


МОДЕЛИ
РУДНЫХ
ФОРМАЦИЙ

A stylized graphic of a globe with latitude and longitude lines, partially obscured by a stepped, staircase-like structure that extends from the text box to the right edge of the cover.

ДИНАМИЧЕСКИЕ
И ФИЗИКО-
ХИМИЧЕСКИЕ
МОДЕЛИ
МАГМАТОГЕННЫХ
ПРОЦЕССОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ДИНАМИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МАГМАТОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Ответственный редактор
акад. *В. А. Кузнецов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск 1983



Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов. — Новосибирск: Наука, 1983.

В сборник включены материалы по проблеме «Генетические модели эндогенных рудных формаций». Приведены данные по формулировке качественных генетических моделей ряда формаций магнетитовых месторождений, физико-химические модели месторождений редких и благородных металлов, а также модели динамики формирования рудных месторождений, накопления летучих в магматических расплавах, температурного воздействия интрузий на вмещающие породы. Рассматривается физическое моделирование элементов динамики и кинетики магматогенных процессов.

Книга предназначена для геологов-рудников, петрологов, геохимиков.

Редколлегия:

канд. геол.-мин. наук *А. П. Берзина*, канд. геол.-мин. наук *Э. Г. Дистанов*, д-р геол.-мин. наук *В. В. Золотухин*, канд. геол.-мин. наук *Г. Р. Колонин*, акад. *В. А. Кузнецов* (отв. редактор), д-р геол.-мин. наук *А. А. Оболенский*, канд. геол.-мин. наук *В. И. Сотников*, д-р геол.-мин. наук *В. Н. Шарпов*, д-р геол.-мин. наук *Ю. Г. Щербаков*.

**ДИНАМИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ
МАГМАТОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ**

Ответственный редактор
Валерий Алексеевич Кузнецов

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *И. А. Литвинова, Т. Ф. Погиблова*

ИБ № 23255

Сдано в набор 03.01.83. Подписано к печати 08.07.83. МН-07536. Формат 70 × 108^{1/16}. Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 15,4. Усл. кр.-отт. 15,7. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1000 экз. Заказ № 451. Цена 3 р. 30 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МАГМАТОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

В. Д. БАРАНОВ, В. С. ГОЛУБЕВ, А. А. ГОЛОВИН

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Обобщенная модель колчеданно-полиметаллического месторождения подразумевает сочетание стратиформной (субстратиформной) зоны оруденения с секущей корневой частью рудоподводящих каналов в лежачем боку. Центральную часть зоны оруденения занимают богатые массивные сульфидные руды, приуроченные преимущественно к стратиформной части месторождения и в меньшей степени — к секущим корневым зонам. Прожилково-вкрапленное оруденение, переходящее по периферии в непромышленный первичный геохимический ореол, обрамляет массивные богатые руды преимущественно с лежачего бока стратиформной части рудной зоны и на продолжении ее по простиранию. В гораздо меньшей степени развит, а иногда практически отсутствует первичный геохимический ореол в висячем боку стратиформных залежей.

В секущих корневых частях рудоносной зоны месторождения, приуроченных к линейным или трубообразным рудоподводящим каналам — тектоническим зонам, промышленные массивные или прожилково-вкрапленные руды обрамлены первичным геохимическим ореолом, в большей степени развитым по падению дизъюнктивных нарушений. Некоторые конкретные месторождения представлены только секущими (корневыми) либо только стратиформными (субстратиформными) рудными телами.

Каждое из обособленных рудных тел сопровождается собственным первичным геохимическим ореолом, закономерное сочетание которых образует единую многофокусную ритмичную структуру концентрации и зональности аномального геохимического поля колчеданного месторождения. Общая площадь первичного аномального геохимического поля (включая ореол) в проекции на плоскость рудовмещающего горизонта (первичная площадь рудоотложения) изменяется от нескольких десятых до нескольких десятков квадратных километров. Мощность стратиформной части оруденения в поперечном сечении не превышает обычно 0,7—0,8 км. Секущие корневые части рудных зон распространены на глубину 2 км и более при ширине в несколько сотен метров. Для руд и ореолов характерна единая первичная минералогическая и геохимическая зональность, отражающая последовательную смену в пространстве абсолютных и относительных концентраций химических элементов руд и окорудно измененных пород. Обобщенный ряд зональности для колчеданных месторождений выражен следующей последовательностью: W, Sn—Mo, Co, Ni—Bi, Cu—Zn, Cd—Pb—Ag, As, Au—Ba—Hg. Центральная часть стратиформной и корневой зон первичного ореола, непосредственно окружающего рудное тело, представлена почти полным комплексом перечисленных элементов ряда.

Элементы левой половины этого ряда часто называются тыловыми, так как их абсолютная и относительная концентрация характерна для лежачего бока стратиформных и особенно для рудоподводящих корневых зон. Элементы правой части зонального ряда (фронтальные) характерны для висячего бока рудных зон.

