоторыми из них связано золото-серебряное орудование.

Приуроченность зон максимального освобождения внутренней энергии земли (поясов вулканизма, магматизма и метаморфизма) к участкам

наибольшей проницаемости земной коры (зонам пересечения глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простираний) свидетельствует о том, что миграция глубинных тепловых потоков контролировалась глубинными тектоническими дислокациями. Эти дислокации, как показывают наблюдения над современными очагами глубокофокусных землетрясений, достигали глубин 650–700 км (рис. 2).

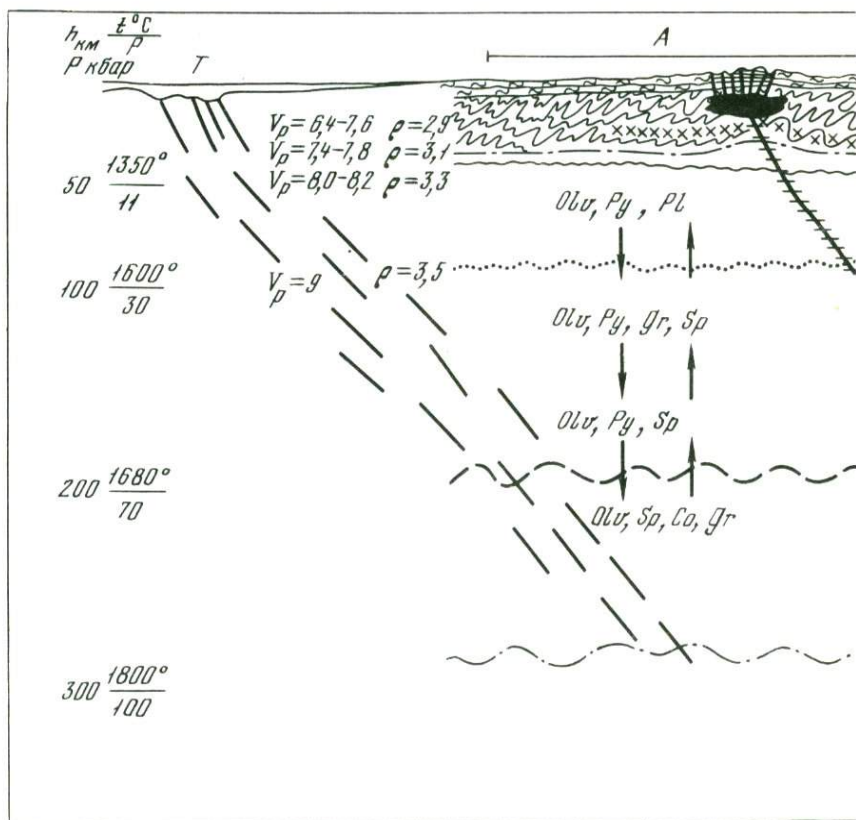
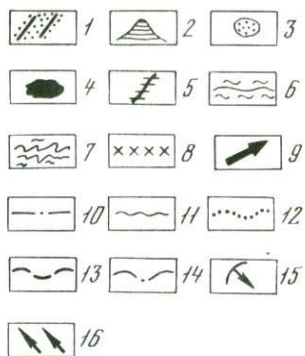
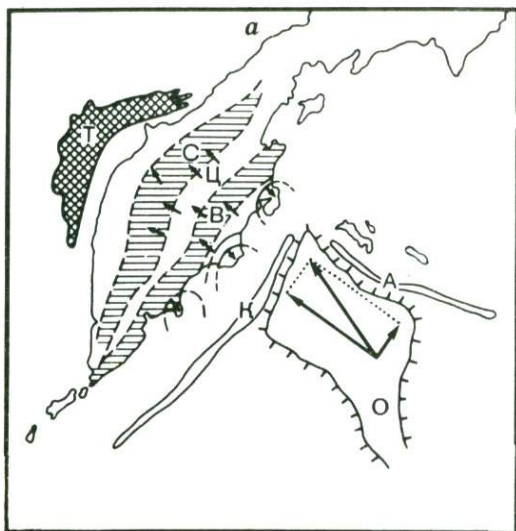
В зонах глубинных тектонических дислокаций, приуроченных, по нашему мнению, к палеозонам Бениоффа (палеосейсмофокальным зонам глубокофокусных землетрясений), в участках, где значительно увеличивалась проницаемость пород, возникали условия, когда давление на твердые фазы значительно превосходило давление на газовый флюид. Указанные условия, как показывают исследования А.А. Маракушева и Л.Л. Перчука (1974), весьма благоприятны для освобождения газов из пород верхней мантии (дегазации мантии) и миграции их в верхние горизонты мантии и земной коры по системам вертикальных глубинных разломов, возникающих в кровле палеозоны Бениоффа как следствие компенсации напряжений в последней.

Окисление флюидов по мере продвижения их в верхние части земной коры вызывало разогрев вмещающих пород и их локальный расплав. Последние явились магматическими очагами, питавшими палео- и современные вулканы. Разнообразие продуктов вулканической деятельности, вероятно, связано с различным составом пород вмещающей среды и различной степенью окисления восходящих газовых флюидов.

Пространственная сопряженность сходных по петрохимическому профилю мезозойских и кайнозойских магматических (вулканических и интрузивных) и метаморфических поясов Камчатки, видимо, обусловлена тем, что восходящие трансмантийные газовые флюиды, питавшие указанные пояса, генерируясь в разных, смещаемых к востоку, фокальных зонах, мигрировали в пределах последних в верхние структурные части земной коры унаследованно по одним и тем же глубинным разломам.

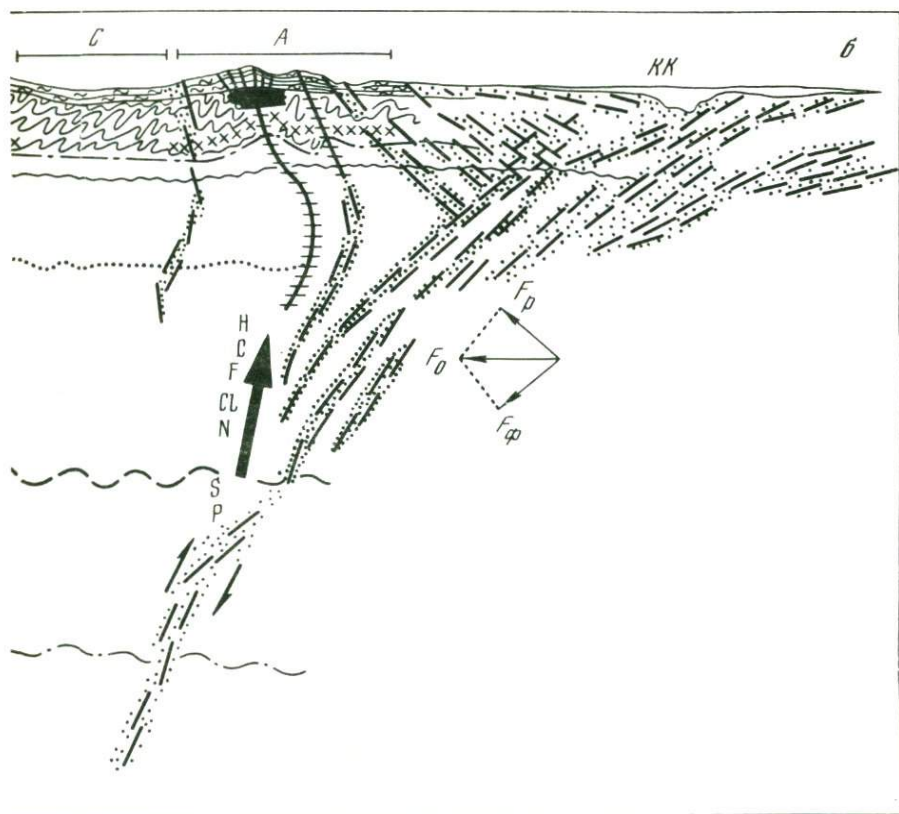
Петрохимическая взаимосвязь (сопряжение) магматических и метаморфических поясов Камчатки отчетливо проявлена в их пространственном размещении. В пределах офиолитовых, спилито-диабазовых и кремнисто-вулканогенных комплексов получили развитие метаморфические зоны основного ряда (Восточно-Карагинская, Тайгоноская, Куюльская, Ватынская, Хавывенская, Усть-Камчатская, Петропавловская, Кроноцкая, Валагинская, Ганальская, Андриановская), сложенные зелеными плагиоклаз-амфиболовыми, хлоритовыми, альбит-эпидот-актинолитовыми, псиломелан-глаукофановыми сланцами, гнейсами, кварцитами, гранулитами и сопровождаемые интрузиями гипербазитов, габбро, диоритов. В Центральном-Камчатском вулканическом поясе, сложенном вулканогенными образованиями андезит-липаритовой и базальт-андезитовой формаций, региональный метаморфизм сопровождался мигматизацией, гранитизацией и развитием гранитоидных интрузивных и штокообразных тел.

Активные вулканические, магматические и метаморфические процессы, в результате которых были сформированы вулканические, маг-



Р и с. 2. Схематический разрез современной зоны Бениоффа на Камчатке

а – схема разложения горизонтальной силы давления океанической плиты: Т – впадина ТИНРО; С – Срединный горст-антиклинорий; Ц – Центрально-Камчатская депрессия; В – Восточный антиклинорий; К – Курило-Камчатский желоб; А – Алеутский желоб; О – поднятие Обручева; б – современная зона Бениоффа на Камчатке: Т – впадина ТИНРО; А – антиклинорий; С – синклинорий; КК – Курило-Камчатский желоб; 1 – области концентрации эпицентров землетрясений и предполагаемые плоскости сдвиговых дислокаций; 2 – вулканы центрального типа; 3 – экструзивные куполы; 4 – области анатектоидного плавления; 5 – зоны генерации высокотемпературных расплавов основного состава; 6 – вулканогенно-осадочный чехол; 7 – гранито-метаморфический слой; 8 – геоизотермы; 9 – направление миграции трансмантийных газов флюидов; 10 – уровень полной диссоциации воды; 11 – граница Мохо; 12 – уровень устойчивости плагиоклаза; 13 – нижняя граница волновода; 14 – нижний уровень низких скоростей; 15 – разломы кольцевых структур Восточных полуостровов; 16 – векторы горизонтальных напряжений земной коры в пределах полуострова; F_0 – горизонтальная сила давления океанической плиты; F_p – направление напряжений мелкофокусных землетрясений; F_ϕ – направление напряжений глубокофокусных землетрясений



матические и метаморфические пояса Камчатки, привели к значительному увеличению под ними мощности земной коры (до 40 км). В заключительные этапы мощного орогенного и посторогенного вулканизма Центральной Камчатки происходит "запечатывание" Центрально-Камчатского глубинного разлома, резко сокращается миграция трансмантийных газовых флюидов и, как следствие этого, полностью затухает вулканическая деятельность. Происходит, таким образом, полная консолидация зон глубинного разлома и формирование вдоль нее коры континентального типа.

Миграция геосинклиналей с запада на восток, система региональных глубинных разломов и специфика металлогении Корьякско-Камчатского региона, на наш взгляд, находят приемлемое объяснение с позиции миграции зоны Бениоффа. Индикаторами ее миграции являются разновозрастные офиолитовые пояса, омолаживающиеся к востоку, и наличие в вулканических поясах ряда палеогеновых и неоген-четвертичных вулканических излияний андезитов и платобазальтов, венчающих вулканизм. При этом вулканические пояса и зоны региона могут рассматриваться не как наложенные структуры, а как логическое завершение развития геосинклинальных систем в зоне перехода "Океан – суша".

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П.* Тектонические зоны Камчатки. – Геол. и геофиз., 1972, № 4.
- Василевский М.М., Тарасенко Т.В., Харченко Ю.И., Кутыев Ф.Ш.* Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования). – В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Горбачев С.З., Лебедев М.М., Апрельков С.Е.* и др. Очерк тектоники Камчатки. – В кн.: Геология Дальнего Востока, № 1. (Труды ИГИГ ДВНЦ АН СССР). Хабаровск, 1972.
- Дмитриев В.Д., Декин Б.П., Яроцкий Г.П.* Некоторые особенности строения Корьякско-Камчатского региона и его металлогенической специализации. – В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973.
- Дмитриев В.Д., Поздеев А.И., Лебедев М.М.* и др. Палеогеновые вулканические структуры Северо-Западной Камчатки и некоторые особенности их эволюции и металлогении. – В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Термодинамическая модель флюидного режима в земной коре. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии. т. V. М., "Наука", 1974.
- Тарасенко Т.В.* Структурно-формационные зоны и размещение полезных ископаемых Камчатской области. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Корьякского нагорья и Камчатки. М., 1971.
- Тарасенко Т.В., Дмитриев В.Д., Ежов Б.В.* и др. Мегаблоки и металлогеническая зональность Корьякского нагорья и Камчатки. – В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973.
- Николаевский А.А.* Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика. – В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. (Труды СВКНИИ СО АН СССР, вып. 11). Магадан, 1964.
- Яроцкий Г.П.* Некоторые особенности геофизических полей и строения земной коры Корьякско-Камчатского региона. – В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.

ФИЗИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ И ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Анализ геологических и геофизических материалов по Юго-Восточной Камчатке (рисунок, см. вкладку) отчетливо показывает, что "сводово-блоковая тектоника и связанный с ней магматизм свойственны особому состоянию коры и мантии, которое может возникнуть на определенной стадии кратонизации геосинклинальной области" (Кузнецов, 1970). После возникновения такого состояния сводово-блоковая или сводово-глыбовая тектоника и магматизм являются наиболее общей формой дальнейшей тектоно-магматической эволюции подвижной области, будучи особенно характерными для орогенических ее стадий. Это "особое состояние коры и мантии" точнее всего запечатлено на карте неоднородностей Δg , отражающей распределение силы тяжести в подошве базальтового слоя, т.е. в наиболее глубинном срезе. Схема таких физических неоднородностей представлена на рисунке (составлена по данным М.А. Березина). Обусловленность структур аномалиями неоднородностей Δg проступает здесь достаточно отчетливо. В первую очередь видно, что поле низких значений Δg (на западе площади) совпадает со Срединным выступом, а аномальные максимумы Δg в целом совпадают с областями развития вулканогенных образований мела и мела-палеогена с гипербазит-габбро-граносиенитовыми интрузиями. Аномальные минимумы ориентированы по двум осям I порядка – Охотской, вытянутой субмеридионально вдоль восточной границы Срединного массива и далее к югу, и Камчатско-Кроноцкой, проходящей в истоках р. Камчатки и следующей на северо-восток к оз. Кроноцкому и далее к п-ову Камчатского мыса, а на юго-запад – к устью р. Пымты.

Обе оси являются дугами большого радиуса (~350–400 км). Осями аномальных максимумов Δg отрисовываются кольцевые неоднородности II порядка: полностью – в центре площади и отчетливо намеченным сегментом – в южной ее части. Подобные неоднородности Δg отображают крупные структурные неоднородности на границе коры и мантии. Последние во многом определяют весь общий план эволюции тектоно-магматических структур. Наблюдается, однако, изменение геометрии и глубинности этих структур во времени для отдельных ярусов, смена которых отражает направленное развитие области. При этом выделяются пространственно-временные фации глубинности тектоно-магматических структур: более древние и крупные – абиссальные и последовательно все более молодые, менее глубинные и "мелкие" – гипабиссальные, переходной зоны, субвулканические и вулканические. Последние могут быть определены уже как собственно вулканотектонические.

А б и с с а л ь н а я тектоно-магматическая структура обнажена в Срединном массиве, в мозаике блоков нижнего (первого) структурного яруса, объединяющего кристаллические сланцы и гнейсы от архея до

перми включительно (по А.Ф. Марченко). Судить о ее геометрии трудно из-за сильной раздробленности массива и все еще недостаточной его изученности. Однако общее положение структуры в области регионального минимума Δg , развитие гнейсов, мигматитов и амфиболитов симметрично по обе стороны от оси наиболее глубоких минимумов Δg (Охотская ось I порядка), линейное расположение палеозойских plutонов, трассирующих эту ось, и приуроченность к этой же области все новых и новых магмопроявлений в последующие геологические эпохи, вплоть до четвертичной (вулкан Хангар), ставит ее в разряд зон понижаемости и гранитизации самого крупного порядка. Все это в совокупности позволяет квалифицировать структуру как фрагмент древнего тектоно-магматического линеamenta системы Охотской платформы.

Гипабиссальные тектоно-магматические структуры характерны для более высоких ярусов, сложенных образованиями раннего и позднего мела, а также позднего мела—палеогена. Четко выделяется два типа структур, связанных с двумя типами физических неоднородностей.

К первому типу относятся линейные тектоно-магматические структуры раннего и позднего мела, приуроченные к зоне аномалий пониженной силы тяжести I порядка — в пределах того же Охотского линеamenta. Линейность их в срезях, доступных наблюдению, подчеркнута цепочками интрузивных массивов, трассирующих обе оси минимумов I порядка: Охотскую — целиком и Камчатско-Кроноцкую — в западной ее ветви. Различаются интрузии двух генераций, представленные раннемеловыми гранитоидами, близкими по составу и облику к домеловым интрузивам, и позднемеловыми габбро-плагиогранитами. В последних также преобладают граниты, габброиды резко подчинены. Интрузивы обеих генераций представлены дискордантными штоками с размерами в поперечнике 10–15 км. Совмещение их в пространстве с древним тектоно-магматическим линеamentом свидетельствует скорее всего о резонансной активизации его в меловое время в связи с синхронными тектоно-магматическими процессами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Ко второму типу относятся тектоно-магматические структуры кольцевого типа, приуроченные к зонам аномалий повышенной силы тяжести. Наиболее крупные из них — на восточных склонах Срединного массива, в южных отрогах Ганальского хребта и на Шипунском полуострове приурочены к аномальным максимумам Δg и трассируют кольцевую ось II порядка. С удалением от этой оси, на "склонах" положительных аномалий и в зонах гравиступеней интрузии постепенно "мельчают", а в полях минимумов их нет совсем. В крупных массивах интрузии имеют сложный гипербазит-габбро-граносиенитовый состав. Такие массивы обычно описываются как штоки с крутыми секущими, реже конформными контактами. Размер их в поперечнике 10–15, до 20 км. Известны также многочисленные силлы и субпластовые тела основного-ультраосновного состава. Возраст, положение интрузивов в пространстве, место в разрезе и состав позволяют относить их к раннегеосинклинальным образованиям. Это дает основание для оценки возраста заложения гипа-

бисальных тектоно-магматических структур Юго-Восточной Камчатки — верхний мел и определения их места в эволюционном ряду — стадия инверсии геосинклиналиного трога. Тектоно-магматические структуры переходной по глубинности зоны развиты в миоценовом структурном ярусе. Главная их особенность — гнездовое развитие интрузий. Гнезда образуют внешний бордюр кольцевых структур, диаметром 70–90 км — Авачинско-Китхойско-Гаванское и Кусапак-Паратунско-Ахотенское кольца. Такие структуры совпадают с областями развития палеогеновых вулканогенно-осадочных образований (вилючинская свита) и этим же возрастом (верхний олигоцен?), по-видимому, следует датировать время их формирования. С другой стороны, сами гнезда обладают четкими признаками внутренней центральной симметрии, образуя кольцевые структуры диаметром 35–50 км. Наиболее характерным признаком является закономерное изменение размерности интрузивов от центра к периферии, подчеркнутое столь же закономерными изменениями в полях физических неоднородностей. Гнезда располагаются в промежутках между отрицательными и положительными аномалиями силы тяжести. При этом наиболее крупные (10–15 до 20 км) дискордантные интрузивные штоки с полным набором присущих им дифференциатов занимают центры нейтральных полей Δg . К периферии их они становятся мельче, а на грависклонах и в аномальных полях I порядка (как положительных, так и отрицательных) вырождаются до мелких лакколлитов, лополитов, силлов. В то же время явно проступает связь крупных массивов с отрицательными аномалиями Δg II и III порядка и их осями.