Концентрация меди как в рудах, так и в первичном ореоле преимущественно связана с халькопиритом, реже с борнитом, халькозином, цин-

ка — со сфалеритом, свинца — с галенитом, бария — с баритом. Все другие перечисленные элементы встречаются как в форме собственных минералов, так и в виде изоморфной примеси основных. Главной минеральной основой первичного геохимического ореола является пирит, реже пирротин. Нередко корневые глубинные части месторождения характеризуются широким распространением ангидрита, а также пирротина и магнетита вместо пирита. Верхние и периферийные части рудных зон часто обогащены гематитом и гидроокислами железа.

Околорудные изменения вмещающих пород, несущих прожилково-вкрапленные руды и первичный ореол, представлены в корневой рудоподводящей зоне серицит-гидрослюдисто-кварцевыми метасоматитами выщелачивания с наложенными на них существенно калиевыми кварц-серицитовыми образованиями, иногда с калиевым полевым шпатом. Вверх по разрезу и по периферии развиты кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые и, наконец, существенно кварцевые или кварц-гематитовые и иногда альбититовые зоны.

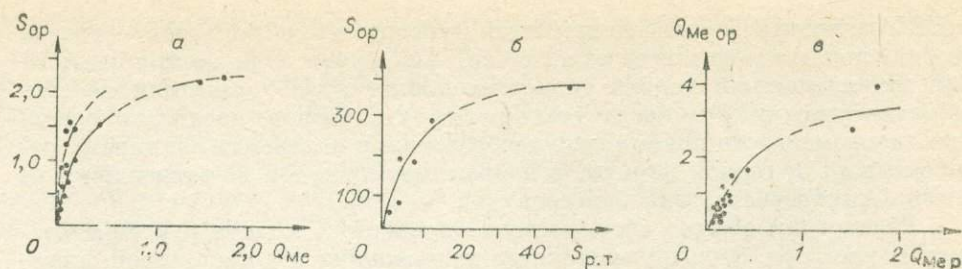
Для большинства колчеданных месторождений характерна концентрическая зональность аномального геохимического поля, которая полностью или частично проявлена и в рудных телах. Полную объемную концентрическую структуру зональности аномального геохимического поля хорошо отражает показатель соотношения $\frac{Cu \cdot Zn \cdot Pb}{V \cdot Cr \cdot Mn}$ (привнос и концентрация основных халькофильных элементов и вынос и отложение на периферии ванадия, хрома, марганца). Близка к этому структура соотношения в околорудном пространстве содержания калия и натрия. Что касается отношения концентраций рудных элементов — фронтальных к тыловым (коэффициент зональности), то оно в стратиформной части ритмично и волнообразно изменяется с приближением к рудному телу, образуя центробежную либо центростремительную структуру концентрической зональности. И в том и в другом случаях, относительно рудной концентрации, в ореоле устанавливается устойчивость градиентов показателя зональности в линейно-логарифмическом выражении. Установлена обратная пропорциональность градиента коэффициента зональности размеру (весу) рудной концентрации и соответственно этому в ореоле — корреляция коэффициентов зональности и суммарной продуктивности основных компонентов (меди, цинка и свинца).

Генетическая модель колчеданного рудообразования в общем виде подразумевает сочетание гидротермально-метасоматического (совместно с выполнением пустот) и гидротермально-осадочного способов отложения рудного вещества. Корневые секущие части месторождения — это всегда метасоматические образования. Стратиформная (субстратиформная) часть может быть образована полностью метасоматическим, либо полностью осадочным способом, либо сочетанием того и другого (например, гетерогенные месторождения) [6].

В общем, гидротермальный раствор колчеданного оруденения может быть представлен в виде горячих галлоидных существенно хлоридно-натровых кислых растворов металлов, несущих также серу (H_2S , SO_2 и др.) и CO_2 . Выпадение из раствора тех или иных компонентов-минералов определяется их растворимостью, контролирующей сочетанием pH, Eh, летучести серы, температуры, давления и концентрации галоидов и CO_2 [5, 6].

Многие исследователи связывают процесс осаждения руд как с кислотным взаимодействием его с вмещающей породой, так и с отделением паровой фазы и остыванием раствора в рудовыводящих каналах и изменениями состава раствора, вызванными взаимодействием его с морской водой (разного гидростатического давления) [8].

Генетическая модель будет неполной, если в ней не рассматривать временную стадийную эволюцию исходного рудообразующего раствора — изменение его состава и интенсивности потока. Иногда центростремительную концентрическую минералого-геохимическую зональность можно объ-



Графики объемного и весового соотношения рудных тел и их первичных геохимических ореолов комплексного состава (усл. ед.).

a -- площадь выхода ореола месторождения на эрозионный уровень рудоносной формации ($S_{ор}$) -- суммарные запасы металлов в рудных телах ($Q_{Ме}$); *б* -- площадь сечения рудного тела ($S_{р.т}$) -- площадь сечения первичного ореола ($S_{ор}$); *в* -- запасы металлов в ореоле ($Q_{Ме\ or}$) -- запасы металлов в рудных телах ($Q_{Ме\ р}$).

яснить закономерным уменьшением со временем мощности потока раствора, эволюционирующего по составу в соответствии с приведенным зональным рядом элементов.

Для создания генетической модели важно знать соотношение запасов металлов в рудном теле и окружающем первичном ореоле, которое для основных компонентов, очевидно, определяется соотношением объемов рудных тел и ореолов, так как колебания средних и бортовых содержаний для руд колчеданных месторождений в общем незначительны. Полностью оконтурить ореол месторождения или даже отдельного рудного тела не всегда возможно, однако часть первичного ореола, имеющая комплексный состав, включающая около 80% запасов основных металлов всего ореола, оконтуривается вполне определенно.

Как показали наши исследования колчеданно-полиметаллического оруденения Алтая, соотношение запасов металла в ореоле и рудном теле зависит от размера месторождения, т. е. от суммарной концентрации металла в его пределах. Эта зависимость носит экспоненциальный характер типа

$$Q_p = a \cdot e^{bQ_{ор}} \quad (1)$$

(Q_p -- запасы металла в руде, $Q_{ор}$ -- запасы металла в ореоле, a и b -- коэффициенты, определяющие состав рудовмещающей формации и геохимический тип месторождения). Можно предполагать, что формула зависимости универсальна для всех типов колчеданных и, возможно, стратиформных месторождений (см. рисунок).

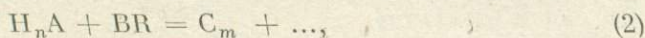
Общий характер этой зависимости с учетом состава рудовмещающей формации заключается в том, что чем крупнее месторождение, тем меньшая доля запасов металлов его заключена в первичном геохимическом ореоле. В относительно небольших по размерам месторождениях главная масса основных металлов рассеяна в первичном ореоле. Месторождения с максимальными для той или иной рудоносной формации запасами основных металлов в руде имеют соотношение запасов металлов в первичном ореоле и рудах близкое к 1 и иногда с преобладанием в рудах. Таким образом, можно считать, что чем интенсивнее процесс рудоотложения, тем в меньшей степени он сопровождается рассеянием во вмещающих породах.

В литературе рассматривались математические модели рудообразования из фильтрующихся растворов, однако зачастую отсутствует последовательная проверка этих моделей на конкретных рудных месторождениях и количественное решение с их помощью вопросов генезиса месторождений.

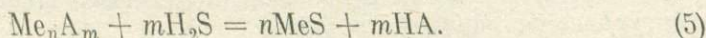
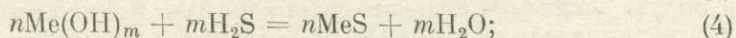
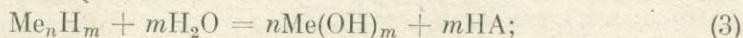
Процессы концентрации вещества можно рассматривать, исходя из концентраций отложения рудного вещества на геохимическом барьере -- зоне резкого уменьшения интенсивности миграции и концентрирования химических элементов. При гидротермальном рудообразовании из фильтрующихся растворов могли проявиться разные типы геохимических барье-

ров. Установить физико-химическую природу этих барьеров — задача весьма сложная и не всегда однозначно разрешимая. Однако при построении математической модели гидротермального рудообразования не обязательно учитывать природу геохимических барьеров, поскольку основные закономерности динамики рудообразования определяются параметрами раствора и горной породы, в первом приближении не зависящими от физико-химического типа барьеров [3].

Рассмотрим обычно обсуждаемую одномерную модель рудообразования из раствора, фильтрующегося по направлению x с постоянной скоростью u . Пусть в области $x > 0$ происходит образование рудного минерала MeR за счет концентрирования рудных элементов как в растворе, так и в породе, если в потоке существенно меняются термодинамические параметры (pH , Eh и др.), влияющие на устойчивость соединений. В частности, если за счет взаимодействия раствора с породой уменьшается кислотность, то минералообразование протекает по следующей схеме. Исходный кислый раствор, содержащий соединение Me_nA_m (обычно $n = 1, 2, 3$; $m = 2, 3$), вступает во взаимодействие с горной породой, выщелачивая минерал BR :



где H_nA — кислота. На фронте реакции (2) кислотность раствора падает и происходит гидролиз Me_nA_m с образованием соответствующего основания, основной соли или в результате взаимодействия с H_2S , возникающей в результате спонтанного реагирования SO_2 с водой [5]:



Получается соответствующая соль (сульфид), выпадающая в осадок. Если исходный раствор соли ненасыщенный, осадок, образующийся на фронте кислотного выщелачивания (щелочном барьере), растворяется при поступлении исходного раствора. Реакция (3) протекает в обратном направлении. В результате многократно повторяющихся на подвижном барьере процессов осаждения — растворения происходит концентрирование металла в растворе и породе так, что концентрация металла асимптотически стремится к следующим значениям:

$$C_{\max} = C_H; \quad q_{\max} = C_H \left(\frac{u}{v} - 1 \right), \quad (6)$$

где C_H — концентрация насыщения Me_nA_m при pH исходного раствора, v — скорость движения барьера. Минерал горной породы замещается на подвижном барьере на MeS (протекает фильтрационный метасоматоз на щелочном барьере) [3].