Миоценовый магматизм соответствует орогенному этапу развития региона. Миоценовые интрузии сформированы в две фазы: нижнемиоценовую — раннеорогенную и среднемиоценовую — главную орогенную. В обе фазы внедрялись интрузии примерно одного и того же, в среднем диоритового состава. Для нижнемиоценовых интрузий характерна простота состава с набором фаций, позволяющих отнести их к габбро-плагиогранитной серии (Кузнецов, 1970): габбро-габбродиориты и диоритовые порфириты — диориты-гранодиориты — кварцевые диориты — плагиограниты. Обычны здесь также монцитониты. Весьма похожи по составу и среднемиоценовые интрузии; в целом их характеризует более порфировый облик, но часто трудно бывает без дополнительных данных отличать их от нижнемиоценовых. Однако именно здесь, в конце среднего миоцена, формируются субвулканические интрузивные фации. Состав их, как правило, дацитовый.

Фаціальное (по глубинности) разнообразие этих образований очень велико. Они представлены порфировидными кварцевыми диоритами, штоками дацитов, тонкофлюидальных в кровле и кристаллических в ядре, дайками, пластовыми телами дацитового состава.

Тектоно-магматические структуры переходной зоны наследуют план развития гипабиссальных структур. Это доказывается размещением миоценовых интрузий по внешнему контуру крупных кольцевых палеогеновых структур глубокого заложения.

Субвулканические тектоно-магматические структуры характерны для верхнемиоцен-плиоценового структурного яруса. Они, как правило,

размещаются строго унаследованно в очагах среднемиоценового вулканизма и интрузивного магматизма. Структуры их телескопически вложены в структуры последних и развиваются прямо над ними. Кольцевой характер структур иногда еще сохранен в современном рельефе (Банно-Паратунский район). В других случаях он отчетливо усматривается в цепочках позднемиоценовых и плиоценовых экструзивов. Состав тех и других — кислый, реже средний. Диаметр структур в поперечнике 15–25 км. Размеры экструзивных тел в поперечнике: верхнемиоценовых — 1,5–2,5 до 7,5 км; плиоценовых — 0,8–2,5 км.

Вулкано-тектонические структуры характеризуют верхний (четвертичный) ярус. На границе плиоцена и плейстоцена в Восточной вулканической зоне Камчатки происходит резкий скачок в размерности структур. Четвертичные структуры, как это хорошо видно на схеме (см. рисунок), достигают в поперечнике 75 км. Их внешние ограничения представляют собой кольцевые зоны проницаемости, четко фиксируемые аномалиями ΔT . В пределах этих зон проницаемости располагаются более мелкие кальдеро-вулканы. Вулканы неодновозрастны. Они "шагают" по этим крупным дугообразным или кольцевым зонам проницаемости. Особенно ярко это проявляется на примере Узон-Кизименской дуговой структуры. Начало ее "жизни" отмечено заложением крупных среднеплейстоценовых стратовулканов основного состава — Унана, Узон, Крашенинникова, Конради. Одинаковый состав их продуктов (оливиновые базальты) указывает одновременно и на большие глубины генерации расплавов, и на одинаковость этих глубин для этих одновозрастных построек.

Верхнеплейстоценовые постройки также имеют весьма сходный (андезитовый) состав (вулканы Тауншиц, Кизимен, вулканы Гамченской группы). Повсеместно по кольцу в верхнеплейстоценовое время происходят и извержения игнимбритов и пемз, и формирование кальдер.

Отмечаются и другие крупные "моногенные" кольцевые структуры, также контролирующие глубинные магмопроявления. Это зоны ареального базальтового вулканизма (Толмачев дол и другие). В то же время при формировании таких четвертичных вулканов, как Мутновский, Асачинский, Горелый, Хангар и других, отмеченная выше особенность скачкообразного изменения размеров вулкано-тектонических структур на границе плиоцена и четвертичного периода не происходит. Четвертичные кальдеры оказываются "вложенными" в более обширные третичные. Это различие в формах и размерах вулкано-тектонических структур четвертичного возраста является отражением особенностей геологической истории отдельных долгоживущих тектономагматических структур. Сохранение размерности плиоценовых и четвертичных структур и телескопическая вложенность четвертичных в плиоценовые свидетельствует о последовательной и направленной смене геодинамических состояний (Василевский и др., 1974б). Такие четвертичные вулканы и вулкано-тектонические структуры завершают тектономагматическую эволюцию долгоживущих вулканогенно-рудных центров.

Скачкообразное увеличение размерности вулcano-тектонических структур сравнительно с плиоценовыми характерно для контрастных центров и является следствием активизации консолидированного основания, сложенного по преимуществу образованиями позднего мела – раннего палеогена. Большие размеры таких вулcano-тектонических структур, как отмечалось, свидетельствуют о значительной глубине энергетического (и вещественного) источника их генерации. В то же время наличие "нанизанных" на эти крупные кольца отдельных вулканов с кальдерами, т.е. более мелкими вулcano-тектоническими структурами свидетельствует о том, что на пути из глубины к поверхности имела место задержка процесса энергомассопереноса с формированием периферических неглубоко залегающих магматических очагов. Различный состав вулканических продуктов или разница в их соотношении свидетельствуют о различиях в составе субстрата под кальдерами в разных кольцевых структурах.

ЛИТЕРАТУРА

- Василевский М.М., Тарасенко Т.В., Харченко Ю.И., Кутыев Ф.Ш.* Вулканы, как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования). – В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974а.
- Василевский М.М., Вакин Е.А., Кутыев Ф.Ш.* и др. Принципы геодинамического соответствия возраста и глубинности в вулканических, плутонических, метаморфических и рудообразующих процессах. – В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974б.
- Кузнецов Ю.А.* Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. – Геол. и геофиз., 1970.

И.Н. Говоров, Н.С. Благодарева

Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР

ОБ ЭТАПАХ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННОГО С ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

Месторождения, генетически связанные с вулканическими процессами, принято разделять на собственно вулканические или сублимационные, субвулканические и глубинно-вулканические (Котляр, 1968). Сублимационные месторождения (сера, нашатырь, сульфаты, бораты, ртуть) редко достигают промышленных масштабов, так как при субазральных извержениях и кристаллизации поверхностных экструзий летучие компоненты, даже если они не удаляются в атмосферу, не успевают пройти процесса взаимодействия с расплавом и насыщения рассеянными в нем рудными элементами. Поэтому газовые и конденсированные растворы этого первого этапа поствулканического минералообразования, имеющие большей частью кислый характер вследствие содержания летучих кислот (H_2CO_3 , H_2S , HCl , HF и др.), не дают промышленного оруденения.

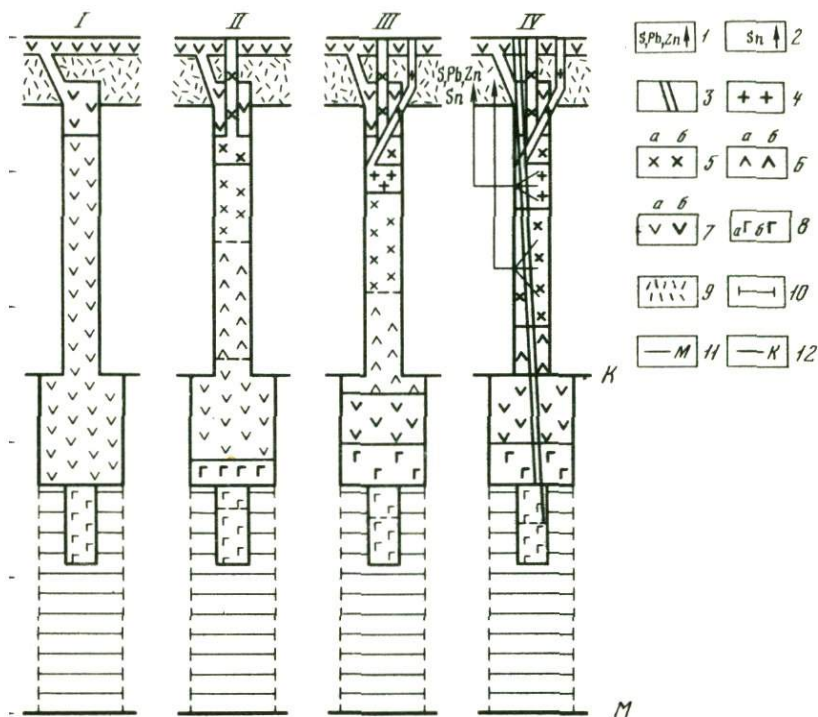
Субвулканические и глубинно-вулканические месторождения различаются главным образом по глубине формирования рудных тел: до 1–1,5 м от поверхности в первом случае и свыше этой глубины – во втором (Котляр, 1968). Совершенно очевидно, что вертикальная протяженность металлоносных интрузивных столбов и уровни отделения рудоносных растворов в том и другом случае могут быть самыми различными. Поэтому, отличаясь по условиям рудоотложения, субвулканические и глубинно-вулканические месторождения составляют одно целое, если рассматривать их происхождение в противопоставлении собственно плутоногенным месторождениям. Главное различие вулканогенных и плутоногенных месторождений заключается, как подчеркнул В.Н. Котляр (1968), в условиях формирования металлоносных плутонов и в общем ходе развития постмагматических процессов.

По нашим данным, плутоногенные (глубинные) комплексы, среди которых ведущую роль играют гранитоиды литиево-фтористого типа и различные редкометалльные месторождения кварцево-грейзеновой группы формаций, связаны с относительно закрытыми (камерно-эманационными) условиями становления интрузивных тел, когда в процессе длительного взаимодействия летучей фазы с магмой происходит накопление рудных элементов в остаточных расплавах и растворах, отделявшихся в разные стадии затвердевания магматической камеры (Говоров, 1964, 1972).

Образование вулканогенных месторождений, напротив, происходило в относительно открытой системе – в условиях периодического сообщения магматического очага с поверхностью. При этом специфические структуры вулканических построек способствовали появлению столбчатых интрузивов большой радиальной протяженности, что неизбежно вызвало гравитационную дифференциацию и конвективное перемещение расплавов с выносом больших масс воды и других летучих в надкровельную зону (Хитаров и др., 1967; Кадик и др., 1971).

Этот процесс не благоприятствовал накоплению галоидных соединений в остаточных расплавах и последующему образованию крупных редкометалльно-грейзеновых месторождений. В то же время в поздний этап становления конвективных колонн (после затвердевания их апикальных частей) создавались условия для экстракции рудных элементов из огромных объемов полужатвердевшей массы и концентрации гидросульфидных, гидроксоголоидных, смешанных гидросульфидно-карбонатных и других комплексных соединений этих элементов в остаточных межзерновых гидротермах, накапливавшихся в средней части интрузивных столбов (Говоров, 1974). Примерная схема формирования радиальных интрузивных столбов изображена на рис. 1.

Характер и масштабы рудной минерализации, связанной с конвекционными гранитоидами вулкано-плутонических комплексов, определялся в первую очередь петрогеохимическими особенностями исходных магм. Гранитоиды, образовавшиеся в результате гравитационной и конвективно-эвтектической дифференциации андезитовой магмы, первично обогащенной серой, цинком и свинцом, сопровождаются полиметаллическим оруденением (например, Дальнегорский рудный район Приморья). С тра-



1. Последовательные стадии формирования вулканоплутонического комплекситовой магмы

- полиметалльно-сульфидные гидротермы; 2 - оловоносные гидротермы; 3 - лутонические дайки порфиритов; 4 - граниты; 5 - гранодиориты: а - магма, эрода; 6 - кварцевые диориты: а - магма; б - порода; 7 - диориты и андезиты: а - магма; б - порода; 8 - основные магмы (а) и породы (б); 9 - ранние эффузивы; 10 - зона селективного выплавления средних и основных расплавов из базальтового субстрата нижней коры; 11 - граница коры и верхней мантии; 12 - граница "базальтового" и гранитно-осадочно-метаморфического слоев

известными комплексами (Комсомольский и Кавалеровский рудные районы) ассоциируются месторождения касситерит-силикатно-сульфидной группы (Барсуков, 1971; Говоров, 1971). Аналогичная связь с комплексами вулканоплутоническими комплексами кислого состава намечается для ряда близповерхностных золото-серебряных месторождений анатектических поясов.

особенности связи вулканитов, интрузивов и постмагматической минерализации, а также последовательность формирования рудномагматического комплекса в целом рассмотрим на примере Дальнегорского рудного района.

Дальнегорский район, широко известный своими скарнами и свинцовоцинковыми рудами, располагается в южной части Восточно-Сихотлинского вулканического пояса, где из-под покровов сенонских базальтовых эффузивов выходят структуры Прибрежного антиклинория.

Складчатый фундамент, сложенный кремнисто-терригенными и карбонатными осадками мезозоя, обнажается на двух участках — западном, носящем название Горбушинского поднятия, и восточном, именуемом Мономаховским поднятием. Именно эти блоки осадочных пород, а в их составе линзы триасовых известняков представляют наибольший интерес в отношении локализации свинцово-цинкового оруденения. Главные свинцово-цинковые месторождения, относящиеся к скарновой формации, сосредоточены в пределах Горбушинского поднятия; для Мономаховской площади характерны менее значительные месторождения жильного типа с комплексным оловянно-сульфидным типом руд (рис. 2).

Изучением магматических пород Дальнегорского района и особенностей связи с ними рудной минерализации занимались многие исследователи. Эти работы выявили очень сложный характер развития магматизма в Дальнегорском рудном районе и прилегающей к нему части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Обобщая полученные данные, здесь можно выделить следующие комплексы вулканических интрузивных и жильных пород:

1) складчатый габбро-диабазовый комплекс даек и мелких интрузивных тел (ранний мел — начало позднего мела, 138—86 млн. лет);

2) Ольгинский послескладчатый комплекс кислых эффузивов и экстрезивных тел (сенон, 110—70 млн. лет);

3) покровы и экстрезивные тела самаргинской свиты преимущественно андезитового состава (сенон—даний, 90—64 млн. лет);

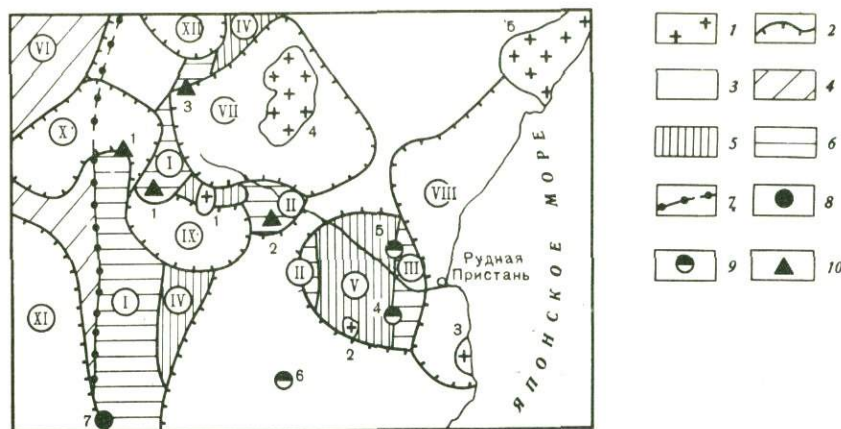
4) многофазные интрузивы среднего-кислого состава и серия дорудных и послерудных даек порфиритов (сенон—эоцен, 88—39 млн. лет);

5) гранитоиды Приморской интрузивной серии, образующие Аратский массив в Дальнегорском районе и ряд крупных плутонов (Матухинский, Владимирский, Валентиновский и др.) за его пределами (палеоцен, 65—58 млн. лет);

6) Богопольский комплекс кислых эффузивов и субвулканических тел (ранний палеоген, 55—45 млн. лет);

7) андезито-базальты и базальты суворовской свиты (поздний палеоген).

В трактовке генетических соотношений перечисленных магматических комплексов и связи с ними рудной минерализации у различных авторов имеются существенные расхождения. Так, В.А. Баскина (1965), основываясь на петрографических и петрохимических особенностях пород, выделяет два формационных ряда: андезито-липаритовый (лавы и субвулканические образования самаргинской и богопольской свит) и липарит-гранитный, включающий ольгинские эффузивы и гранитоидные плутоны Приморской серии. Свинцово-цинковое и оловянно-сульфидное оруденение Дальнегорского и других районов Прибрежной зоны, по мнению В.А. Баскиной и М.А. Фаворской (Фаворская, 1956; Фаворская, Руб и др., 1961; Баскина, 1965), связано с приморскими гранитоидами, к которым эти исследователи относят и многофазные интрузивы Дальнегорского района.



Р и с. 2. Геолого-структурная схема центральной части Дальнегорского рудного района (по Ф.И. Ростовскому)

1 – гранитоиды; 2 – эффузивные и экструзивные образования вулканотектонических впадин; 3 – кислые эффузивы итгнмбритовых полей; 4 – вулканогенно-осадочные комплексы Главного синклинория Сихотэ-Алиня; 5 – вулканогенно-осадочные комплексы синклинальных складок Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня; 6 – вулканогенно-осадочные комплексы антиклинальных складок Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня; 7 – Прибрежный структурный шов; 8 – месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации; 9 – месторождения касситерит-сульфидной формации; 10 – месторождения скарново-сульфидной формации; антиклинали: I – Горбушинская; II – Садовая; III – Мономаховская; синклинали: IV – 27-го ключа; V – реки Прямой; VI – Главный синклинорий; вулканотектонические впадины: VII – Горбушинская; VIII – Бринеровская; IX – Солонцовая; X – Николаевская; XI – Якутинская; XII – Водораздельная; гранитоидные интрузивы: 1 – 27-го ключа; 2 – горы Прямой; 3 – Бринеровский; 4 – Араратский; 5 – Мутухинский; рудные месторождения: 1 – Главной (Николаевское, Верхнее и др.) и Правобережной групп; 2 – Садовое; 3 – Довгалево-Горбушинской группы; 4 – Новомонастырское; 5 – Ахобинское; 6 – Кисинское; 7 – Верхнекенцухинское

По представлениям Ф.К. Шипулина (1957), скарново-полиметаллические и касситеритово-сульфидные месторождения не имеют прямой связи с кислыми магмами приморских гранитоидов и представляют собой продукты глубинных базальтических очагов, давших дайки дорудных и послерудных порфириров (комплекс малых интрузий, по Шипулину), а на позднем этапе – также суворовские базальтоиды.

По последним данным геологов Восточной экспедиции Приморского геологического управления и авторов статьи, скарново-полиметаллическое и оловянно-сульфидное оруденение генетически связано с Дальнегорским вулканоплутоническим комплексом, к которому принадлежат андезиты самаргинской свиты и многофазные интрузивы Дальнегорского района (Король, 1970; Говоров, Левашев, 1973).