Если же образование малорастворимых соединений рудного компонента происходит в объеме водного бассейна (при $x > vt$), то накопление рудного вещества идет осадочным способом. Вероятно, рудные растворы являются рассолами подобно рассолам Красного моря.

Формирование рудного тела идет путем постепенного теплового и вещественного обмена с морской водой. Первичный ореол в стратиформной части месторождения может быть образован в результате рассеяния рудного вещества в морской воде на многие километры вокруг места излияния рудоносных растворов (рассолов) в результате седиментогенеза из вертикального конуса выноса. Модели такого процесса рассмотрены подробно в работе [8].

Многие исследователи предполагают двухэтапное образование колчеданных месторождений: первый этап — формирование из сернистых растворов серноколчеданных залежей — пирититов, а второй — взаимодействие с серным колчеданом металлонесущих бессернистых галлоидных растворов.

В процессе формирования серноколчеданных залежей, очевидно, возможно взаимодействие сероводородного потока с поровыми растворами вмещающих пород, несущими рассеянные металлы. При этом вокруг серноколчеданных залежей возможно образование участков с низкими фоновыми содержаниями экстрагированных металлов [2].

Решение задачи динамики рудообразования дает распределение концентраций (q) рудного компонента в рудном теле или его первичном ореоле для разной длительности (t) процесса

$$q = q(x, t). \quad (7)$$

Интегрируя это распределение по x , получим выражения для линейных запасов металла в рудной концентрации в целом

$$Q_{\Sigma} = uC_0t \quad (8)$$

и в ее ореольной части

$$Q_0 = \frac{q_0 u}{k}. \quad (9)$$

Здесь C_0 — концентрация компонента в источнике, q_0 — бортовая концентрация, k — константа скорости рудообразующего процесса.

Как видно, запасы металла в зоне оруденения растут пропорционально длительности процесса (t), в то время как в ореоле от нее не зависят.

Следовательно, если неодинаковые запасы металла в рудных телах связаны с разной длительностью рудообразования, то Q_0 не зависит от Q_{Σ} , и наоборот, если они обусловлены разной скоростью фильтрации (неодинаковой интенсивностью процесса), а длительность одинакова, то Q_0 пропорциональна Q_{Σ} :

$$Q_{\Sigma} = \alpha Q_0, \quad (10)$$

где $\alpha = \frac{kC_0t}{q_0}$.

Теоретические зависимости (2) — (10) позволяют качественно интерпретировать эмпирическое соотношение (1). При малых Q_0 приближенно, имеем

$$Q_{\Sigma} = abQ_0. \quad (11)$$

Из сопоставления (10) и (11) следует, что зависимость Q_{Σ} от Q_0 , близкая к линейной в случае «мелких» месторождений, обусловлена разной интенсивностью рудообразующего процесса при сопоставимых величинах их длительности. Наоборот, для «крупных» месторождений в соответствии с (8) величина Q_{Σ} слабо зависит от Q_0 . В рамках обсуждаемой модели это означает, что главным фактором, влияющим на запасы рудного вещества в «крупных» месторождениях, является длительность рудоотложения.

Полученные выводы имеют ясный физический смысл. Действительно, величина проницаемости горных пород и давления в источнике рудообразующих растворов, от которых зависит скорость фильтрации, а следовательно, и скорость рудообразующего процесса, не могут сильно варьировать так, чтобы обусловить формирование месторождений, существенно различающихся по запасам. Поэтому наиболее крупные, уникальные месторождения могут образоваться лишь при максимальной длительности рудообразующего процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов В. Д., Головин А. А., Голубев В. С. Модель гидротермального процесса образования концентрированного и рассеянного колчеданного оруденения. — В кн.: Генетические модели эндогенных формаций. Т.2. (Тезисы докладов). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 28.
2. Баранов В. Д., Голубев В. С. О возможной модели перераспределения вещества в тектонических структурах при формировании гидротермального оруденения. — В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 70—75.

3. Голубев В. С. Динамика фильтрационного метасоматоза на подвижном щелочном барьере. — Геол. и геофиз., 1979, № 9, с. 63—70.
4. Овчинников Л. Н. Механизм формирования первичных геохимических ореолов и рудных тел. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогени. Новосибирск: Наука, 1976, с. 100—113.
5. Овчинников Л. Н. Рудообразование с участием сернистого газа. — В кн.: Металлогения и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980, с. 20—27.
6. Овчинников Л. Н., Баранов Э. Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. — Геол. рудных месторождений, 1970, № 2, с. 3—15.
7. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д., Головин А. А. Размеры первичных геохимических ореолов — критерий количественной прогнозной оценки колчеданно-полиметаллического оруденения на Алтае. — В кн.: Методы прикладной геохимии. Ч. 1. (Тезисы докладов). Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1981, с. 20—21.
8. Овчинников Л. Н., Жабин А. Г. Геохимические условия рудоотложения в гетерогенных колчеданных месторождениях. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 55—65.

В. В. РЕВЕРДАТТО, Н. И. ВОЛКОВА

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА НЕФТЕНОСНЫХ ПОРОД ВБЛИЗИ ТРАПШОВ

Проблема выявления потенциальных ресурсов нефти на Сибирской платформе выдвигает задачу об оценке влияния траппового магматизма на сохранность нефтяных месторождений [3]. При этом главным является вопрос о масштабах термического «разрушения» нефтяных залежей под действием тепла интрузивных тел. Авторы рассмотрели этот вопрос в рамках кондуктивного теплообмена и при помощи математического моделирования исследовали температурные вариации и динамику деструктурных преобразований нефти в пористых породах вблизи пластинчатого интрузивного тела базальтовой магмы. Задача описывается следующим образом.

Магматический расплав с температурой внедрения T_0 «мгновенно» заполняет горизонтальную трещину шириной H в однородных нефтесодержащих породах, начальная температура которых T_0^* . Теплофизические характеристики магмы — коэффициент теплопроводности λ_1 и теплоемкость C_1 — считаются постоянными. В указанной постановке задача одномерна и симметрична относительно центра интрузивной пластины. Кристаллизация магмы протекает равномерно в диапазоне температур (T_1, T_2) , где T_1 и T_2 — температуры ликвидуса и солидуса соответственно. При этом $T_0 > T_1 > T_2 > T_0^*$. Как показано в работе [2], динамика температурного поля в процессе кристаллизации может быть описана обычным уравнением теплопроводности с условием, что вместо аддитивной теплоемкости C_1 вводится эффективная, включающая в себя дополнительный член $Q/(T_1 - T_2)$, где Q — скрытая теплота кристаллизации магмы. В процессе кристаллизации коэффициент теплопроводности расплава λ линейно зависит от температуры, изменяясь от λ_1 до λ_2 . При температуре ниже солидуса теплофизические характеристики магматической породы (λ_2 и C_2) вновь постоянны.

Окружающие магматический силл породы представляют собой песчаник, поры которого заполнены нефтью, с пористостью 20—30% и проницаемостью не более 1 Дарси. Теплопроводность нефтесодержащих пород λ^* оценивается как эффективная с учетом конвекции жидкости в пористой среде [8, 9]. Поскольку эти оценки приближительны и зависят от проницаемости пород, свойств жидкости, температуры, термического градиента, мощности слоя, охваченного конвекцией и т. п., то при моделировании условий прогресса вблизи интрузивных контактов мы использовали разные величины λ^* , чтобы получить верхние и нижние пределы максимальных температур в породах.

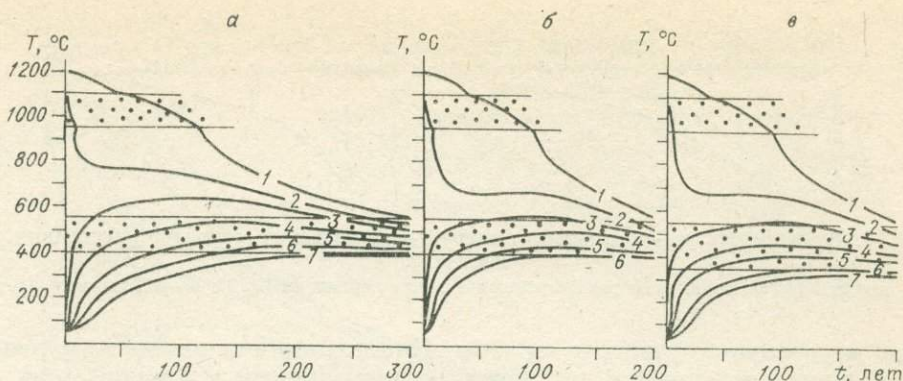


Рис. 1. Изменение температур во времени в различных точках системы магма — порода.

a, б — положение точек для I и II вариантов задачи: 1, 2 — в теле интрузива на расстояниях 6,25 м от оси симметрии и контакта соответственно; 3—7 — во вмещающих породах соответственно на расстояниях 6,25; 18,75; 31,25; 43,75; 56,25 м от контакта (вариации температуры в точке 7 не показаны на рис. б как несущественные). *a* — положение точек для III варианта: 1, 2 — в интрузивном теле на расстояниях 6,25 м от оси симметрии и контакта соответственно; 3—7 — во вмещающих породах соответственно на расстояниях 6,25; 18,75; 31,25; 56,25; 68,75 м от контакта. Крапом показаны области фазовых переходов.

При нагревании нефтесодержащих пород происходят химические реакции в нефти типа термического крекинга с незначительным (по сравнению с Q) эндотермическим тепловым эффектом Q^* . Деструктурные преобразования нефти осуществляются в определенном интервале температур (T_1^* , T_2^*) и имеют необратимый характер.