Развитие пород Дальнегорского андезито-гранодиоритового комплекса приурочено к трем вулканотектоническим структурам: Николаевской в северо-западной части района, Солонцовой в его центральной и Брине-

ровской в юго-восточной части (см. рис. 2). Интрузивные образования представлены небольшими штоками с площадью выхода до 3,2 кв. км (массив 27-го ключа) и дайкообразными телами. Они локализируются как в центральных частях андезитовых построек (интрузивы Николаевский и Бринеровский), так и по их окраинам (массивы и дайки ключей Больничного и 27-го, Садового месторождения, горы Прямой), прорывая все развитые в районе осадочные и вулканогенные толщи, в том числе и андезиты самаргинской свиты. К периферическим частям вулканотектонических структур приурочены и рудные поля.

В процессе формирования дальнегорских интрузивов выделяются три фазы:

1) затвердевание первичной андезитовой или частично дифференцированной (подкисленной) магмы в апикальных частях интрузивов в виде диоритов с подчиненным количеством габбро (Николаевский и Садовый массивы) либо в виде тоналитов с подчиненными диоритами (интрузивы 27-го ключа и Бринеровский);

2) внедрение гранодиоритовой магмы неоднородного строения, изобилующей участками тоналитового и адамеллитового состава;

3) внедрение кислых расплавов с образованием аляскитовых гранитов и гранит-порфиров.

Генетическая связь гранитоидов с андезитами доказывается следующими фактами.

1. Тесная пространственная связь и сходство минерального состава андезитов и диоритов первой фазы, представляющих интрузивную фацию андезитов.

2. Тесная пространственная связь и сходство минерального состава диоритов первой фазы и гранитоидов второй фазы.

3. Преобладание среди гранитоидов второй (главной) фазы разностей повышенной основности, содержащих основной плагиоклаз, авгит, гиперстен, амфиболы, при подчиненном развитии гранитов нормального состава.

4. Резко повышенное содержание элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V) в гранодиоритах, близкое к содержанию в андезитах и габбро-диоритах первой фазы.

5. Близкий абсолютный возраст андезитов, диоритов и гранитоидов.

Для андезитов Дальнегорского комплекса характерны повышенные содержания серы (0,12% в среднем), цинка (112 г/т) и свинца (15 г/т). В неизмененных диоритах и гранитоидах первичная геохимическая специализация в отношении рудных элементов выражена слабо. Однако металлогеническая специализация четко проявлена благодаря широкому и интенсивному развитию аутометасоматической пропилитизации. Наиболее высокие содержания рудогенных элементов (до 319 г/т Zn, 233 г/т Pb, с высокой дисперсией и логарифмическим законом распределения установлены в гранитоидах интрузива 27-го ключа. В нем же распространены мелкие, но многочисленные жилы галенита и сфалерита.

Очень важные данные по металлоносности и происхождению магматических пород Дальнегорского района получены при определении эле-

ментов-примесей в аксессуарном магнетите. Как видно из таблицы, магнетиты, выделенные из андезита, липарита и интрузивных пород вулкана Солонцового, находящегося в центральной части рудного района, отличаются высоким содержанием цинка. Напротив, магнетиты из гранитоидов Бринеровского интрузива бедны указанным элементом. Это согласуется с отсутствием в связи с данным интрузивом полиметаллических месторождений (см. таблицу).

Вместе с тем как магнетиты кислых пород Солонцовой структуры, так и магнетиты гранодиоритов и гранитов Бринеровского интрузива более богаты сидерофильными элементами — никелем, кобальтом, хромом, медью, чем липариты и граниты Приморской вулcano-плутонической серии. Это является еще одним важным доказательством генетической связи многофазных гранитоидов с андезитовой магмой. Следует отметить, что для ряда интрузивов Приморской серии (Аратский, Матухинский) также характерно высокое содержание цинка

Среднее содержание (в г/т) микроэлементов в магнетите вулканических и интрузивных пород Дальнегорского рудного района Приморья (по И.Н. Говорову, Г.Б. Левашеву, Р.В. Королёву)

Порода, количество проб, интрузив	Ni	Co	Cr	V	Cu	Zn	Pb	Sn
Солонцовая вулканическая структура								
Андезит (1)	330	30	890	2100	69	1400	16	16
Липарит (1)	340	11	3300	6600	6	3000	29	26
Диорит (1)	18	22	11	7900	76	1500	16	16
Гранодиорит (1)	11	76	3400	8700	79	1900	7	32
Гранит (1)	49	25	130	1500	140	950	69	79
Бринеровская вулканическая структура								
Гранодиорит (7)	140	65	1250	2970	40	170	40	29
Гранит (1)	180	66	2400	870	140	300	120	42
Приморская вулcano-плутоническая серия								
Липарит (1)	4	7	30	910	3	1400	21	89
Гранит (1) (Арат)	4	6	33	1300	2	5700	16	85
То же (3) (Мутухе)	6	13	26	1870	33	2170	42	26
” (6) (Валентин)	5	29	135	2100	5	308	52	121

Примечание: Анализы выполнены количественным спектральным методом Т.В. Ланковой.

в магнетите, т.е. эти интрузивы, как и гранитоиды Солонцовой структуры, специализированы в отношении полиметаллической минерализации.

Таким образом, глубинные зоны интрузива 27-го ключа и подобных ему, но не вскрытых эрозией массивов, которые по ряду признаков расположены по периферии Солонцовой и Николаевской вулканических впадин, по всей вероятности, являлись источником рудоносных растворов для месторождений центральной и северо-западной частей района.

Многие своеобразные черты дальнегорских гранитоидов (постепенные переходы между тоналитами, гранодиоритами и адамеллитами, брекчиевидные текстуры с присутствием обломков диоритов и тоналитов в гранодиоритах, наличие ксенолитов габбро в тоналитах и гранодиоритах и др.) хорошо увязываются с механизмами гравитационной и конвективной дифференциации андезитовой магмы, обусловившими образование этих пород. Новое объяснение в свете этой концепции находят и особенности процесса рудообразования. Так, имея в виду конвективный приток летучих компонентов в апикальные части интрузивных колонн, следует предполагать интенсивное проявление раннего (частично синмагматического) метасоматоза в надкровельной зоне. В Дальнегорском районе этот первый этап постинтрузивного процесса представлен широко распространенными метасоматическими преобразованиями вмещающих пород: развитием волластонитовых и геденбергит-волластонитовых скарнов по известнякам, биотитизацией терригенных пород, пропилитизацией кислых туфов и андезитов.

Второй этап выразился в образовании геденбергитовых и геденбергит-аксинитовых скарнов в пределах тектонически ослабленных рудовмещающих зон, на продолжении которых в эффузивах развивался пропилитовый комплекс минералов. Совместно с геденбергитом, аксинитом и андрадитом отлагались ранние генерации арсенопирита, сфалерита и галенита, причем в некоторых случаях они играли существенную роль в балансе руд. В большинстве же месторождений кристаллизация основной массы сульфидов происходила явно позднее отложения скарновых минералов путем замещения последних, обособляясь в самостоятельную сульфидную стадию (Радкевич, 1960). На месторождении Садовом отложению сульфидов предшествовала интенсивная пропилитизация скарнов и околоскарновых пород, причем и в составе самой сульфидной ассоциации совместно с галенитом, сфалеритом, кварцем и кальцитом кристаллизовались минералы пропилитового комплекса — эпидот, андрадит, хлорит, калиевый полевой шпат.

Для жильных месторождений Монастырской группы, залегающих в терригенных породах, характерна ранняя (досульфидная) стадия отложения арсенопирит-касситерит-кварцевой ассоциации, нередко сопровождавшейся грейзеноподобным изменением боковых пород (Ефимова, 1972).

После отложения сульфидных руд на всех месторождениях внедрялись дайки диабазовых порфиритов, позднее которых происходило образо-

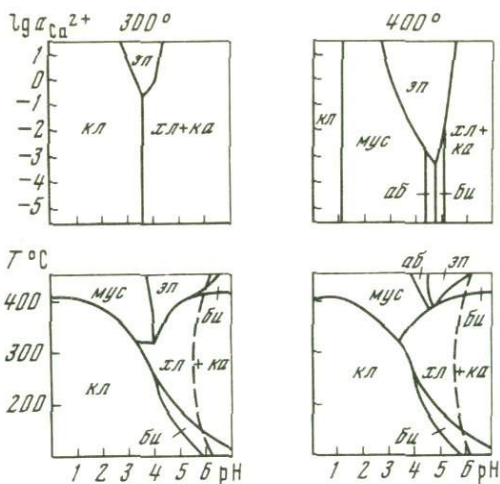


Рис. 3. Поля устойчивости минералов пропилитовой ассоциации при давлении около 500 бар

Активности растворенных компонентов, взятые при построении диаграмм: натрий 0,1 m; калий 0,01 m; другие – 0,001 m; кальций 0,01 m (левая нижняя диаграмма) и 0,001 m (правая нижняя диаграмма); штриховые линии – pH нейтральной точки воды

вание кальцита с кварцем, цеолитами, флюоритом и сульфидами железа.

Глубина формирования дальнегорских месторождений колеблется в пределах 500–1000 м от поверхности. Температуры кристаллизации минералов, по данным термометрии, падали от 470–360⁰ в предрудную скарновую стадию до 350–250⁰ в сульфидную и 250–50⁰ в послерудную. Режим кислотности–щелочности растворов устанавливается на основании термодинамического расчета минеральных равновесий пропилитовой ассоциации (Говоров, 1974). Для пропилитов первого этапа и ранней стадии второго этапа, ассоциирующих соответственно с волластонитовыми и геденбергитовыми скарнами, характерен парагенезис эпидота, актинолита и биотита, который, согласно диаграммам рис. 3, указывает на близкнейтральную – щелочную среду. Предрудная пропилитовая стадия Садового месторождения характеризуется хлорит-эпидотовым парагенезисом, который устойчив в слабокислых растворах. Аналогичные условия соответствуют развитию оловоносной грейзеноподобной ассоциации (мусковит + хлорит, мусковит + топаз) Монастырских месторождений.

Сульфидоносные гидротермы, как показывает термодинамический расчет равновесия эпидота и андрадита, первоначально имели щелочной характер. Однако, окисляясь при смешении с метеорными водами трещинных зон, они приобретали кислотный характер, что являлось одним из главных факторов рудоотложения.

Источником растворов на всех стадиях постмагматического процесса, за исключением послерудной, являлись, очевидно, зоны конвектирующей

интрузивной колонны. При этом по мере затвердевания интрузива и затухания конвекции происходила все большая локализация и специализация рудогенерирующих зон. В конечном счете оловоносные гидротермы сконцентрировались в виде межгранулярных растворов в верхней гранитной зоне, а сульфидоносные гидротермы — в средней гранодиоритовой зоне (см. рис. 1).

ЛИТЕРАТУРА

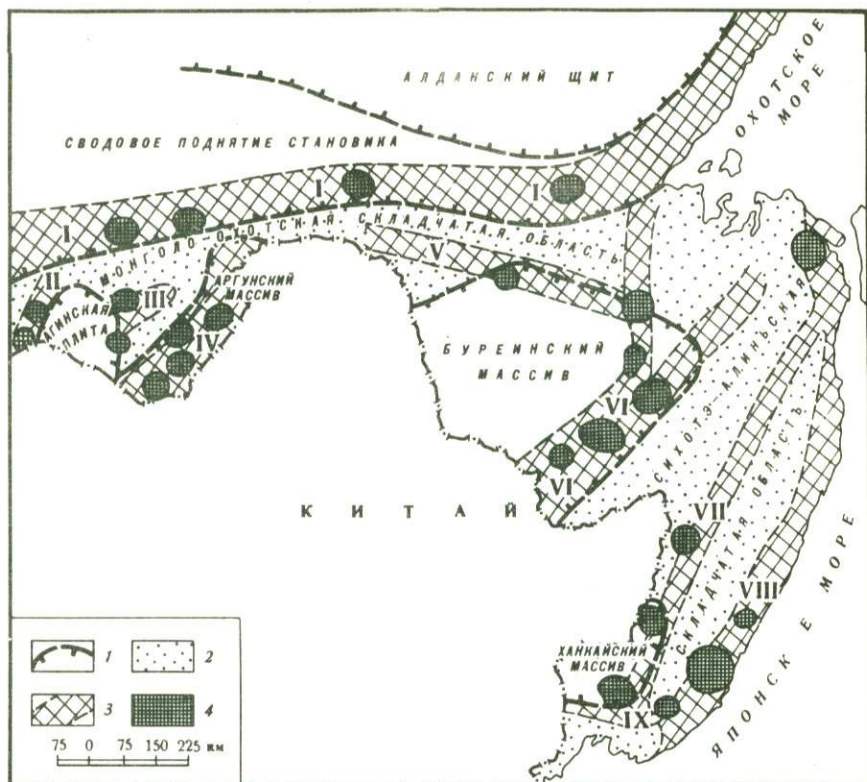
- Барсуков В.Л.* О проблеме источника рудного вещества — В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.
- Баскина В.А.* Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности развития некоторых вулканоплутонических формаций. М., "Наука", 1965.
- Говоров И.Н.* Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий. — В кн.: Проблемы генезиса руд. МГК, 22 сессия, доклады советских геологов. М., "Недра", 1964.
- Говоров И.Н.* Геохимические основы металлогении олова. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.
- Говоров И.Н.* Стадийность плутоногенного рудного процесса. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., "Наука", 1972.
- Говоров И.Н.* Физико-химические условия минералообразования и геохимия рудного процесса, связанного с гранитоидами (на примере рудных районов Дальнего Востока). Автореф. докт. дисс. М., 1974.
- Говоров И.Н., Левашев Г.Б.* Позднемеловые гранитоидные серии Приморья и их петрогеохимические особенности. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Ефимова М.И.* Минеральные парагенезисы околорудных метасоматитов некоторых жильных оловянно-свинцово-цинковых месторождений Юго-Восточного Приморья. — В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1972.
- Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Вода в магматических расплавах. М., "Наука", 1971.
- Король Р.В.* Связь полиметаллических месторождений Тетюхинского района с вулканизмом. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
- Котляр В.Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968.
- Радкевич Е.А.* и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 34, 1960.
- Фаворская М.А.* Верхнемеловой и кайнозойский магматизм Восточного склона Сихотэ-Алиня. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 7, 1956.
- Фаворская М.А., Руб М.Г.* и др. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 45, 1961.
- Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б.* Основные закономерности дифференциации гранитных расплавов с отделением воды. — Геохимия, 1967, № 11.
- Шипулин Ф.К.* Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 8, 1957.

О ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Детальные геолого-структурные исследования интрузивно-вулканических зон и поясов Дальнего Востока, выполненные в последние годы различными авторами (Г.М. Фремд, Сухов, Ициксон, Л.И. Красный, Г.М. Власов, А.П. Ван-Ван-Е, А.Б. Игнатъев и др.), свидетельствуют об их сложном внутреннем строении, существенных различиях по фациальному и петрохимическому составу, типу наложенных постмагматических процессов и металлогении. Многие исследователи (М.А. Фаворская, Е.А. Радкевич, Усенко, Ициксон, Онихимовский, Лишневский и др.) отмечают, что в пределах единых (в структурном отношении) интрузивно-вулканических поясов и зон характерным является не линейное распределение однотипной рудной минерализации, а, как правило, очаговое: вулканический пояс или зона распадается на ряд рудных районов или узлов (рис. 1), характеризующихся отличительными особенностями строения и свойственной только этому району металлогенической специализацией.

В связи с этим крайне важна и актуальна задача изучения причин различий во внутреннем строении (в том числе глубинном) интрузивно-вулканических поясов, отдельных их звеньев, а также причин неравномерного распределения эндогенного оруденения. Исследования автора по изучению отдельных интрузивно-вулканических зон Дальнего Востока (Хингано-Баджальской, Западно-Сихотэ-Алинской, Приморской и других) убеждают в том, что развитие вулканизма (и магматизма вообще) в пределах отдельных геотектонических блоков контролировалось особенностями строения и развития верхней части земной коры, не повторявшимися в других звеньях вулканического пояса или зоны. Эти характерные черты геотектонического развития соответствующего блока определяют морфогенетический тип вулкано-тектонических структур, особенности магматизма, петрохимии и металлогении интрузивно-вулканических комплексов, связь с глубинными магматическими очагами. Вулканические структуры, возникшие в пределах каждого из таких узлов под воздействием единых для данного блока геотектонических причин, образуют вулкано-тектонические системы, являющиеся составными частями поясов или зон и представляющие собой генетическую совокупность элементарных вулкано-тектонических структур, связанных единством происхождения. В данном случае наше понимание вулкано-тектонических систем приближается по содержанию к высказанным ранее авторами, занимавшимися системным анализом вулкано-тектонических процессов (Кослин и др., 1973; Ван-Ван-Е, 1974 г.; Фремд, 1974) в применении к структурам Дальнего Востока.

Таким образом, намечается совершенно определенная взаимоподчиненность структурных элементов интрузивно-вулканических поясов: интрузивно-вулканический пояс → интрузивно-вулканические зоны →



Р и с. 1. Схема распределения интрузивно-вулканических поясов и рудных районов в активизированных зонах юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья

1 – границы срединных массивов и щитов; 2 – области палеозойской и мезозойской складчатости; 3 – интрузивно-вулканические пояса и зоны: I – Южно-Становая; II – Даурская; III – Бaleyская; IV – Приаргунская; V – Умлекано-Огоджинская; VI – Хингано-Баджалская; VII – Западно-Сихотэ-Алинская; VIII – Прибрежная; IX – Широтная; 4 – рудные районы

вулcano-тектонические системы → элементарные вулcano-тектонические структуры.

Современное знание строения интрузивно-вулканических зон позволяет положить в основу выделения вулcano-тектонических систем следующие критерии.

1. Общность геотектонического положения вулcano-тектонических структур одной системы (краевая часть платформы или срединного массива, зоны сочленений разнородных геотектонических областей, геантиклинальные поднятия и т.п.).

2. Единство связи и контроля длительно развивавшимися обособленными тектоническими элементами (сочленениями разломов, приуроченностью к сводово-горстовым поднятиям, куполам, кольцевым структурам, зонам длительного прогибания, рифтам и т.п.).

3. Общность связи с единым внутрикоровым магматическим очагом (устанавливается по данным интерпретации гравимагнитных полей, морфометрического анализа, развитию приповерхностных интрузивных магматических комплексов).

4. Близость формационного состава и последовательности магматизма.

5. Сходство морфологических типов элементарных вулcano-тектонических структур, входящих в систему.

6. Сходство металлогенического (геохимического) профиля магматических комплексов и рудных проявлений.

Перечисленные критерии выделения вулcano-тектонических систем не являются исчерпывающими и в каждом случае могут быть использованы важные дополнительные признаки. Следует, однако, отметить, что ведущий критерий — геотектонический, так как особенностями его проявления предопределяется направленность тектонических процессов, история формирования и тип вулканических структур, эволюция внутрикоровых магматических очагов и соответственно приповерхностного магматизма.