При протекании реакций образуются легкая нефтяная фракция, участвующая в конвективном теплопереносе, и тяжелая (битумы, смолы, асфальтены и т. д.). При этом эффективный коэффициент теплопроводности неизменных и метаморфизирующихся вмещающих пород принимается линейной функцией температуры. После завершения реакций теплопроводность достигает значения, соответствующего чисто кондуктивной для песчаника, поры которого заполнены битумом. Вариации аддитивной теплоемкости в теле и экзоконтакте интрузива представляются несущественными. В дальнейшем ее будем обозначать C .

Цель данного исследования — количественная оценка максимальных размеров области термического «разрушения» нефтяной залежи, т. е. мощности зоны, содержащей тяжелые нефтяные фракции после отгона легких. Процесс, характеризующий это явление, может быть назван метаморфизмом нефтесодержащих пород.

Математическая формулировка поставленной задачи приводилась авторами ранее [5]. Учитывая схематизацию в постановке задачи, а также определенную условность в задании параметров, решение получим в результате моделирования на гидрорегистраторе системы В. С. Лукьянова [4], позволяющем провести исследование процессов с фазовыми переходами с достаточной точностью (5—10%). Задача решалась в нескольких вариантах при меняющихся эндотермическом тепловом эффекте химической реакции в нефти, коэффициенте теплопроводности вмещающих пород, температурах реакции.

Рассмотрим сначала динамику метаморфических преобразований при протекании в нефтесодержащих породах одной реакции при следующих условиях: $T_0 = 1200^\circ\text{C}$, $T_1 = 1100^\circ\text{C}$, $T_2 = 950^\circ\text{C}$, $Q = 1,05 \cdot 10^6$ кДж/м³, $\lambda_1 = 3,6$ кДж/м·ч·°C, $\lambda_2 = 7,3$, $T_0^* = 50^\circ\text{C}$, $T_1^* = 400^\circ\text{C}$, $T_2^* = 550^\circ\text{C}$, $H = 100$ м. Аддитивная теплоемкость в системе $C = 2520$ кДж/м³·°C. Задача решалась для двух значений Q^* , λ_1^* , λ_2^* ; вариант I: 168 000 кДж/м³, 9,2 и 5,0 кДж/м·ч·°C; вариант II: 54 600 кДж/м³, 21,0 и 5,86 кДж/м·ч·°C. Результаты этих решений для вариантов I и II при $\lambda_0^* = \lambda_2^*$ представлены на рис. 1 (*a, б*), где показано изменение температур во вре-

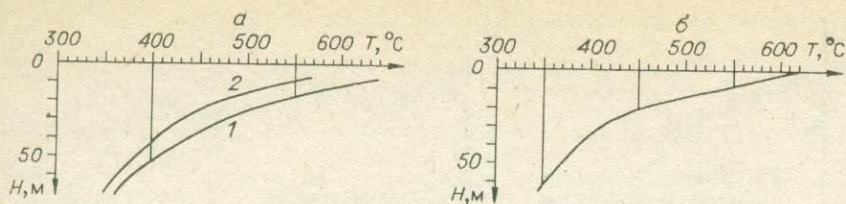


Рис. 2. Зависимость максимальных температур вмещающих пород от расстояния до контакта.

а — линии 1 и 2 соответствуют рассмотренным в тексте вариантам I и II; б — III вариант задачи.

мени в различных участках системы. Кристаллизация магмы в случае I происходит в течение 150 лет, тогда как метаморфизм в экзоконтактах — не менее 250 лет. Несмотря на втрое меньший тепловой эффект метаморфической реакции в нефти, затвердевание расплава и метаморфические превращения во втором случае заканчиваются значительно быстрее (в пределах 100 и 150 лет соответственно), причем размеры области проявления последних — меньше. Это объясняется большей теплопроводностью вмещающих пород и, следовательно, большим отводом тепла в толщу пород в случае варианта II. В случае I, несмотря на различия в величинах Q^* , происходит резкое нагревание пород в экзоконтакте, замедляющее кристаллизацию и увеличивающее область термического «разрушения» нефти.

Зависимость максимальных температур во вмещающих породах от расстояния до контакта, т. е. огибающие температурного поля, для вариантов I и II представлены на рис. 2, а. Можно видеть, что различие в рассматриваемых случаях превышает 10 м, причем мощность зоны полностью термически метаморфизованных пород отличается вдвое (8 и 16,5 м). Кривые на рис. 2, а позволяют оценить не только размеры области «разрушения» нефти в породах, но и степень ее преобразования в твердые продукты в любом сечении данной области. В частности, если в случае I на расстоянии 30 м от контакта нефть преобразуется не менее чем на 50%, то в случае II — лишь на 20%.

На рис. 1, в приведены результаты расчета подобной задачи (вариант III) при развитии в нефтесодержащих породах двух последовательных химических реакций, «растянутых» соответственно в температурных интервалах 350—450°C и 450—550°C. При этом все условия, связанные с магмой, включая мощность интрузива и глубину его залегания (начальную температуру вмещающих пород), остаются теми же, что и в предыдущих решениях: $Q_1^* = 4,2 \cdot 10^4$ кДж/м³; $Q_2^* = 3,8 \cdot 10^4$ кДж/м³; λ_j^* , $j = 0-3$, соответственно 5,0; 25,2; 12,6; 5,0 кДж/м·ч·°C. Из решения данной задачи следует, что кристаллизация происходит быстро (менее 100 лет), а зона метаморфических преобразований нефти достаточно велика. Вид огибающей температур в экзоконтакте (см. рис. 2, б) показывает, что области, где в нефтесодержащих породах протекают низко- и высокотемпературные реакции, резко различаются, достигая соответственно 62 и 21 м.

В следующем, IV варианте задачи мы попытались учесть влияние большого стока тепла при метаморфизме и пониженной теплопроводности экзоконтактных пород на размеры области термического «разрушения» нефтяной залежи. Было принято, что нефтеносные породы имели пористость менее 20% и проницаемость около 0,1 Дарси. Вклад конвекции в теплопроводность считался несущественным. Нагревание вмещающих пород приводило к развитию двух метаморфических реакций: первая протекала в температурном интервале 300—600°C и отличалась значительным эндотермическим тепловым эффектом $Q_1^* = 75,3 \cdot 10^4$ кДж/м³, вторая осуществлялась в диапазоне 350—500°C, с $Q_2^* = 8,4 \cdot 10^4$ кДж/м³. Считалось, что первая реакция происходила между минеральными компонентами породы, а вторая — в нефти, заполняющей поры. Тепловой эффект первой

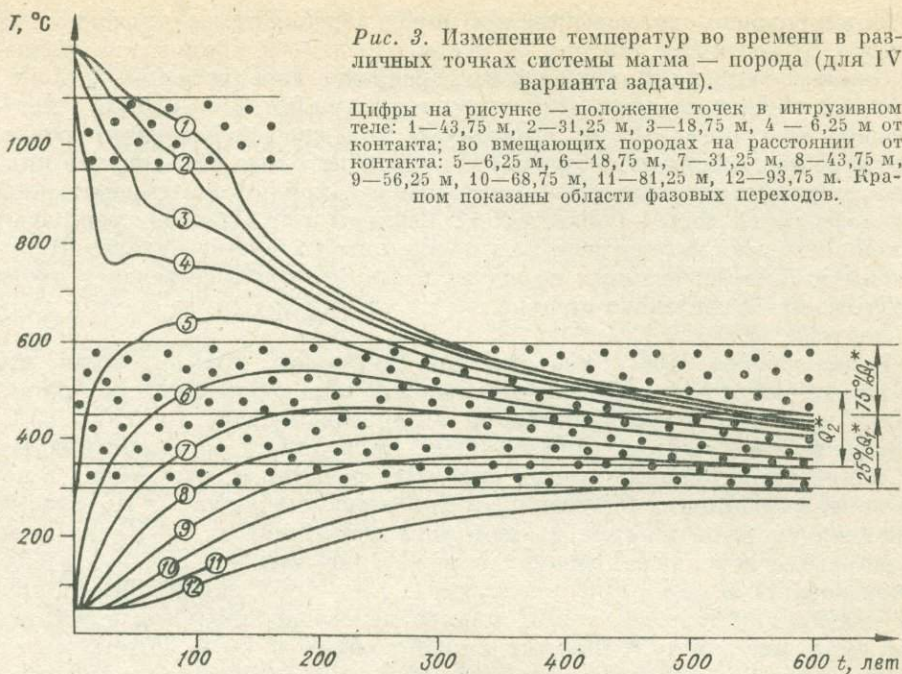


Рис. 3. Изменение температур во времени в различных точках системы магма — порода (для IV варианта задачи).

Цифры на рисунке — положение точек в интрузивном теле: 1—43,75 м, 2—31,25 м, 3—18,75 м, 4—6,25 м от контакта; во вмещающих породах на расстоянии от контакта: 5—6,25 м, 6—18,75 м, 7—31,25 м, 8—43,75 м, 9—56,25 м, 10—68,75 м, 11—81,25 м, 12—93,75 м. Крайном показаны области фазовых переходов.

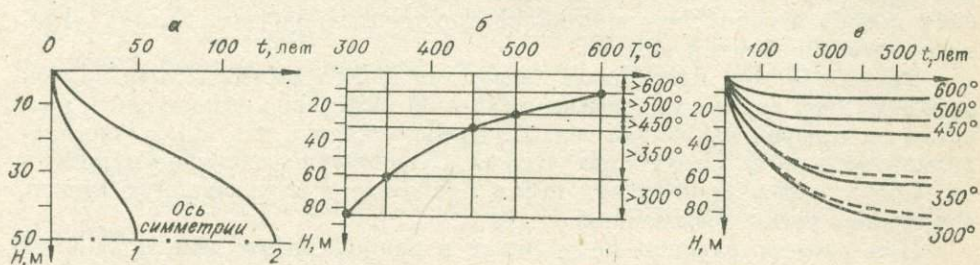


Рис. 4. Графики, иллюстрирующие расчеты по IV варианту задачи.

a — динамика кристаллизации магматического расплава; кривые 1 и 2 отражают изменение положения во времени ликвидуса и солидуса соответственно; *b* — максимальные температуры и положение зон метаморфизма в зависимости от расстояния до интрузивного контакта; *v* — движение изотерм в экзоконтактах и изменение мощностей метаморфизованных пород во времени (сплошной линией показаны результаты расчетов в случае, когда $75\% Q_1^*$ приходится на интервал $450-600^\circ\text{C}$; штриховая соответствует случаю, когда в том же диапазоне температур «растянуто» 60% теплового эффекта Q_1^*).