В подавляющем большинстве случаев интрузивно-вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока наложены на ранее сформировавшиеся структуры и их образование связано с тремя этапами тектоно-магматической активизации — позднепалеозойской, позднемезозойской и кайнозойской. С первым этапом в краевых частях срединных массивов (преимущественно Ханкайского массива) формировались интрузивно-вулканические зоны андезит-липаритовой формации пермского возраста. Второй период позднемезозойской (нижний—верхний мел) тектоно-магматической активизации широко проявился как в пределах срединных массивов, так и консолидированных складчатых областей. Характерны вулканы андезит-липаритовой формации при существенной роли или преобладании липаритовой составляющей. Кайнозойская активизация выразилась вертикальными глыбовыми перемещениями и излияниями базальтоидов в неоген-четвертичный период.

Наиболее сложные по строению и фациальному составу вулканические сооружения формировались в течении двух первых периодов активизации, причем в сходных геоструктурных обстановках происходило образование вулcano-тектонических структур, близких по генетическому и морфоструктурному типу. Наилучшим образом изучены интрузивно-вулканические зоны юго-восточной окраины Буреинского массива и ряда районов южного Приморья. С учетом перечисленных выше критериев в пределах этих регионов нами выделен ряд вулcano-тектонических систем, из которых в настоящей статье рассматриваются Яурин-Каменушинская, Быдырская и Синегорская как наиболее характерные представители вулcano-тектонических систем внешних зон активизации срединных массивов.

Яурин-Каменушинская система, объединяющая три депрессионные вулcano-тектонические структуры (Каменушинскую, Яуринскую, Таланджинскую), а также ряд штоко- и дайкообразных тел липаритового и гранит-порфирикового состава, приурочена к западной части Яурин-Каменушинского сводово-горстового поднятия. Последнее развивалось как положительная структура, начиная с нижнего палеозоя и по настоящее время. Сводовый характер геотектонического развития Яурин-Каменушинс-

кого горста подтверждается морфометрическим анализом и четко увязывается с резким понижением значений поля силы тяжести. В состав Юрин-Каменушинской системы входят три перечисленные выше вулканотектонические депрессии, характеризующиеся близостью петрохимического состава вулканогенных образований, одинаковым (гомодромным) типом вулканизма, сходством фаций вулканитов, но различающиеся по внутреннему строению.

Наиболее полное развитие от стадии заложения до формирования субвулканических интрузий характерно для Каменушинской депрессии, являющейся структурой типично кальдерного типа. Общая мощность выполняющих депрессию ниже-верхнемеловых вулканогенно-осадочных пород составляет 1500–2000 м. Характерны многоамплитудные (сотни метров) кольцевые и межблоковые компенсационные разломы. Отмечается миграция во времени центров вулканизма от внутренних частей депрессий (на ранних стадиях — андезитовый вулканизм) к окраинным зонам на заключительных этапах (липаритовый вулканизм).

Таланджинская депрессия отличается от Каменушинской меньшей контрастностью блоковых перемещений фундамента, локальностью проявлений кислого экструзивного вулканизма заключительных стадий, незначительностью проявлений кольцевых разломов. Ограничения депрессии преимущественно прямолинейные тектонические (северо-восточные, субширотные разломы) или стратиграфические. Общая мощность вулканогенно-осадочных образований составляет 300–800 м.

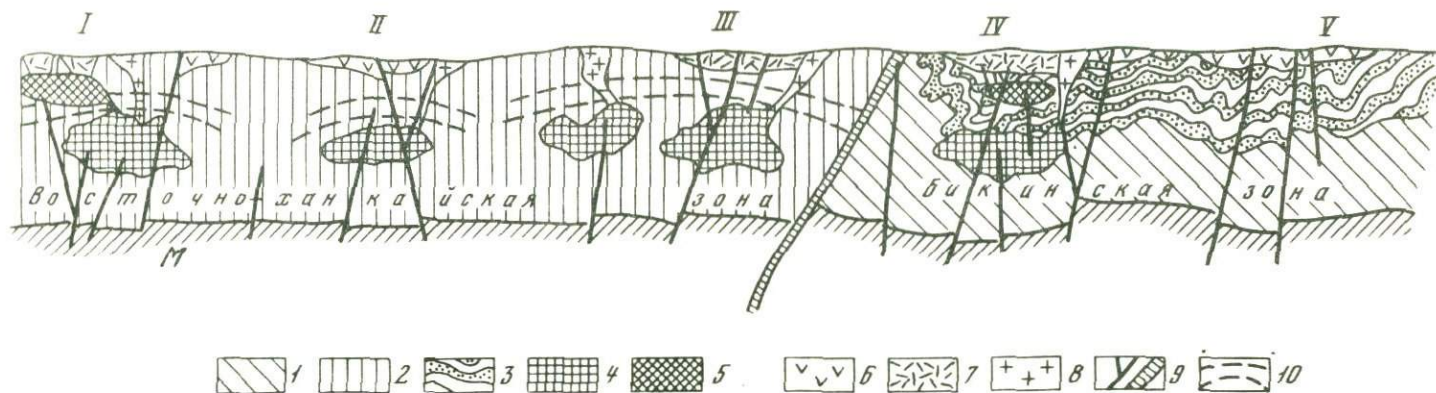
Юринская вулканотектоническая структура представляет собой трещинную многожерловую экструзию верхнемеловых липаритов с незначительными по амплитуде (десятки метров) просадками ложа фундамента. Положение экструзивных липаритовых куполов контролируется северо-восточным (близширотным) разломом и поперечными разрывами северо-западного и близмеридионального направлений. В настоящее время все три охарактеризованные выше вулканотектонические структуры Юрин-Каменушинской системы разобщены в пространстве, но данные петрохимического изучения вулканитов, геохимии и металлогении магматических образований и рудных проявлений, а также направленность вулканических процессов свидетельствуют с несомненностью о связи всех трех структур с едиными глубинными источниками магматических проявлений и рудных эксгаляций.

Быдырская вулканотектоническая система приурочена к юго-восточной части Юрин-Каменушинского свода, к зоне его сочленения с Сихотэ-Алинской складчатой областью. В состав системы входят два вулканоплутона (Белоянский и Бира-Катонский) и полигенный многожерловый трещинный экструзив Сагды-Биры. Общим для системы в целом является существенная роль андезитовых формаций, антидромный характер вулканизма, насыщенность крупными телами граносиенитового, гранодиоритового и гранит-порфиривого состава. Указанные особенности в значительной мере определяются приуроченностью Быдырской системы к глубинному разлому, разделяющему кристаллические образования Буреинского массива от складчатых структур Сихотэ-Алиня.

Наиболее детально изучен Белоаянский вулcano-плутон мелового возраста, представляющий собой кольцевую структуру, ядром которой служит Быдырская граносиенитовая интрузия. Последняя обрамляется трещинными и центрального типа экструзиями и стратовулканами фельзолипаритового, андезитового и дацитового состава. В породах фундамента по периферии вулcano-плутона картируются кольцевые дайки того же состава, имеющие мощность от первых метров до десятков метров.

Последовательный ход тектонического развития Белоаянского вулcano-плутона по имеющимся данным представляется в следующем виде: 1) заложение на начальных стадиях активизации глубинных северо-восточных разломов; 2) активизация северо-западных и субмеридиональных нарушений; 3) образование глубинных зон (внутрикоровых очагов) повышенной проницаемости в узлах сочленения разноориентированных нарушений; 4) зарождение сводово-купольной структуры и ее дальнейшее развитие по мере разрастания зон гранитизации и эволюции внутрикоровых магматических камер; 5) заложение и развитие приповерхностных депрессионных вулcano-тектонических структур. Проявление поствулканических метасоматических процессов ранней стадии (дорудной); 6) выход магматического очага на поверхность и становление граносиенитовой интрузии. Проявление второй стадии гидротермально-метасоматических высокотемпературных рудных процессов; 7) постмагматические подвижки по системам ортогональных и северо-восточных нарушений, установление относительного равновесия (динамического) в верхней части земной коры, проявление низкотемпературных рудных процессов.

Синегорская вулcano-тектоническая система, составляющая юго-западный фланг Западно-Сихотэ-Алинского вулcanoгенного пояса, характеризуется сложной многоэтапной историей геологического развития и соответственно сложным строением. На ранних стадиях (нижняя—верхняя пермь) с процессами позднемезозойской активизации связаны многоамплитудные перемещения вдоль глубинных северо-восточных разломов и подток андезитовой магмы, образовавшей обширные лавовые поля порфиритов и их туфов в пределах мульдообразных депрессий. Позднепалеозойский вулканизм завершился в пределах Синегорской системы в верхней перми излиянием липарит-дацитового магмы, сформировавшей экструзивные тела, стратовулканы и относительно непротяженные потоки. На фоне продолжавшегося сводового развития территории в течение триасюрского периода отсутствовали сколько-нибудь значительные магматические проявления. На границе нижнего и верхнего мела отмечается развитие наиболее интенсивных процессов внутрикоровой гранитизации и тектонических напряжений в апикальной части свода; активизируются древние расколы фундамента, происходит заложение ортогональных, дуговых и радиальных трещинных систем. Внутрикоровое магнообразование и тектоническая активность завершаются в верхнем мелу локальными проявлениями кислого вулканизма центрального типа (экструзивные куполы, стратовулканы, некки, диатремы, линейные трещинные тела) и становлением приповерхностных интрузий гранодиоритового и граносиенитового состава. Наиболее интенсивные процессы магматических проявле-



Р и с. 2. Модель глубинного строения юго-западного фланга Западно-Сихотэ-Алиньского вулканогенного пояса (составлена по данным интерпретации материалов геолого-геофизических съемок и глубинного сейсмического зондирования)

Верхняя часть земной коры: 1 – в области палеозойской и мезозойской складчатости; 2 – каледонской складчатости Ханкайского массива; 3 – геосинклинальные формации Бикинской зоны; 4 – внутрикоровые очаги гранитизации; 5 – приповерхностные магматические камеры; 6 – покровы андезитов; 7 – липаритоидные формации кальдер и грабенообразных блоков обрушения; 8 – гранитоидные интрузии; 9 – глубинные разломы и структурные швы; 10 – предполагаемое положение поверхностей сводообразования в зонах интенсивной гранитизации; с и с т е м ы: I – Синегорская; II – Спасская; III – Кабаргинская; IV – Губеровская; V – Алчанская; М – поверхность Мохоровичича

ний локализируются в зоне сочленения системы Синегорских разломов с поперечными северо-западными нарушениями сквозного типа. По системам компенсационных разломов происходит погружение отдельных блоков кальдер и формирование современного структурного плана.

Имеющиеся геолого-геофизические материалы по вулcano-тектоническим системам активизированных областей Дальнего Востока позволяют в ряде случаев реконструировать глубинное строение верхней части земной коры и представить модельный вариант связи особенностей строения интрузивно-вулканических зон с глубинным строением. На рис. 2 представлена модель глубинного строения юго-западного фланга Западно-Сихотэ-Алинского вулcanoгенного пояса, на которой показаны внутрикоровые зоны гранитизации в ядрах сводообразования, а также приповерхностные кальдероформирующие периферические магматические очаги. В ряде случаев имеются основания предполагать сквозную связь (по системам глубинных разломов) андезитовых полей с подкоровыми магматическими очагами (Алчанская зона). Во всех случаях интрузивный гранитоидный магматизм связан с внутрикоровыми вторичными магматическими очагами. При этом состав образующихся магматических продуктов и рудных эксгалляций теснейшим образом связан с процессами ассимиляции пород фундамента и последующей дифференциации. С ходом этих процессов и геоструктурными особенностями отделения продуктов магнообразования связаны как особенности магматизма системы, так и ее металлогеническая специализация.

В заключение следует отметить, что изучение и выделение вулcano-тектонических систем позволяет дополнительно решать следующие геологические и металлогенические задачи.

1. Выделение геологических блоков, характеризующихся единым ходом геологического развития и магматизма.
2. Типизировать по морфоструктурным признакам вулcano-структуры в пределах геоблоков со сходным строением.
3. Определить относительную глубинность корневых зон рудно-магматических систем.
4. Производить металлогеническое районирование и прогнозирование эндогенного оруденения в пределах вулcano-тектонических систем.
5. Предполагать наиболее вероятный тип и глубинный уровень эндогенного оруденения в зависимости от характера магматизма морфоструктурного типа элементарных вулcanoструктур и геохимического профиля интрузивно-вулканических образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Косыгин Ю.А., Фрейд Г.М., Ван-Ван-Е А.Ц., Игнатьев А.Б. К проблеме сложных вулcano-тектонических систем. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.
- Фрейд Г.М. Вулcano-тектонические структуры, вулcano-тектонические системы. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.

ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ СЕРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛЕТОЙВАЯМСКОГО ТИПА

Многообразие форм проявления и динамика развития вулканических процессов могут быть в значительной мере дифференцированы по признакам однородности связанных с ними локальных рудоконцентраций. Действительно, если рассматривать совокупность факторов, приводящих к локальной концентрации рудного вещества в значительных объемах, как некоторый детерминированный процесс, развивающийся при случайном, но стабильном их сочетании, то любое повторение такого сочетания возможно только в случае полной идентичности характеристик тектоники и вулканизма. При этом типические признаки их наиболее отчетливо будут проявлены там, где процесс рудоконцентрации выражен наиболее полно, т.е. в районах достаточно крупных месторождений.

Из типично вулканогенных рудоконцентраций относительно крупного масштаба в Центрально-Камчатском вулканическом поясе известны только залежи самородной серы, причем лишь одна из них, Малетойваямская, может быть отнесена к разряду крупных как в геологическом смысле, так и с практической точки зрения.

Это позволяет считать район Малетойваямского месторождения ключевым не только для выявления прогнозно-поисковых критериев, но и для характеристики позднеорогенного (субсеквентного, по Малееву, 1969) вулканизма Центрально-Камчатского вулканического пояса.

Характерные черты строения и эволюции Малетойваямского рудного поля. По особенностям геологического строения и тектонического развития в описываемом районе отчетливо выделяются четыре структурно-фациальные зоны (рис. 1).

Малетойваямский вулканотектонический свод (III), образованный над Вывенским глубинным разломом, является центральным элементом структуры рудного поля. Свод сложен вулкано-генными породами миоцен-плиоценового возраста (корфовская свита) и представляет собой сложную вулканическую постройку, имеющую два основных эруптивных центра. Их формирование происходило на фоне слабо дифференцированных движений с образованием надразломных структур, в значительной мере раскрытых. О характере замедленных поднятий свидетельствует степень деформированности региональной поверхности выравнивания плиоценового (?) времени, развитой в Корякском нагорье. Ее высота в пределах свода снижается с 800–600 до 400–300 м, а контрастность относительных движений уменьшается с 300 до 200–100 м.

Наиболее древние породы корфовской свиты, слагающие свод, выходят на дневную поверхность вблизи осевой линии глубинного разлома. Они представлены темносерыми и черными андезито-базальтами, очень плотными, часто с афировой структурой, в толще которых наблюдаются многочисленные рвущие тела того же состава. Пирокластические породы встречаются в нижней части разреза очень редко (кластолавы, эруптивные

1. Структурная схема Малетойваямского рудного поля

1 – границы вулкано-тектонического свода; 2 – границы депрессий; 3 – участки отложения морских отложений неогена; 4 – участки распространения центральных фаворитных кварцитов; 5 – мелкие вулканические жерла и экструзии; 6 – россыпи; 7 – осевая линия Вывенского глубинного разлома; 8 – основные залежи Малетойваямского месторождения. Структурные элементы: I – Ейский выступ вулканогенно-кремнистых образований мела; II Энгингваям-грабен-синклиналь, выполненная в основном миоцен-плиоценовыми вулканоген-сидочными и вулканогенными отложениями; III – Малетойваямский вулканогенно-тектонический свод, сложенный вулканитами миоцен-плиоценового возраста; IV – торский прогиб, выполненный морскими палеоген-неогеновыми отложениями

кции). На участках распространения нижнекорфовской подсветы отены максимумы ΔT и Δg , что позволяет считать их приуроченными выходам основных магматических каналов. Основная же часть структуры сложена породами, выделенными в среднекорфовскую подсвету, литогический состав которой сильно изменчив как по мощности, так и по стирианию. В центральной части свода она представлена почти исключительно лавами с меняющимся вверх по разрезу петрографическим составом: от андезито-базальтов до андезито-дацитов, риолито-дацитов. В дной части разреза широко распространены специфические маложелезные плагиоандезиты с биотитом, кислым стеклом и малым содержанием темноцветных. Породы подсветы прорваны дайками и экструзиями овообманковых андезито-дацитов, кварцевых диоритов, липаритов. На разрезе рек Лигинмываям-Малетойваям имеется небольшой выход кократовых гранитов. Таким образом, существенно лавовая часть разза подсветы содержит очевидные признаки дифференциации магмы в е эволюции магматических очагов. Характерна также гибридизация мы при общем среднем составе вулканитов с образованием неравно-

весных ассоциаций типа биотитовых андезитов, риолито-дацитов и т.п.

К периферийной части свода разрез подсвиты существенно меняется в сторону преобладания туфогенных пород – лапиллиевых туфов, игнимбритов, лахаровых накоплений. Весьма примечательно, что по составу они исключительно однообразны по всей мощности подсвиты. Это главным образом туфы андезитов, реже андезито-базальтов. Лишь повышенное содержание биотита в туфогенных породах верхней части разреза указывает на эволюцию состава материнской магмы во времени.

Верхняя подсвита корфовой свиты имеет ограниченное распространение в пределах свода, главным образом на его периферии вблизи многочисленных мелких вулканических жерл и экструзивных куполов. Относительно маломощные покровы подсвиты представлены лавами двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов кайнотипного облика и часто переходят в рвущие тела того же состава. Характерной особенностью верхней подсвиты является ее несогласное налегание на подстилающие породы, отсутствие тектонических деформаций и признаков проявления гидротермального метаморфизма пород. Описанные породы верхнекорфовой подсвиты следует отнести к посторогенному (финальному) вулканизму, завершающему историю развития глубинных магматических очагов.

Характерной чертой строения Малетойваямского вулканотектонического свода является отсутствие крупных выходов интрузивных пород на поверхность, однако по геофизическим данным установлено наличие здесь крупных магнитных масс с повышенной плотностью в осевой зоне глубинного разлома на глубине порядка 2–5 км на двух участках: в верховьях руч. Лигинмываям (Лигинмываямский массив) и руч. Альховаям (Альховаямский массив), которые фиксируют наложение основных эруптивных центров рудного поля.

Э н ы н г в а я м с к а я г р а б е н - с и н к л и н а л ь (II), прислоненная к вулканотектоническому своду с севера, отделена от Ветвейского выступа меловых пород (I) системой сбросов, перекрытых в настоящее время мощными отложениями конусов выноса. Южное крыло структуры постепенно переходит в северное крыло свода. Разграничивающие их разрывные нарушения имеют небольшую амплитуду и выражены более или менее отчетливо лишь в западной части территории.

Разрез грабен-синклинали примечателен тем, что в нем снизу вверх и с запада на восток происходит постепенная смена морских отложений миоцена вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами миоцен-плиоценового возраста, а последний – осадочными континентальными отложениями плиоцена. Возраст осадочных отложений верхней части разреза, представленных речными и озерными фациями, по данным палинологических анализов находится в пределах от нижнеплиоценового до плиоцен-четвертичного времени. Таким образом, грабен-синклираль на участке Малетойваямского рудного поля находилась в режиме устойчивого погружения и сильное влияние вулканизма на формирование толщи пород имело место только в конце миоцена и в нижнем плиоцене. На фоне общих относительных блоков: опусканий формировались блоки, отстающие в этом погружении, характеризующиеся слабой раскрытостью (рис. 2).

Олюторский прогиб (IV), примыкающий к вулкано-тектоническому своду с юга, выполнен мощной толщей морских отложений палеогена и неогена. Это определенно указывает на то, что развитие магматических и гидротермальных процессов в зоне глубинного разлома произошло под влиянием вод морского бассейна. Если в Энынгваямской грабен-синклинали по мере развития вулканизма наблюдалась регрессия моря, то в прогибе она началась лишь в конце плиоцена в связи с общим постконсолидационным поднятием страны. Еще в миоцене отложения прогиба прорывались многочисленными мелкими интрузиями диоритовых порфиров, кварцевых диоритов и диоритов.

Закономерности размещения основных фаций вторичных кварцитов и месторождений серы в структуре рудного поля. В общей схеме размещения вторичных кварцитов на Малетойваямском рудном поле подчиняются следующей закономерности: они сосредоточены вдоль двух почти перпендикулярных линий (региональных зон контрастных тектонических движений), одна из которых проходит параллельно осевой зоне глубинного разлома, а другая — вкрест нее (рис. 3). Начало и конец параллельной глубинному разлому линии распространения вторичных кварцитов почти совпадают с положением максимумов ΔT , т.е. с центрами глубинных магматических очагов.

Размещение основных фаций вторичных кварцитов в пределах площади их развития также подчиняется сравнительно четко выраженному правилу: наиболее высокотемпературные фации их (диаспор-серицитовые, алуни-диаспоровые, зуниит-дикситовые) распространены почти исключительно вблизи пересечения упомянутых выше линий, расположенных между магматическими очагами и примерно на равном расстоянии от каждого из них. Вдоль линии, соединяющей очаги, далее расположены фации кислотной аргиллизации и выщелачивания — мощные толщи монокварцитов и кварцево-каолининовых пород, иногда интенсивно пиритизированных.

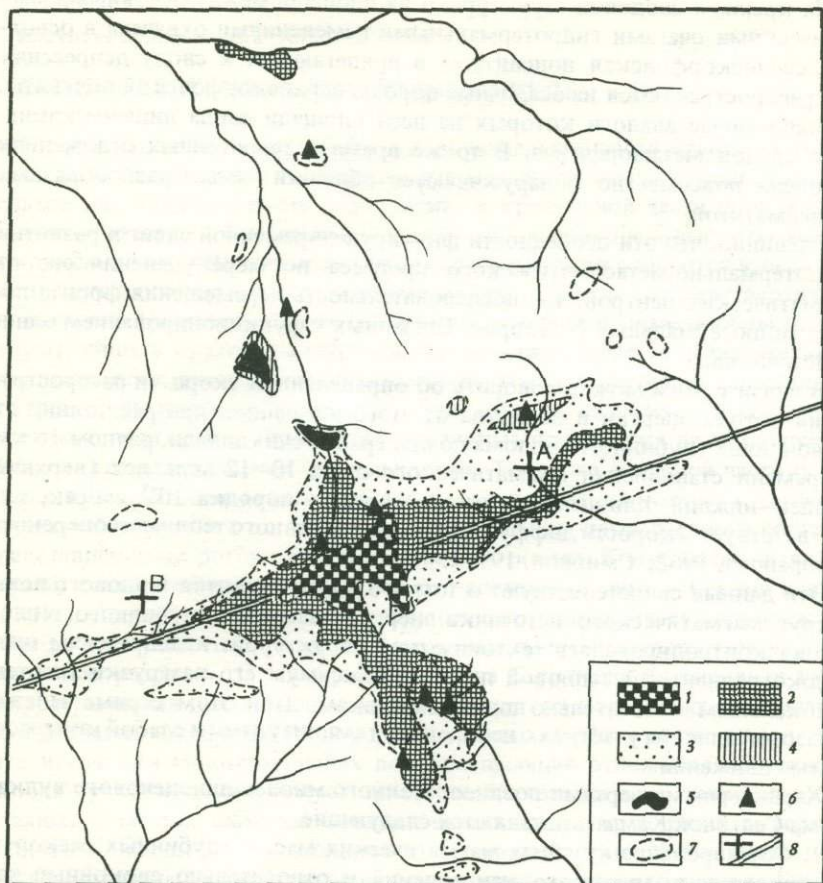
По линии, перпендикулярной к оси глубинного разлома, выделены участки распространения алунитовых кварцитов с диаспором, серицитом, сульфидами меди. Они сменяются сульфидизированными монокварцитами и серными кварцитами с подчиненным количеством алунитовых кварцитов с серой. Последние наряду с серными кварцитами начинают преобладать на достаточно большом (8–9 км) расстоянии от оси глубинного разлома, формируя центральные фации собственно Малетойваямского месторождения серы. На еще больших расстояниях от разлома в составе вторичных кварцитов залегают преимущественно каолинит-опаловые породы и опалиты при резко подчиненном развитии других фаций и особенно серной. Фактически сероносные породы здесь отсутствуют.

Такая схема последовательной смены состава вторичных кварцитов в целом характерна как для северного, так и для южного направлений в сторону от линии, соединяющей магматические очаги; в северном направлении эта смена выражена более отчетливо. Важной особенностью размещения вторичных кварцитов является различие их стратиграфического



Р и с. 2. Схема структурообразующих движений Малотиваямского месторождения в течение верхнеплейстоцен (?) – голоценового времени

1 – изолинии структурообразующих движений (в метрах), унаследованных от блоковых подвижек фундамента миоцен-це гвертичного времени; 2 – контур серно-сульфидного оруденения; 3 – вероятный контур рудоконтролирующей структуры опущенного блока



Р и с. 3. Распределение основных минеральных фаций гидротермально-метасоматических пород Малотайважского рудного поля

1 – алуни́т-диаспоровые, алуни́т-серицитовые среднетемпературные метасоматиты; 2 – породы зоны кислотного выщелачивания (монокварциты, опалиты, глины); 3 – пропилиты и аргиллизированные породы; 4 – алуни́товые кварциты; 5 – серные залежи; 6 – проявления серной минерализации; 7 – каолинит-кремнистые породы и опалиты; 8 – осевая линия Вывевского глубинного разлома и центра глубинных магматических очагов: А – Лагинмыважского; В – Альховаяжского

положения в разных структурно-фациальных зонах с разным типом вертикальных движений. В центральной части свода, в непосредственной близости к эруптивным центрам, процессами гидротермального метаморфизма пород затронуты наиболее древние вулканогенные породы неогена – нижняя подсвита корфовской свиты. Средняя подсвита имеет следы гидротермальной переработки только внутри древних вулканических аппаратов, а на их периферии, в отложениях внутрiformационных размывов (туфоконгломератах, делювиально-пролювиальных отложениях) широко распространены обломки вторичных кварцитов и пропилитов.

На крыльях сводовой структуры и на площади между основными магматическими очагами гидротермальными изменениями охвачена в основном среднекорфовская подсвета, а в прилегающих к своду депрессиях они распространяются на осадочные породы верхнекорфовской подсветы, вулканогенные аналоги которых на всей площади свода лишены каких-либо следов метаморфизма. В то же время в терригенных отложениях плиоцена повсеместно обнаруживаются обломки самых разнообразных метасоматитов.

Очевидно, что эти особенности фиксируют временной сдвиг в развитии гидротермально-метасоматического процесса по мере удаления его от магматических центров, т.е. последовательность перемещения фронта потока гидротермальных растворов, связанных с функционированием одного источника.

В связи с этим можно говорить об определенной скорости распространения потока энергии и вещества от этого источника: при расстоянии от осевой зоны глубинного разлома до оси грабен-синклинали, равном 16 км и времени становления магматического очага 10–12 млн. лет (верхний миоцен–нижний плиоцен) она имеет величину порядка 10^7 см/сек, т.е. соответствует скорости диффузионно-конвективного теплопереноса (Кабранова, 1962; Смирнов, 1971).

Эти данные свидетельствуют о том что в ходе развития теплового поля вокруг магматического источника энергии разгрузка глубинного теплопотока контролировалась тектонической структурой: к депрессиям шел высокоградиентный тепловой поток и максимум его разгрузки тяготел к локальным относительно поднятым блокам. При этом серные залежи образовывались на участках с небольшими амплитудами и слабой контрастностью движений.

Характерными чертами позднеорогенного миоцен-плиоценового вулканизма Северной Камчатки являются следующие.

1. **Формирование крупных магматических масс в глубинных расколах алеутского и камчатского направлений и относительно спокойный характер вулканизма с признаками слабой дифференциации материнской магмы во времени.** Эти процессы происходили на фоне общих слабоконтрастных блоковых движений земной коры преимущественно компенсационного типа.

2. **Локальность мощного теплового поля вблизи фокальных магматических очагов и возникновение в связи с этим устойчивых во времени и сосредоточенных в пространстве гидротермальных теплопотоков, приводящих к формированию крупных массивов гидротермально-метасоматических пород и месторождений самородной серы.**

ЛИТЕРАТУРА

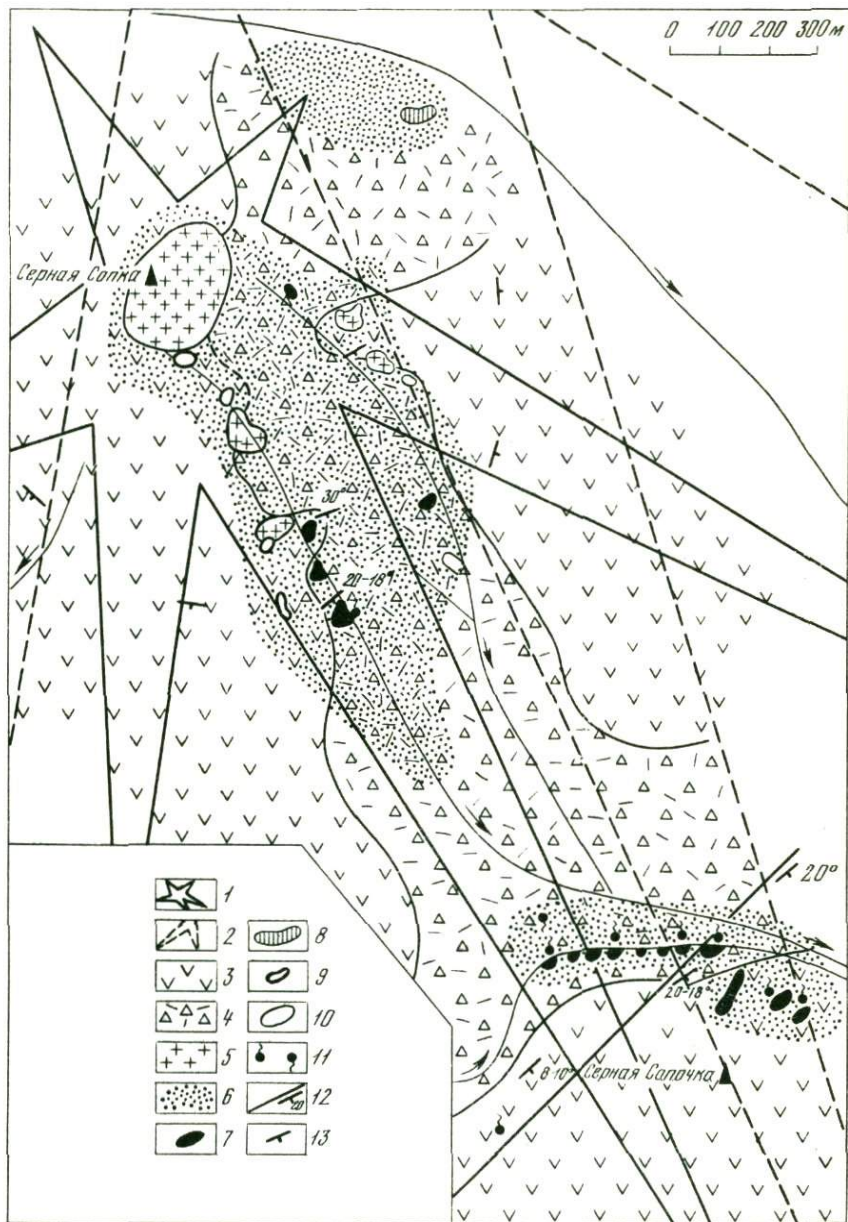
- Кабранова В.Н. Физические свойства горных пород. М., 1962.
Смирнов С.И. Происхождение солености вод седиментационных бассейнов. М., 1971.

СЕРОПРОЯВЛЕНИЯ РАЙОНА ВУЛКАНА ИУЛТ

Стратовулкан Иулт находится в водораздельной части хребта Тумрок. В его разрезе снизу вверх намечается постепенная смена оливиновых базальтов двупироксеновыми разностями, в кровельной части появляются андезито-базальты. Фундаментом служат верхнеплиоценовые отложения тумрокского вулканогенного комплекса, сам вулкан относится к верхней части иултского комплекса, соответствующего ниже-среднечетвертичному времени. На вулкане Иулт гидротермально-измененные породы отсутствуют, лишь в кратере на небольшой площади отмечается незначительная лимонитизация вулканитов. В конечный этап его развития произошло внедрение андезитовых экструзий. Одна из них находится у северного подножья, другая – у южного. Экструзивные проявления не сопровождались газогидротермальной деятельностью. Тогда же в южной части основания вулкана образовался побочный вулканический конус, с широко развитыми в отличие от стратовулкана Иулт породами среднего состава, представленными роговообманковыми андезитами. Конус носит название Серной сопки, небольшая высота к юго-востоку от него – Серной сопочки. Последняя является частью разрушенного основания вулканического конуса, а не реликтом разреза стратовулкана, что подтверждается идентичностью разрезов. С этим районом была сопряжена интенсивная газогидротермальная деятельность, не угасшая до сих пор – здесь наблюдаются выходы холодных сероводородных газовых струй, а также малодобитные источники гипотермальных вод. Вмещающие отложения восточного склона вулканического конуса на широкой площади интенсивно опализированы. В местах выходов древних парогазовых струй развиты серные опалиты с высоким содержанием элементарной серы. У северного подножья встречены серные руды вулкано-озерного происхождения. Гидротермально-измененные породы района вулкана Иулт и связанные с ними серопроявления ранее изучены не были.

В разрезе Серной сопки выделяются две толщи: верхняя – эффузивная и нижняя – агломератовая (рис. 1). Залегание пород периклинальное с углами падения до 30^0 на склонах и $8-10^0$ – в основании постройки. Эффузивы верхней толщи бронируют южный склон и частично развиты на восточном. Они представлены массивными грубополосчатыми андезитовыми лавами и в меньшей мере аналогичными по составу среднеобломочными кластолавами разной степени упаковки. Излияние эффузивов происходило отдельными большими порциями – мощность отдельных потоков достигает 10–15 м. На Серной сопочке также встречены эффузивы, перекрывающие андезитовые агломератовые туфы. Они относятся к подошве эффузивной толщи, характеризуются более основным составом и представлены андезито-базальтами, не содержащими роговую обманку. Общая видимая мощность эффузивной толщи составляет несколько десятков метров.

Подстилающие агломератовые отложения имеют широкое площадное распространение; они развиты под эффузивами и вскрыты во врезках юго-



восточного склона конуса, в разрезе Серной сопочки, а также в северо-восточной части постройки близ жерловой экструзии. Это плотноупакованные среднеобломочные агломераты андезитового состава. Преобладает обломочный материал размером 3–10 см, но характерно и присутствие глыб роговообманковых андезитов, размеры которых близ центра эрупции достигают 1–4 м. В удалении от него глыбовые разновидности также характерны, но встречаются реже и имеют меньшие размеры.

Центральная часть вулканического конуса выполнена жерловой андезитовой экструзией, имеющей в поперечнике около 250 м. На юго-восточном склоне встречено несколько небольших рвуцих тел того же состава. Андезиты жерловой экструзии, штоков, эффузивной и агломератовой толщ идентичны по своему составу и представлены роговообманковыми разновидностями с гиалопилитовой структурой основной массы и порфировыми выделениями плагиоклазов (42–45% An), базальтической роговой обманки, ромбических и в меньшей мере моноклинных пироксенов. Содержание кремнезема колеблется в пределах 59,4–58,6% (табл. 1, обр. 53, 54-5, 56). На восточном склоне вулканического конуса расположено обширное поле гидротермально-измененных пород, где метасоматоз развит в породах агломератовой и в меньшей мере эффузивной толщ. К участкам повышенной трещиноватости периферической части этого поля тяготеют небольшие разобщенные площадки осветленных пород, ближе к центру их количество и размеры увеличиваются, а затем сменяются сплошными интенсивно осветленными и выбеленными гидротермолитами. Здесь от центра к периферии намечается следующая горизонтальная зональность: 1) нацело выбеленные породы моноопаловой фации; 2) выбеленные и осветленные разности существенно опализированных пород; 3) подзона незначительной опализации, развития минералов монтмориллонитовой группы, гидрослюд, хлорита, гидроокислов железа.

В пределах первых двух подзон цемент и обломки агломератовых туфов представлены опалитом. В крупном кластическом материале видна реликтовая порфировая структура исходных роговообманковых андезитов. Опал целиком замещает основную массу, развит по фенокристаллам плагиоклаза, подавляющему большинству вкрапленников роговой обманки; редкие ромбические пироксены замещены гидрослюдами. В отдельных случаях опал базиса раскристаллизован в мелкозернистый вторичный кварц, но сохранился в порфировых выделениях. Рудные минералы представлены гидроокислами железа и гематитом, титаномагнетит нацело замещен лейкоксеном. Глыбы в агломератах снаружи существенно опализированы, но внутри сохраняют относительно свежий



Р и с. 1. Схематическая геологическая карта серопроявлений района вулкана Иулт

1 – постройка вулканического конуса Серная сопка; 2 – подножье вулкана Иулт; 3 – эффузивная толща; 4 – агломератовая толща; 5 – андезиты жерловой экструзии и штоков; 6 – зона гидротермально-измененных пород; 7 – серные руды сублимационно-реакционного и импрегнационного типов; 8 – серные руды вулканозерного типа; 9 – древние fumarольные площадки; 10 – участок гидротермической брекчии; 11 – а – выходы холодных сероводородных газовых струй; б – выход гипотермальных вод; 12 – взбросо-надвиг и угол наклона его плоскости; 13 – элементы залегания

Т а б л и ц а 1

Химический состав пород Серной сопки

Образец №	Компоненты							
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
53	58,66	0,80	17,90	4,31	0,50	0,13	1,86	6,52
53-1a	87,20	1,00	1,90	0,93	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,52
54-1	71,08	0,72	8,35	3,56	0,31	Сл.	Не обн.	0,18
54-5	59,54	0,82	15,40	4,44	0,45	0,0	1,88	2,73
56	59,40	0,66	19,52	3,53	0,30	0,15	1,89	6,29

Т а б л и ц а 1 (окончание)

Образец №	Компоненты							
	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	S _{общ}	SO ₃	Сумма
53	4,35	1,15	0,42	3,18	0,11	—	—	99,89
53-1a	0,49	0,08	3,40	4,81	0,14	0,15	—	100,62
54-1	1,99	0,99	0,03	7,60	—	—	4,40	100,21
54-5	3,12	1,10	4,42	4,29	0,26	—	1,36	99,81
56	4,23	0,97	0,74	1,66	0,24	—	—	99,58

П р и м е ч а н и е: 53 – роговообманковый андезит эффузивной части разреза, незначительное изменение выражено в опализации стекла основной массы; 53-1a – опалит по роговообманковому андезиту с древней fumarольной площадки; 54-1 – осерненный опалит по эффузиву андезитового состава; 54-5 – слабо опализированная кластолава роговообманкового андезита; 56 – роговообманковый андезит жерловой экструзии, основная масса замещена опалом, раскристаллизованным в мелкозернистый кварц.

В обр. 53, 54-5, 56 опал заместил кислое стекло без ощутимого привноса SiO₂ со стороны.

Аналитики: 53, 56 – М.И. Милованова; 53-1a, 54-1 – Н.Р. Гусакова; 54-5 – Г.Ф. Некрасова.

облик, где интенсивной опализации подвержены стекло основной массы и большая часть зерен плагиоклаза. Микролиты и мелкие вкрапленники плагиоклаза нацело опализованы; у более крупных порфировых выделений опалом корродированы их центральные части. Базальтическая роговая обманка свежая и не подвержена опализации или опацификации, ромбические пироксены также не затронуты. Для пустот характерен мелкозернистый низкодвупреломляющий хлорит. Рудные минералы представлены большим количеством пирита, присутствует титаномагнетит, почти весь замещенный лейкоксеном.

На Серной сопке расположены десять участков серопроявлений, сублимационно-реакционного и импрегнационного типа. Они приурочены к участкам повышенной трещиноватости близ штокообразных рвущих тел, жерловой экструзии и тяготеют к двум внутренним подзолам. Из наблюдающихся здесь серных проявлений выделяются своими параметрами три выхода серных руд, прослеживающиеся в интервале около 200 м в бортовых врезках распадка юго-восточного склона Серной сопки. Нижний имеет видимую длину обнажений 17–20 м и мощность 1,5–1,7 м, из трещин происходит слабое выделение сероводорода. Находящийся выше выход серных руд прослеживается на 9 м при мощности 1,5–1,7 м. Осернение идет по опализованным агломератовым туфам, нередко глыбового облика. Серой пропитан цемент и мелко-среднеобломочный материал агломератов, где ее содержание достигает 65% (табл. 2, обр. 52-10). Сера обильно развита в жилках, трещинках, первичных и вторичных пустотах. Третий выход серных руд приурочен к подошве эффузивной толщи, имеет длину 12–13 м и видимую мощность 1,5–1,7 м. Содержание серы 53–56% (см. табл. 2, обр. 54а, 54б). Осернению подвержены нацело опализованные роговообманковые андезиты, имеющие здесь крутое ($30-33^{\circ}$), бронирующее склон падение. Термические характеристики серных руд приведены на рис. 2.

Во внешней подзоне запад-юго-западной части поля развития гидротермалитов, среди андезитов эффузивной толщи находятся угасшие fumarольные площадки. Они тяготеют к участкам повышенной трещиноватости, сопровождающим штоки и экструзию. Наибольшая из них имеет поперечник около 60 м, на площадке фиксируется множество вертикальных бессистемных трещин, нередко инкрустированных серой или выполненными гипсом. Под действием fumarольных выделений породы стенок трещин изменены до моноопалитов, лишенных реликтов структуры исходной породы на расстояние 0,5–0,6 м от трещины. В удалении от газывыводных каналов степень опализации постепенно ослабевает. Опал развит преимущественно по основной массе, большая часть (около 70%) вкрапленников плагиоклаза замещена опалом, но присутствуют и их свежие фенокристаллы. Обильная базальтическая роговая обманка опацифицирована, магнетит опацифированных образований замещен гидроокислами железа. Редко по трещинкам спайности в роговой обманке развит опал. Немногочисленные вкрапленники моноклиновых пироксенов сохраняют относительно свежий облик. Иногда по ним отмечается слабое развитие гидрослюд. Рудный минерал представлен

Т а б л и ц а 2

Содержание элементарной серы в серных рудах района вулкана Иулт*

Образец №	Содержание серы, %	Образец №	Содержание серы, %
50	59,20	54-а	53,32
50-1а	67,68	54-б	56,01
50-1б	63,88	206	60,81
51-а	67,40	206-1	64,11
51-б	53,24	300	43,60
51-в	60,48	300-а	35,60
51-7	43,56	300-б	30,90
51-7а	27,96	300-1	60,32
52-10	65,60	300-2	50,88
53а	31,80	300-3	63,77
		303-5	56,40

* Аналитики В.М. Солдатова, Е.И. Филькова.

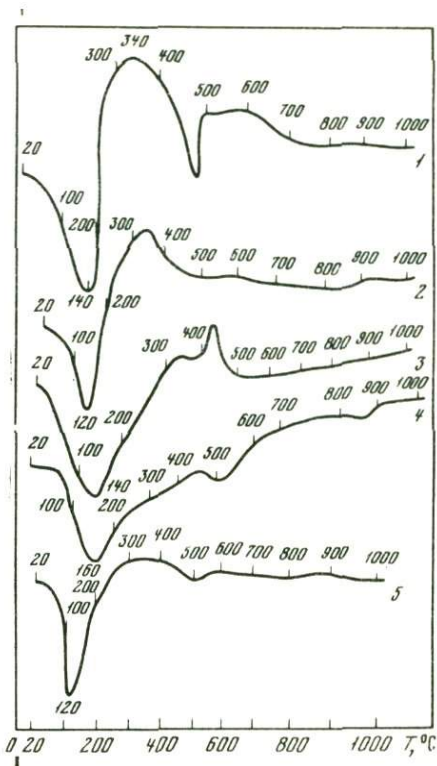
пиритом, титаномагнетит замещен лейкоксеном. В краевых частях метасоматоз ограничен только опализацией стекла основной массы.

Породы внутренних частей жерловой экструзии имеют свежий облик, лишь в участках трещиноватости, тяготеющих к периферии тела, они изменены. Здесь отмечаются следы прежней фумарольной деятельности в виде налетов серы в мелких трещинах.

Наряду с импрегнационными и сублимационно-реакционными серопроявлениями в этом районе развиты серные руды вулканических водоемов. Они приурочены к сочленению Иултского стратовулкана и расположенного на его склоне вулканического конуса Серная сопка. В прошлом у северо-восточного подножья вулканического конуса существовал подпруженный водный бассейн с интенсивной донной фумарольной деятельностью. Это следует из широкого развития водноосадочных отложений, интенсивно гидротермально-измененных, генезис которых установлен по литологическим особенностям разреза, вскрытого в небольшом распадке, рассекающем краевую часть поля распространения метасоматитов. В подошве обнажены сцементированные серой мелкообломочные, среднеупакованные, несортированные, лишенные слоистости отложения, видимая мощность которых составляет более 3,5 м. Величина угловатых нацело опализированных обломков колеблется в пределах 0,5–4 см, нередко встречается более крупный (6–20 см) кластический материал. Вверх по разрезу их сменяют лежащие практически горизонтально мало-мощные разлинзованные прослои интенсивно осерненных псаммитов, где сера приурочена к многочисленным оолитоподобным образованиям, указывающим на ее хемогенное происхождение. Отмечается плохо выраженная горизонтальная слоистость. Максимальная мощность прослоя 18–20 см, на расстоянии 6–7 м он уменьшается до 3–4 см, далее выклинивается. Выше залегают мелкообломочные осерненные породы, видимая мощность которых составляет 0,2–0,5 м. Этот разрез свидетельствует о водноосадочном генезисе развитых здесь отложений. Содержание серы в прослое с оолитовыми образованиями составляет

Р и с. 2. Термограммы осерненных гидротермалитов района вулкана Иулт

1 — обр. 50-11, интенсивно осерненный опалит; опал — 140° , элементарная сера — 340° , нонтронит (минерал монтмориллонитовой группы) — $140, 460^{\circ}$; 2 — обр. 54-1, осерненный, нацело опализированный, роговообманковый андезит; содержание серы 53–56%; опал — 120° , элементарная сера — 350° ; 3 — обр. 206-а, интенсивно осерненная, опализированная класическая порода вулcano-озерного происхождения; содержание серы 61–64%; опал — 140° , элементарная сера $200-500^{\circ}$; 4 — обр. 57-3, лимонитизированный опалит без серы; опал — 160° , нонтронит — $160, 500, 860^{\circ}$; 5 — обр. 54-5, осерненная опализированная кластолава роговообманкового андезита; опал — 120° , нонтронит — $120, 520, 850^{\circ}$; экзотермический эффект элементарной серы выражен слабо в интервале температур $200-400^{\circ}$



60–64%, редко опускаясь до 50% (см. табл. 2, обр. 300-1, 300-2, 300-3, 206-1). В обломочных разностях, где сера является основной составляющей цемента, а также нередко приурочена к многочисленным мелким трещинкам или выполняет полости выщелачивания в опализированном обломочном материале, содержание серы колеблется в пределах от 60,8% (см. табл. 2, обр. 206) до 35–30% (обр. 300-а, 300-б), составляя в среднем 40–55% (обр. 300, 300-5). Серные руды вулcano-озерного типа визуально прослеживаются по ручью на расстоянии 27–30 м при ширине выхода 16–18 м. Посредственная обнаженность не позволяет проследить их на более широкой площади, но на сочленении двух вулканических построек гидротермально-измененные породы прослеживаются по заматытым высыпкам на площади $270-250 \times 150-120$ м. Наличие признаков былой интенсивной газогидротермальной деятельности и коренные выходы серных руд позволяют предположить здесь значительное их распространение.

Серная сопочка — это небольшая (около 100 м) высота в юго-восточной части подножья эродированного вулканического конуса, являющаяся частью разреза его основания. В ее строении принимают участие агломератовая и эффузивная толщи. Агломераты обнажаются в ручье, прорезающем северное подножье сопочки, эффузивы слагают ее верхнюю часть. Агломераты аналогичны описанным выше. Это — мелко-среднеобломоч-

ные, а нередко и глыбовые породы андезитового состава. Кроме того, для разреза характерно наличие единичных пластов слоистых лапиллиевых туфов. Эффузивы имеют более основной состав, представлены андезито-базальтами. Здесь отмечаются периклинальные юго-восточные падения, осложненные вулканотектоникой, которая проявлена малоамплитудным разрывным нарушением типа пологого взбросо-надвига северо-восточного простирания. Падение его плоскости юго-восточное под углом около 20° . В лежачем блоке нарушения наблюдаются истинные углы падения пород ($8-10^{\circ}$), сменяющиеся висячем более крутым залеганием в пределах $18-20^{\circ}$ при сохранении тех же азимутов падения.

На Серной сопочке находится более десятка серопроявлений (см. рис. 1), которые приурочены к обоим блокам взбросо-надвига и тяготеют большей частью к агломератовой толще. Воврезе ручья при посредственной обнаженности интенсивно осерненные породы прослеживаются на расстоянии более 300 м в восьми изолированных участках. Здесь нацело опализированные, сильно осерненные агломераты с плохо просматривающейся исходной кластической текстурой имеют видимую мощность 3–4 м и длину выходов до 12–15 м. Значительному осернению подвержен цемент агломератовых туфов и их мелко-среднеобломочный материал: содержание элементарной серы составляет 44–67% (см. табл. 2, обр. 51-а–51-в, 51-7). Крупные обломки и глыбы в основном опализированы; осернены они слабее — содержание серы снижается до 28% (см. табл. 2, обр. 51-7а). К выходам серных руд тяготеют холодные сероводородные струи небольшого дебита. Здесь же находится термальная площадка с тремя малодебитными ($0,6-1,1$ л/сек) слабогазирующими (H_2S , CO_2) выходами незначительно минерализованных ($0,5-1,0$ г/л) гипотермальных ($27-16^{\circ}C$) вод. Состав их сульфатно-гидрокарбонатный, кальциево-магниевый-натриевый. Эти источники относятся к фумарольной группе, когда воды неглубокой циркуляции насыщаются восходящими сероводородно-углекислыми газами относительно невысокой температуры (Петров, 1970).

В поле развития эффузивов надвинутого блока также имеется несколько серопроявлений. Одно из них приурочено к обширному участку прежней интенсивной газогидротермальной деятельности, где на площади $150-120 \times 30-20$ м по эффузивам кровли разреза развиты выбеленные опализированные разности. Выходы угасших фумарол узнаются по небольшим площадкам осерненных опалитов. На рис. 2 (обр. 50–11), четко отбиваются опал, элементарная сера и нонтронит — минерал монтмориллонитовой группы.

В северо-восточной части Серной сопки на пологом задернованном склоне находятся две небольшие (до 150 м²), лишенные растительности площадки с малодебитными выходами холодных сероводородных струй. Почва этих площадок интенсивно осернена — содержание элементарной серы составляет 59–68% (табл. 2, обр. 50, 50-1а, 50-1б).

Выходы серных руд и сероводородных струй на серной сопочке имеют площадное распространение хотя они и связаны с тектоническим нарушением, они не тяготеют к одной линейной зоне. Судя по геологической обстановке, основные газоподводящие каналы, по которым поступали

эксталакты, находятся где-то в пределах юго-восточного склона. Встречая на своем пути в кровле разреза непроницаемые монолитные эффузивы, служащие для них экраном, и фильтруясь через подстилающие их вулканокласты вверх по восстанию пород, сернистые газы находят себе выход на дневную поверхность или через краевую трещиноватую зону экрана, или в береговых обрывах ручья, вскрывающего вулканокласты. В приповерхностной зоне происходит их окисление с выделением элементарной серы и образованием высокосернистых руд. Площадь распространения не ограничивается только серопроявлениями у вреза ручья, серные руды могут залегать и под экранирующими эффузивами.

ЛИТЕРАТУРА

Петров В.С. Термальные источники хребта Тумрок (Восточная Камчатка) и минеральные отложения из них. — В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., "Наука", 1970.

В.И. Гугушвили, Р.А. Ахвледиани

ГИН АН ГССР

ДИНАМИКА ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА НА ПРИМЕРЕ РАЗВИТИЯ ПРОПИЛИТИЗАЦИИ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОМ ПАЛЕОГЕНОВОМ КОМПЛЕКСЕ

Аджаро-Триалетская складчатая зона расположена на юге Грузии между Грузинской и Самхит-Болнисской глыбами. Она является структурой авлакогенного типа (И. Гамкрелидзе, 1970). Общая протяженность складчатой зоны 300 км, ширина ее достигает 50 км. На западе зона продолжается в Черноморскую впадину, а на востоке складки ее постепенно выполаживаются и затухают за г. Тбилиси в бассейне р. Иори. Аджаро-Триалетская структура зародилась в верхнем мелу на Закавказском срединном массиве (П. Гамкрелидзе, 1949). В настоящее время центральная "безгранитная" часть Черного моря и Аджаро-Триалетский трог рассматриваются как единая рифтовая структура, формирование которой происходило в основном в течение раннего палеогена (Адамия и др., 1974).

Вулканическая деятельность в Аджаро-Триалетии, начавшаяся в верхнем мелу, наибольшей интенсивности достигла в палеогене. Палеогеновый вулканический комплекс характеризуется субщелочным характером и калиевой тенденцией (Дзоценидзе, 1948). Детальными исследованиями последних лет установлен в основном базальтовый состав отмеченного комплекса (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974; Надарейшвили, 1974; Татишвили, 1974).

Биполярный характер вулканизма, чередование базальтов с трахитами и делленитами, латеральная зональность базальтоидов от щелочных базальтов, через толейиты в субщелочные базальты, а также петрохимические особенности комплекса свидетельствуют о том, что палеоцен-

среднеэоценовый вулканизм близок к молодому и современному вулканизму рифтовых зон (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974). Верхнеэоценовые вулканические образования представлены ассоциацией пород шошонитовой серии и высококальциевых известково-щелочных андезитов. Такой состав характерен для некоторых участков островных дуг (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974). На востоке, в районе Триалетского хребта, характер вулканизма меняется и палеогеновый комплекс имеет в основном андезит-базальтовый и андезитовый состав.

Аджаро-Триалетская складчатая зона разделена глубинными разломами на три блока: Аджарский – срединный, Гурийский – северный и Артвинский – южный. Палеогеновый вулканический комплекс наибольшей мощности (7000 м) достигает в центральной троговой части зоны в срединном Аджарском блоке. В северном и южном направлениях комплекс постепенно утоняется и выклинивается, приобретая в поперечном разрезе линзообразную форму. Мощность вулканических образований аналогично постепенно уменьшается в восточном направлении, где они выклиниваются, замещаясь терригенными породами.

Возраст палеогенового вулканического комплекса в западной части Аджаро-Триалетии палеоцен-верхнеэоценовый, на востоке же (Триалетский хребет) имеются лишь среднеэоценовые вулканические образования.

Комплекс подвержен интенсивному поствулканическому метасоматозу. Значительная роль принадлежит также и процессам гидротермальной минерализации, что выражается в образовании множества гидротермальных жил, в минерализации зон дробления, в выполнении межшаровых пространств в лавах, межглыбовых пустот в туфобрекчиях и различных пор и полостей.

Из поствулканических метасоматических процессов наиболее развита пропилитизация, охватывающая весь палеогеновый комплекс. Пропилиты характеризуются вертикальной фациальной зональностью. Она наиболее полно выражена на западе зоны, в ее центральной части (Аджарский блок), где палеогеновый комплекс является наиболее мощным.

Здесь можно наблюдать последовательную смену фаций от глубинных – актинолитовых и эпидот-хлоритовых – через промежуточную хлорит-альбитовую, к приповерхностной – цеолитовой. Для палеогенового комплекса типична и латеральная зональность, которая наблюдается как в поперечном, так и продольном разрезе Аджаро-Триалетского трога.

В поперечном разрезе, от центрального Аджарского блока на север и на юг к Гурийскому и Артвинскому блокам и в продольном разрезе с запада на восток с утонением вулканического комплекса высокотемпературные (глубинные) фации замещаются хлорит-альбитовыми и цеолитовыми фациями. Следует особо подчеркнуть, что вертикальная фациальная зональность пропилитов характерна лишь для палеоцен-среднеэоценовой толщи, тогда как в верхнеэоценовой толще (мощность которой достигает 3500 м), хотя и пропилитизированной, зональность не наблюдается. Толща по всей мощности подвержена лишь приповерхностной цеолитовой пропилитизации и гидротермальной аргиллизации.

Отмеченное развитие характера пропилитизации свидетельствует, по нашему мнению, об ее эпигенетическом характере в палеоцен-сред-

незоценовой вулканической толще и сингенетическом — в верхнезоценовой толще, где процессы цеолитовой пропилитизации и гидротермальной аргиллизации должны были сопутствовать вулканизму. При эпигенетическом процессе очень трудно предположить на таких глубинах (3500 м) формирование цеолитовых пропилитов и тем более гидротермальных аргиллитов. Следовательно, пропилитизация в палеогеновом комплексе Аджаро-Триалетии — постсреднезоценовый процесс.

Как отмечалось выше, на фоне пропилитизации происходило отложение минералов из восходящих гидротермальных растворов в зонах дробления, трещинах, в межшаровых пространствах и других полостях.

В результате этого процесса формируется богатая ассоциация минералов, представленная различными цеолитами, карбонатами, монтмориллонитом и минералами кремнезема. Определенную роль играет преит, иногда более высокотемпературные минералы — эпидот и актинолит. Эти минеральные ассоциации, распределяясь в пространстве, проявляют вертикальную температурную зональность. Так, в низах разреза по р. Губазеули (Южная Гурия, рисунок) минеральная ассоциация представлена кварц-актинолитом и кварц-эпидотом, температуры образования которых, определенные по эпидоту и кварцу, соответственно равны 470 и 350°C. Минералы и минеральные ассоциации, по которым отбиваются температуры гидротермального минералообразования в палеогеновом вулканическом комплексе, приведены в таблице. Установленные в вышележащих шаровых лавах ассоциации (ломонит — кальцит, ломонит — монтмориллонит, ломонит — монтмориллонит — кальцит) свидетельствуют о температурах в 200–235°C, которые в верхах среднего эоцена и в верхнем эоцене сменяются низкотемпературными минеральными ассоциациями анальцим — монтмориллонита и анальцим — монтмориллонит — кальцита ($T^0 = 120\text{--}170^\circ\text{C}$).

Несколько менее четкая зональность наблюдается в Месхетии (разрезы Цинубанский и Уравельский; см. рисунок). Здесь в низах разреза наиболее высокотемпературной ассоциацией является ломонит-кальцитовая ($T^0 = 300\text{--}285^\circ\text{C}$), которая выше сменяется томсонит-кальцит-халцедоновой и апофиллит-кальцит-монтмориллонит-кварцевой ассоциациями с температурой в пределах 235–150°C (Уравельский разрез).

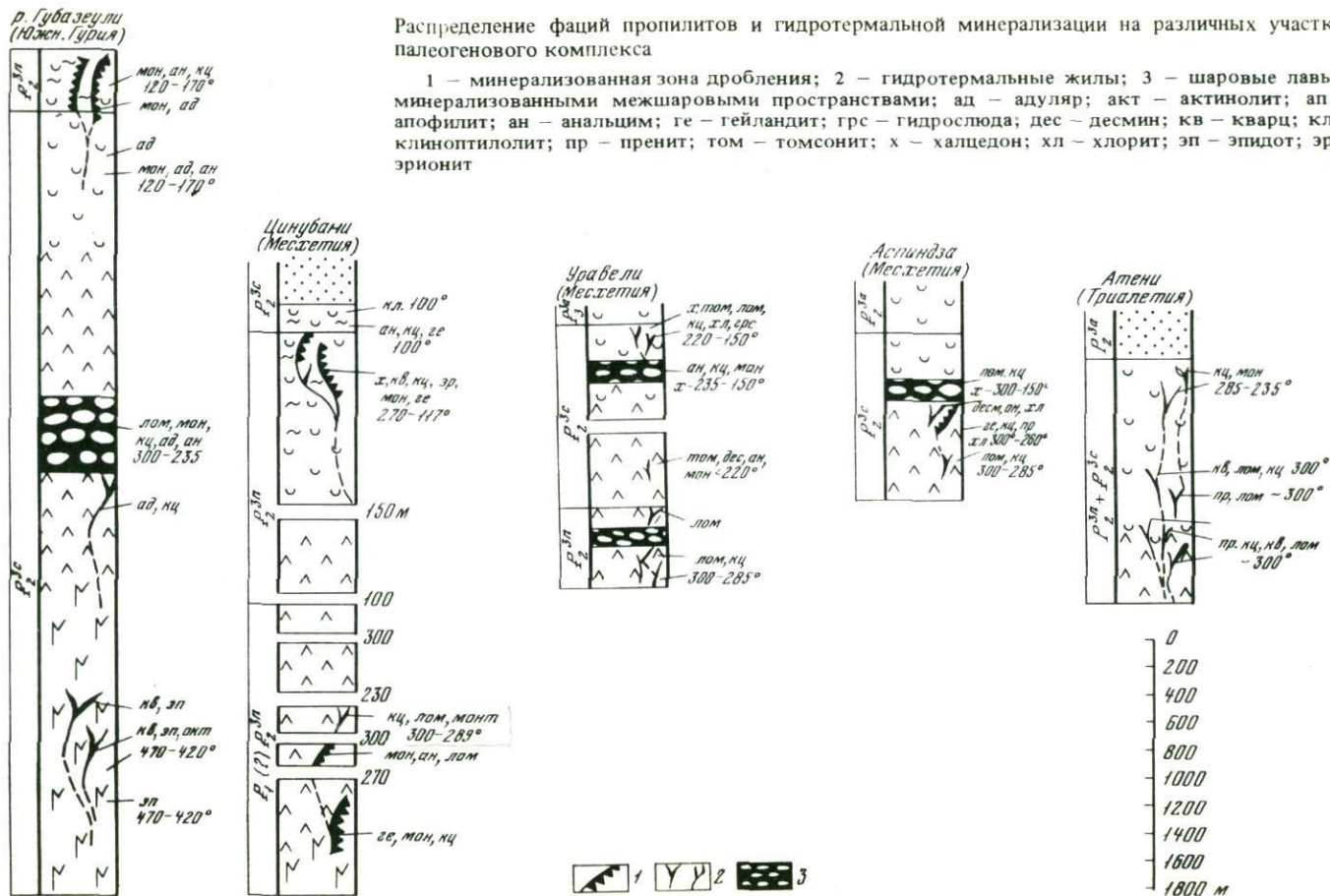
В верхних же частях Цинубанского разреза наиболее низкая температура зафиксирована точкой инверсии тридимита $\approx 117^\circ$. Разрез заканчивается Гуркальским горизонтом, в котором минеральная ассоциация представлена наиболее низкотемпературными разностями: гейландитом — анальцимом — клиноптилолитом, с температурой формирования от 100° и ниже.

Вертикальная температурная зональность характерна также для Аспиндзского (Месхетия) и Атенского (Триалетия) разрезов (см. рисунок). В последнем, хотя в целом наблюдаются более высокотемпературные минеральные ассоциации, но также, как и в других случаях, прослеживается вертикальная температурная зональность.

Даже на самых высоких уровнях температура растворов в начале гидротермального процесса, по-видимому, была высокой, о чем свидетельствуют высокие верхние температурные пределы образования ассоциаций. Далее в процессе общего остывания гидротермальной

Распределение фаций пропилитов и гидротермальной минерализации на различных участках палеогенового комплекса

1 — минерализованная зона дробления; 2 — гидротермальные жилы; 3 — шаровые лавы с минерализованными межшаровыми пространствами; ад — адуляр; акт — актинолит; ап — апофилит; ан — анальцит; ге — гейландит; грс — гидрослюда; дес — десмин; кв — кварц; кл — клиноптилолит; пр — пренит; том — томсонит; х — халцедон; хл — хлорит; эп — эпидот; эр — эрионит



системы на верхних уровнях проявляются низкотемпературные ассоциации, на больших же глубинах процесс, по-видимому, до конца был относительно высокотемпературным.

В палеогеновом комплексе наряду с цеолитами хорошим термометром являются минералы кремнезема. Наблюдается две их генерации: определенно высокотемпературная, в ассоциации с актинолитом и эпидотом, и низкотемпературная — в ассоциации с цеолитами, монтмориллонитом и кальцитом. Первая ассоциация характерна для больших глубин (Губазеульский разрез, Южная Гурия). Здесь кремнезем представлен кварцем. Вместе с эпидотом и актинолитом он метасоматически замещает основную массу породы. Встречаются также высокотемпературные кварц-эпидот-актинолитовые и кварц-актинолитовые гидротермальные жилы. Температура образования этих кварцев определена методом декрипитации и подтверждается гомогенизацией $-260-440^{\circ}$, наиболее часто встречаемая температура = 350° . Аналогичные температуры получены и по эпидоту, $420-470^{\circ}$ (см. таблицу).

Другая, низкотемпературная, разновидность кремнезема — халцедон широко развита в Месхетии (см. рисунок). Здесь на приповерхностных уровнях в зонах дробления и оглинения, в ассоциации с цеолитами (гейландит, эрионит), кальцитом и монтмориллонитом наблюдается очень богатая халцедоновая минерализация (группа опаловых месторождений Месхетии). Температура образования халцедона по взаимопереходу его модификации (α , β -кристобалит, тридимит и халцедон) $270-117^{\circ}$. Резко преобладают низкотемпературные разновидности кремнезема ($150-117^{\circ}$).

Итак, в палеогеновом комплексе Аджаро-Триалетии на больших глубинах наблюдаются высокотемпературные разновидности кремнезема, а на приповерхностных уровнях — низкотемпературные.

Известный эксперимент Кеннеди (Kennedy, 1950 г.) свидетельствует о том, что при любом данном давлении растворимость кварца растет с повышением температуры, за исключением области около критической точки воды ($340-370^{\circ}$), где растворимость кремнезема резко снижается. Следовательно, активность кремнезема в растворах должна возрастать в двух температурных интервалах: ниже и выше 340° . Этим может быть объяснено образование двух кварцевых генераций (высокотемпературной и низкотемпературной) в пределах гидротермальной системы изученного комплекса. Данные о вертикальной температурной зональности ассоциаций гидротермальных минералов в среднеэоценовой толще позволяют считать, что гидротермальная минерализация, также как пропилитизация, являлась эпигенетическим процессом. Отмечается преобладающая роль цеолитов в гидротермальной ассоциации. Тяготение этих минералов к различным полостям (трещинам, зонам дробления, межшаровым пространствам и т.д.) свидетельствует о барифобной природе цеолитов. Это подтверждается и приповерхностным уровнем цеолитовой пропилитизации. В зонах дробления и вблизи них на фоне более глубинной хлорит-альбитовой и эпидот-хлоритовой пропилитизации развиты цеолитовые ассоциации и цеолитовые пропилиты, подобные приповерхностным (Гугушвили, 1973). Этот факт также свидетельствует в пользу генетической взаимосвязи пропилитизации и гидротермальной минерализации.

Минералы и минеральные ассоциации, определяющие температуру гидротермальной минерализации в палеогеновом вулканическом комплексе

Образец №	Минерал или ассоциация	T ⁰ ,°C	Примечание
Г-1, Г-147, 2533 ⁸ , Г-2547 ¹⁴ , 2534, 2485, 2551, 2528, 3309, 3313	Эпидот	300–470 (470)	T ⁰ – средняя, определена по Р.Г. Стренсу (1965 г); состав определен рентгенографически, T ⁰ 470 ⁰ – наиболее часто встречаемая
3096, 3034, 3043, 1035	Кварц	260–440 (350)	T ⁰ – декрипитации и гомогенизации = 350 ⁰ – наиболее часто встречаемая
Х-61, Х-64, Х-67, Х-72, Х-76, Х-77	Пренит-кальцит-кварц-ломонтит	300	По Л.П. Гуревич (1974)
р-1, Х-23, Х-25, Г-212	Ломонтит	170–300	Возможная T ⁰ – граница образования ломонтита по Э.Э. Сендерову (1970)
р-14, р-165, р-205 Х-41	Ломонтит-кальцит	285–300	По Л.П. Гуревич (1974)
Г-119, Г-200, Г-207, Х-86, Х-90, р-130, Г-211	Ломонтит-монтмориллонит и ломонтит – монтмориллонит – кальцит (иногда адуляр)	235–285	По Л.П. Гуревич (1974)
р-203	Ломонтит – кальцит-халцедон	300–150	300 ⁰ – максимальная T ⁰ устойчивости ломонтита, 150 ⁰ – T ⁰ дегидратации халцедона
Х-101, Х-102, Х-96	Кварц – кальцит – анальцим	120–170	T ⁰ определена сопоставлением состава анальцима с данными А.Г. Хундадзе и др. (1970)
р-25	Томсонит – десмин – анальцим – монтмориллонит	220–170–120	T ⁰ = 120–170 ⁰ получена экспериментально по рентгеновским данным, в сопоставлении с результатами А.Г. Хундадзе и др. (1970). T ⁰ = 220 ⁰ – верхний предел устойчивости томсонита по Н.Л. Добрецову и др. (1972) T ⁰ = 120 ⁰ – температура образования десмина (Дир и др., 1965)

Окончание таблицы

Образец №	Минерал и/ли ассоциация	T ⁰ ,°C	Примечание
р-55, р-56	Томсонит – кальцит – ломонтит – хлорит – гидрослюда – халцедон	220–150	T ⁰ = 220 ⁰ – верхний предел устойчивости томсонита, T ⁰ = 150 ⁰ – дегидратации халцедона
р-39, р-42	Апофиллит – кальцит – монтмориллонит – кварц (халцедон)	235–150	Кц + Монт + Кв по Л.П. Гуревич (1974) образуется ниже T ⁰ = 235 ⁰ ; 150 ⁰ – T ⁰ дегидратации халцедона
р-6, р-347, р-348, р-348 ¹ , р-348 ² , р-367, 33-Б	Доломит – монтмориллонит – кварц (халцедон)	150	T ⁰ дегидратации халцедона
р-181	Пренит – гейландит – кальцит-хлорит	260–300	Пр + Хл по И.П. Иванову и Л.П. Гуревич (1973) образуется в отмеченных пределах
3/68, 5/68, 6/68, 186/69, 190-69	Гейландит – агат – кальцит-эрионит – монтмориллонит	110	Начало образования жсод – 270 ⁰ (точка инверсии – а-кристобалита, фиксируется рентгеновскими данными); 260–110 ⁰ определены по типоморфным признакам кристаллов кальцита по Ц.Ш. Каргаретели, в жсодах присутствует тримит, T ⁰ инверсии – 117 ⁰
Г-256, Г-257, Г-225, Г-225	Анальцим – монтмориллонит – (иногда адуляр), анальцим – монтмориллонит – кальцит	120–170	T ⁰ определена сопоставлением состава анальцима с данными А.Г. Хундадзе и др. (1970)
р-126, р-129, Г-205	Ломонтит-анальцим – монтмориллонит, а также кальцит – хлорит, адуляр	170–300	T ⁰ устойчивости ломонтита по Э.Э. Сендерову (1970), охватывает T ⁰ образования всех отмеченных минералов
р-156	Гейландит – анальцим – кальцит	100	Гейл + Ан – по Э.Э. Сендерову (1970)
Х-51	Клиноптилолит	100–120	По Э.Э. Сендерову (1970)

Эпигенетический характер гидротермальных явлений в среднеэоценовой толще подтверждает постсреднеэоценовый возраст процесса. Причиной этого могут быть геодинамические условия развития зоны и вулканической активности. Как отмечалось выше, развитие Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта происходило в основном в течение раннего палеогена. В палеоцене и среднем эоцене в процессе рифтогенеза происходило растяжение зоны, которое сопровождалось интенсивным вулканизмом и дегазацией вулканических эманаций из открытых каналов в гидросферу и атмосферу. В развитии Аджаро-Триалетской складчатой зоны, наиболее ярко выраженной орофазой была постсреднеэоценовая, при которой произошла частная инверсия геотектонического режима и образование центрального поднятия (И. Гамкрелидзе, 1974). Вместе с этим растяжение зоны сменилось сжатием, что привело к закрытию вулканических каналов и внедрению субвулканических интрузий. Прекратилась дегазация системы в атмосферу и начался интенсивный поствулканический процесс и формирование эпигенетических пропилитов. В верхнем эоцене вулканизм продолжался в процессе сжатия и формирования авлакогенной структуры. Вулканическая активность в верхнем эоцене сопровождалась сингенетической цеолитовой пропилитизацией и гидротермальной аргиллизацией. Сингенетической поствулканической активностью можно объяснить отсутствие фациальной зональности пропилитов в верхнеэоценовой толще, несмотря на ее значительную мощность.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П. Место Аджаро-Триалетии в альпийском складчатом поясе. — Тбилиси, 1974.
- Гамкрелидзе И.П. К механизму складчатости Триалетского хребта. — Сообщения АН ГССР, 1970, т. 60, № 1.
- Гамкрелидзе И.П. О формировании тектонической структуры Аджаро-Триалетии. — Тбилиси, 1974.
- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. — Труды ГИН АН ГССР, 1949, № 2.
- Гугушвили В.И. О метасоматических формациях Аджарии. — В кн.: Вопросы геохимии и петрологии. Тбилиси, "Мецниереба", 1973.
- Гуревич Л.П. Условия образования минеральных парагенезисов цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фаций. — М., 1974.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. — Труды ГИН АН ГССР, 1948, № 1.
- Дар У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Поролообразующие минералы. М., "Мир", 1965.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., "Недра", 1972.
- Иванов И.П., Гуревич Л.П. Новые экспериментальные данные для уточнения границ цеолитовой фации метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 3.
- Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Аджарии. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси, 1974.
- Надарейшвили Г.Ш. Эоценовый вулканизм юго-восточной Грузии. В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии Тбилиси, "Мецниереба", 1974.
- Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., "Наука", 1970.
- Татишвили М.Г. Эоценовый вулканизм Месхети. — Тбилиси, 1974.
- Хунюадзе А.Г., Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Экспериментальные данные по составу синтетических анальцитов. — Геохимия, 1970, № 5.
- Kennedy G. A portion of the system silica-water. Econ. Geology, 1950, v. 45.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Часть I	
Тепловой поток и гидротермальная активность	6
<i>Е.А. Любимова, В.И. Власенко, В.Н. Никитина.</i> Структура поля тепловых потоков в области перехода от континента к океану и проблемы потерь энергии через океаническое дно	—
<i>В.И. Кононов, Б.Г. Поляк.</i> Современная гидротермальная деятельность и особенности вулканизма Исландии	21
<i>Р.И. Кутас.</i> Тепловой поток и развитие вулканизма в Карпатах	31
<i>Е.В. Пиннекер.</i> Формирование современных гидротерм в областях потухшего вулканизма (в свете изотопных данных)	38
<i>С.В. Лысак.</i> О соотношении теплового поля Байкальской рифтовой зоны с другими геофизическими полями и гидротермальной активностью	43
<i>В.А. Дрознин, Г.Н. Лялин, В.М. Сугробов.</i> Применение теории напорной фильтрации при анализе температурного распределения в гидротермальных системах	48
<i>И.С. Ломоносов, В.И. Флешлер, Г.А. Юргенсон.</i> Современная гидротермальная деятельность и минералообразование в Байкальской рифтовой зоне	56
<i>Ю.А. Краевой, В.Г. Оханкин, А.И. Серезников.</i> О некоторых вопросах формирования Большие-Банной и Карымчинской гидротермальных систем	65
<i>Е.А. Вакин, Г.Ф. Пилипенко, В.В. Пономарев, А.М. Рожков, А.М. Чирков.</i> Возникновение новой группы термальных источников на вулкане Алаид (Северные Курилы)	73
<i>Ю.Ф. Манухин.</i> Трещинно-жильные системы дренирования геотермальных районов	84
<i>А.А. Дзюба.</i> Современная гидротермальная деятельность на древних платформах	92
<i>В.А. Дрознин, А.А. Разина.</i> О природе гейзерного режима	96
Часть II	
Геохимическая и минералообразующая роль гидротерм	104
<i>А.М. Мухин, В.В. Пономарев.</i> Синтез и эволюция органического вещества в вулканах и гидротермах	—
<i>И.С. Бескровный, В.А. Лобков.</i> Закономерности распространения углеродородных газов в современных гидротермальных системах Камчатки	110
<i>А.И. Кравцов.</i> Геология и геохимия природных газов современных вулканов и зон глубинных разломов	120

<i>И.А. Меняйлов.</i> Вулканические газы на различных стадиях вулканической активности	126
<i>И.Я. Некрасов, Н.С. Горбачев.</i> Особенности окисно-сульфидных равновесий в вулканогенных месторождениях (расчетные и экспериментальные данные)	140
<i>Л.Н. Барабанов.</i> Химические равновесия и зональность термальных вод Курильских островов	155
<i>Г.А. Карпов.</i> Кальдера Узон – пример современной рудообразующей системы	163
<i>В.А. Ероцев-Шлак, С.И. Набоко, Г.А. Карпов, В.А. Ильин, С.Ф. Главатских.</i> Формирование глинистых минералов при низкотемпературном гидротермальном процессе (на примере кальдеры Узон)	172
<i>А.И. Сережников.</i> Современные сульфатные гидротермы в районе Кошелевского вулкана (Южная Камчатка), их соотношения с вулканизмом и низкотемпературным выщелачиванием	184
<i>Э.П. Огайджан, В.В. Пономарев.</i> Новые принципы полевого анализа термальных вод и конденсатов фумарольных газов	193
<i>А.М. Рожков, Р.В. Гусева, Э.П. Огайджан, В.В. Пономарев.</i> Методы отбора и анализа фумарольных и спонтанных газов.	198
 Часть III	
Гидротермальный процесс и вопросы структурного контроля оруденения . .	203
<i>Т.В. Тарасенко, В.Д. Дмитриев, М.М. Лебедев, Г.П. Яроцкий.</i> О глубинном структурном контроле вулканизма и оруденения Камчатской области	–
<i>В.М. Зимин, М.М. Василевский.</i> Физические неоднородности и тектономагматические структуры Юго-Восточной Камчатки	211
<i>И.Н. Говоров, Н.С. Благодарева.</i> Об этапах постмагматического рудообразования, связанного с вулcano-плутоническими комплексами.	215
<i>А.П. Ван-Ван-Е.</i> О вулcano-тектонических системах активизированных областей юга Дальнего Востока	225
<i>Г.П. Псяков, В.Д. Дмитриев, Г.П. Яроцкий.</i> Особенности условий формирования вулканогенных серных месторождений малейтовьямского типа	232
<i>В.С. Петров.</i> Серопроявления района вулкана Иулт	239
<i>В.И. Гугушвили, Р.А. Ахведиани.</i> Динамика поствулканического процесса на примере развития пропилитизации и гидротермальной минерализации в Аджаро-Триалетском палеогеновом комплексе	247

УДК 552.213

Структура поля тепловых потоков в области перехода от континента к океану и проблемы потерь энергии через океаническое дно. *Любимова Е.А., Власенко В.И., Никитина В.Н.* Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Анализируются данные советско-японских измерений теплового потока на дне Охотского моря и вблизи Курильской дуги. Предложена математически абстрактная модель тепловых процессов в океанических хребтах и дугах с учетом горизонтального конвективного движения, корректно сформулированная для решения обратных задач.

Табл. 1, илл. 5, библиогр. назв. 19.

УДК 551.23

Современная гидротермальная деятельность и особенности вулканизма Исландии. *Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Обсуждается специфика геотермальной активности Исландии как вулканической провинции, расположенной на оси Срединно-океанического хребта. Выделяется специфически исландский водородный тип высокотемпературных гидротерм. Делается вывод, что современная гидротермальная активность в ее Срединной зоне есть следствие восходящего потока мантийного вещества и энергии.

Илл. 5, библиогр. назв. 24.

УДК 525.213

Тепловой поток и развитие вулканизма в Карпатах. *Кутас Р.И.* Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Характеризуется распределение теплового потока, величина которого составляет от 0,8 до 3,0 единиц и согласуется с тектоникой и геологическим строением Карпатского региона. Распределение температур в земной коре рассчитано по данным кайнозойской истории магматической активизации отдельных тектонических зон.

Илл. 2, библиогр. назв. 14.

УДК 551.491.82

Формирование современных гидротерм в областях потухшего вулканизма (в свете изотопных данных). *Пиннекер Е.В.* Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

На основании содержания в воде дейтерия и кислорода-18 для Прибайкалья, МНР и Западной Чехии дается оценка доли ювенильной составляющей в формировании современных гидротерм.

Илл. 1, библиогр. назв. 7.

УДК 525.213

О соотношении теплового поля Байкальской рифтовой зоны с другими геофизическими полями и гидротермальной активностью. *Лысак С.В.* Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Выявлены соотношения наблюдаемого теплового потока с рядом геолого-геофизическими параметрами, отображающими современную тектоническую активизацию юга Восточной Сибири. Приведенная прогнозная карта потока отражает тепловое поле Байкальской рифтовой зоны и показывает участки, перспективные для практического использования глубинного тепла Земли.

Илл. 1, библиогр. назв. 10.

УДК 550.361.4

Применение теории напорной фильтрации при анализе температурного распределения в гидротермальных системах. Дроздин В.А., Дялиш Г.Н., Сугробов В.М. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Вертикальное температурное распределение в гидротермальных системах вулканических областей свидетельствует о наличии восходящего массового потока, величина которого может быть обеспечена только напорной фильтрацией воды.

Применена теория напорной фильтрации к анализу температурного распределения в приповерхностных зонах гидротермальных систем — термальных полях, получена формула для оценки теплоотдачи в зависимости от температуры поверхности.

Илл. 5, библиогр. назв. 8.

УДК 551.234

Современная гидротермальная деятельность и минералообразование в Байкальской рифтовой зоне. Ломоносов И.С., Флешлер В.И., Юргенсон Г.А. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Рассматривается общая направленность и стадийность развития современной гидротермальной деятельности в Байкальской рифтовой зоне, а также минералообразующая деятельность широко развитых здесь кремнистых азотных и углекислых термальных вод.

Табл. 3, библиогр. назв. 9.

УДК 551.234

О некоторых вопросах формирования Больше-Банной и Карымчинской гидротермальных систем. Краевой Ю.А., Охалкин В.Г., Сержников А.И. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Подчеркивается пространственная ассоциация современной гидротермальной деятельности и проявлений кислого вулканизма, зависимость возраста гидротермальных систем от возраста вулканизма, а также тепловых параметров и химического состава гидротерм от возраста гидротермальных систем.

Библиогр. назв. 5, рис. 4.

УДК 551.23

Возникновение новой группы термальных источников на вулкане Алайд (Северные Курилы). Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф., Пономарев В.В., Рожков А.М., Чирков А.М. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Дается описание термальных источников, возникших у подножья вулкана после побочного извержения 1972 г. (прорыв Олимпийский). Источники с $T=42-54^{\circ}$ появились в лигоральной зоне на участке протяженностью в 1 км. Суммарный дебит источников 200–300 л/сек. По химическому составу это гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с общей минерализацией до 5,4 г/л; рН до 8,4. Вода содержит ряд специфических химических компонентов. Обсуждаются вопросы формирования термальных вод и их связь с последним извержением.

Табл. 3, илл. 1, библиогр. назв. 7.

УДК 551.252

Трещинно-жильные системы дренирования геотермальных районов. Манухин Ю.Ф. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

На основе плоской упорядоченной системы дренирования рассматриваются некоторые общие закономерности движения гидротерм по наложенным трещинно-жильным путям циркуляции. Приводится вероятная схема строения современной гидротермальной системы и схема структуры термального потока на Среднем участке Паратунского геотермального месторождения.

Библ. назв. 8, рис. 3.

УДК 551.491.8

Современная гидротермальная деятельность на древних платформах. Дзюба А.А. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Основываясь на существовании гидрогеотермических аномалий, высказывается предположение, что тектоно-магматическая активизация древних платформ не ограничивается внедрением расплавленного материала, благодаря неотектогенезу сопровождается поступлением глубинных гидротерм из разрывных нарушений. Исходя из сравнительного анализа различных геологических структур предполагается единство глубинной подземной гидросферы на платформах и в складчатых системах, в частности в вулканических зонах.

Илл. 1, библ. назв. 5.

УДК 551.233

О природе гейзерного режима. Дроздин В.А., Разина А.А. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

В работе дано описание трех лабораторных моделей гейзерного процесса.

На основе данных о дебите и температуре в скважинах Паужетского месторождения показано преимущественное распространение в природе гейзерного режима работы, обусловленного особенностями гидродинамики двухфазных смесей.

Табл. 3, илл. 6, библ. назв. 11.

УДК 576.11

Синтез и эволюция органического вещества в вулканах и гидротермах. Мухин А.М., Пономарев В.В. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Дана краткая характеристика возможных путей образования органического вещества в условиях вулканической деятельности. Особое внимание уделено образованию аминокислот и влиянию на этот процесс различных природных факторов. Высказано предположение о возможности возникновения живой материи в областях активного вулканизма.

Илл. 1, библ. назв. 8.

УДК 549.88:551.234 (571.66)

Закономерности распространения углеводородных газов в современных гидротермальных системах Камчатки. Бескровный Н.С., Лобков В.А. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Установлены значительные по масштабам проявления углеводородов в гидротермах районов четвертичного и активного вулканизма на Камчатке. Выявлены закономерности их распространения по площади термально-вулканических зон, показаны специфические особенности

их химического и изотопного состава. Новые данные подтверждают абиогенную гипотезу происхождения природных углеводородов.

Табл. 1, илл. 1, библиогр. назв. 10.

УДК 551.217

Геология и геохимия природных газов современных вулканов и зон глубинных разломов. *Кравцов А.И.* Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Делается заключение, что в недрах Земли простые содержания природных газов в процессе миграции по глубинным разломам метаморфизуются в нефть. Высказывается предположение о единстве процессов газо-нефте- и рудообразования, их локализации в земной коре и в источнике вещества.

Табл. 4, библиогр. назв. 8.

УДК 551.217.5; 551.21.032

Вулканические газы на различных стадиях вулканической активности. *Меняйлов И.А.* Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Состав газов активных вулканов зависит от физико-химических свойств магмы, на которые влияли особенности эруптивного процесса. Высокая скорость подъема магмы в случае базальтовых вулканов из верхней мантии ведет к сохранению в расплаве глубинных летучих компонентов и восстановительной обстановки. В результате газы фумарол базальтовых вулканов обогащены H , F , HCl , CO , H_2 , CH_4 . Магма андезитовых вулканов длительное время находится в стабильном состоянии, что вызывает дифференциацию летучих и создание окислительной обстановки. В результате газы фумарол андезитовых вулканов обогащены SO_2 , H_2S , CO_2 .

Табл. 4, илл. 5, библиогр. назв. 9.

УДК 551.201

Особенности окисно-сульфидных равновесий в вулканогенных месторождениях (расчетные и экспериментальные данные). *Некрасов И.Я., Горбачев Н.С.* Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

На основе обзора условий оруденения разного типа в связи с проявлениями вулканизма даются примеры термодинамических расчетов и экспериментальных исследований окисно-сульфидных равновесий широкого спектра соединений металлов и их геологическая интерпретация.

Табл. 2, илл. 7, библиогр. назв. 22.

УДК 551.23

Химические равновесия и зональность термальных вод Курильских островов. *Барabanов Л.Н.* Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Методы обработки гидрохимических данных, как традиционные, так и современные, связанные с определением активности ионов и степени насыщения ими термальных вод, позволят судить о зональных изменениях химического состава вод в современных гидротермальных системах Курильской вулканической области.

Илл. 7, библиогр. назв. 9.

УДК 553.241.1

Кальдера Узон – пример современной рудообразующей системы. Карпов Г.А. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

На основе многолетних режимных наблюдений за параметрами t , рН, Eh, концентрации Cl^- , SO_4^{2-} , H_2S , As в реперных пунктах Узонской гидротермальной системы сделан вывод о нестационарном режиме рудообразующих растворов и условий отложения рудных минералов – скородита, аурипигмента, реальгара и других.

Приводится экспериментальный материал по изучению форм переноса мышьяка и сурьмы современными гидротермами.

Табл. 1, илл. 4, библиогр. назв. 5.

УДК 551.23

Формирование глинистых минералов при низкотемпературном гидротермальном процессе (на примере кальдеры Узон). Ероцев-Шак В.А., Набоко С.И., Карпов Г.А., Ильин В.А., Главатских С.Ф. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

В приповерхностной зоне аргиллизации выделено три подзоны минералообразования (снизу вверх): 1 – монтмориллонитизации; 2 – синтеза каолинита; 3 – разрушения каолинита и синтеза галлузита. Судя по поровым растворам, в верхней подзоне среда окислительная, растворы сульфатно-хлоридно-натриевые. С глубиной возрастает общая минерализация растворов и сохраняется слабо кислая реакция и окислительная среда. В зоне монтмориллонитизации наблюдается сдвиг в сторону восстановительной обстановки и хлоридно-натриевого состава растворов с нейтральной реакцией рН.

Табл. 1, илл. 8, библиогр. назв. 7.

УДК 551.234

Современные сульфатные гидротермы в районе Кошелевского вулкана (Южная Камчатка), их соотношения с вулканизмом и низкотемпературным выщелачиванием. Серезищев А.И. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

•На примере термальных вод Кошелевского массива Камчатки высказывается предположение о соответствии сольфатарных терм более древним гидротермальным растворам, под воздействием которых формировались вторичные кварциты. По мере нарастания объема пород, переработанных термами на окраинах тепловых полей, возникают вторичные сульфатные воды выщелачивания. Вынос ощутимых количеств кальция является наиболее типичным результатом сернокислотного выщелачивания на молодых вулканах.

Табл. 2, илл. 3, библиогр. назв. 8.

УДК 543.257

Новые принципы полевого анализа термальных вод и конденсатов фумарольных газов. Огайджан Э.П., Пономарев В.В. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Институтом вулканологии совместно с СКБ АП разработана конструкция и изготовлены опытные образцы переносной потенциометрической лаборатории для анализа природных вод и конденсатов фумарольных газов. Используются потенциометрическое титрование и большой набор ион-селективных электродов для прямых потенциометрических измерений.

Илл. 2, табл. 1.

УДК 543.27

Методы отбора и анализа фумарольных и спонтанных газов. Рожков А.М., Гусева Р.В., Огайджан Э.П., Пономарев В.В. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Описываются конструктивные разработки системы отбора, а также условия анализа газовой смеси методом газо-адсорбционной хроматографии. Приводятся характеристики малогабаритных переносных газоанализаторов УГ-2 и ИНГЕМ-1, применяющихся для проведения анализа газов в полевых условиях.

Табл. 1, илл. 1, библиогр. назв. 1.

УДК 551.23

О глубинном структурном контроле вулканизма и оруденения Камчатской области. Тарасенко Т.В., Дмитриев В.Д., Лебедев М.М., Яроцкий Г.П. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Развитие глубинных магмоконтролирующих шовных зон и офиолитовых поясов осложнено сквозными северо-западными глубинными разломами, выделенными по комплексу геоморфологических показателей и прерывистым индикационным признакам геофизических полей, которые формируют блоки, находящиеся в разной геодинамической обстановке. В зонах сочленений выделены ряды вулкано-тектонических структур разных типов, направленность развития которых и характер процессов тектоно-магматической активизации определяют их металлогеническую специализацию.

Илл. 2, библиогр. назв. 10.

УДК 55+553 (1/9) 571.66

Физические неоднородности и тектономагматические структуры Юго-Восточной Камчатки. Зимин В.М., Василевский М.М. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Рассматривается связь различных тектономагматических структур с глубинными физическими неоднородностями земной коры Юго-Восточной Камчатки. Устанавливается закономерная эволюция размерности фаций глубинности и глубинности очагов генерации структур.

Илл. 1, библиогр. назв. 3.

УДК 553.061+552.11+550.42 (571.63)

Об этапах постмагматического рудообразования, связанного с вулкано-плутоническими комплексами. Говоров И.Н., Благодарева Н.С. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Намечены отличительные особенности формирования интрузивов плутонической и вулканической фаций и связанных с ними рудных месторождений. На примере Дальнегорского рудного района Приморья рассмотрены геохимические признаки комагматичности андезитов и многофазных гранитоидных плутонов датско-палеоценового возраста, особенности связи с ними сульфидной минерализации и этапы постмагматического рудообразования.

Табл. 1, илл. 3, библиогр. назв. 16.

УДК 551.263.037/0.38

О вулкано-тектонических системах активизированных областей юга Дальнего Востока. Ван-Ван-Е А.П. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Рассматриваются вопросы системного подхода к структурно-морфологическому анализу интрузивно-вулканических зон, обосновывается понимание вулканотектонических систем и приводятся критерии их выделения. На примере некоторых вулканотектонических систем Бурейнского и Ханкайского массивов характеризуются особенности их внутреннего строения, геотектонического положения и возможности типизации элементарных вулканических структур.

Илл. 2, библиогр. назв. 2.

УДК 553:661.06:552.12 (571.66)

Особенности условий формирования вулканогенных серных месторождений малотойваямского типа. Поляков Г.П., Дмитриев В.Д., Яроцкий Г.П. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Формирование вулканогенных месторождений серы происходит в условиях тесной взаимосвязи вулканических, тектонических и гидротермальных процессов на позднеорогенном этапе вулканизма.

Месторождения формируются на участках с наиболее устойчивым тепловым режимом (в слабо поднятых или относительно опущенных локальных блоках, возникших на фоне общих нисходящих движений), концентрирующих глубинные потоки энергии и вещества.

Илл. 3, библиогр. назв. 2.

УДК 553.241.1

Серопроявления района вулкана Иулт. Петров В.С. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Приводятся данные о ранее не изучавшемся серопроявлении Восточной Камчатки. Изложены сведения об особенностях геологического строения и гидротермального метаморфизма, выделены импрегнационные, сублимационно-реакционные и вулканозерные типы серных руд. Отмечается масштабность выходов богатых серных руд и высокое содержание в них серы.

Табл. 2, илл. 2, библиогр. назв. 1.

УДК 551.2.03

Динамика поствулканического процесса на примере развития пропилитизации и гидротермальной минерализации в Аджаро-Триалетском палеогеновом комплексе. Гугушвили В.И., Ахведиани Р.А. Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., "Наука", 1977.

Вулканическая активность в верхнем эоцене в Аджаро-Триалетской складчатой зоне сопровождалась сингенетической цеолитовой пропилитизацией и аргиллизацией пород. Сингенетической и гидротермальной деятельностью, по автору, объясняется отсутствие фациальной зональности пропилитов в верхней эоценовой толще, несмотря на ее большую мощность.

Табл. 1, илл. 1, библиогр. назв. 15.

**Гидротермальный процесс
в областях тектоно-магматической
активности**

*Утверждено к печати Институтом
вулканологии Дальневосточного
научного центра Академии наук СССР*

Редактор *Т.Ю. Маренина*

Редактор издательства *О.М. Ванюкова*

Художественный редактор *Н.Н. Власик*

Технический редактор *И.В. Голубева*

Подписано к печати 15/VI-77 г. Т - 09962
Усл.печ.л. 16,5 + 0,8 вкл. Уч.-издл. 20,6
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 750 экз. Тип. зак. 2137
Цена 2р. 10 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94^а
Московская типография № 9
Союзполиграфпрома, Москва,
Волочаевская ул., д. 40

2р. 10к.

2168