реакции «растянут» в соответствующем диапазоне температур, причем 60 или $75\% Q_1^*$ приходится на интервал между 450 и 600°C . Q_2^* распределен равномерно в температурном интервале второй реакции. Аддитивная теплоемкость вмещающих пород $C^* = 2520 \text{ кДж/м}^3 \cdot ^\circ\text{C}$, их теплопроводность $\lambda^* = 4,2 \text{ кДж/м} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C}$. Условия для магмы и магматической породы оставлены такими же, как и в предыдущих расчетах, чтобы можно было сравнить полученные данные.

Результаты решения этой задачи представлены на рис. 3 и 4. Рис. 3 иллюстрирует изменение температуры со временем в разных точках интрузивного тела и вмещающих пород. Динамика кристаллизации магматического расплава показана на рис. 4, *a*; динамика температуры в экзоконтактовых породах и мощности частично и полностью «разрушенной» нефтяной залежи изображены на рис. 4, *b*, *v*. На рис. 4, *v* представлены результаты расчетов для разных случаев распределения теплового эффекта метаморфической реакции Q_1^* в интервале температур; из решения следует, что небольшие изменения в распределении Q_1^* практически мало сказываются на условиях прогрева экзоконтактовых пород.

Формирование метаморфических пород замедляется с удалением от контакта. В частности, на рис. 4, в видно, что разрастание зон средне- и высокотемпературного метаморфизма прекращается спустя 130—250 лет, тогда как движение границ низкотемпературного (300—350°C) метаморфизма еще имеет место спустя 600 лет после внедрения магмы. Длительность затвердевания расплава составляет около 130 лет, что примерно соответствует времени формирования самой высокотемпературной метаморфической зоны — более 600°C. Размеры этой зоны не превышают 1/8 мощности всех метаморфических пород, которая достигает 85 м. Ширина зоны метаморфизованных пород до изотермы 400°C составляет около 45 м, т. е. приблизительно столько же, сколько в других вариантах задачи (см. рис. 1).

В заключение необходимо отметить следующее. Мы допустили, что при контактовом метаморфизме нефтеносных пород реакции типа термического крекинга осуществлялись в интервале температур 350—550°C. Завершение этих реакций при 500—550°C приводило к формированию пород, полностью лишенных легких нефтяных фракций и содержащих в порах кокс, асфальтены, битумы и другие твердые продукты. По разным вариантам расчетов ширина данной зоны составляет от 8—10 до 25 м. В следующей зоне, ограниченной с периферии началом деструктурных преобразований в нефти при температурах 350—400°C, по-видимому, присутствовали как твердые, так и жидкие нелетучие продукты перегонки (типа смол, масел и др.). Ширина данной зоны — до 50 м. Легкие нефтяные фракции отгонялись за пределы области контактово-метаморфических преобразований, что способствовало повышению доли легких углеводородов в нефтяной залежи.

Таким образом, предельные размеры области термического «разрушения» нефтяной залежи не превышают 60—80 м согласно выполненным расчетам по четырем вариантам задачи. Представляется, что это максимальная оценка для принятых нами условий. Существенное снижение пористости пород и содержания в них нефти приближает исследованную модель к случаям, рассмотренным ранее [4, 2, 6, 7].

При распространении полученных в данной работе результатов на случаи пластиновидных интрузивных тел любой мощности (H) необходимо учитывать, что размеры зон метаморфизма изменяются в $n = H/100$ раз, тогда как длительность процесса — в n^2 раз.

Авторы выражают благодарность академику А. А. Трофимуку и доктору геолого-минералогических наук А. Э. Конторовичу за внимание к данной работе и совместное обсуждение полученных результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубев В. С., Шарапов В. Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974. 279 с.
2. Дударев А. Н., Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Теплообмен в магматогенных процессах. — Новосибирск: Наука, 1972. 124 с.
3. Конторович А. Э., Левченко И. Г., Мельников И. В. и др. Перспективы выявления ресурсов нефти и газа в Тунгусской синеклизе. — Сов. геология, 1976, № 3, с. 11—22.
4. Лукьянов В. С., Головкин М. Д. Расчет глубины промерзания грунтов. — М.: Трансжелдориздат, 1957. 164 с.
5. Меламед В. Г., Ревердатто В. В. Модель контактового метаморфизма нефтесодержащих пород. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5, с. 1155—1158.
6. Reverdatto V. V., Sharapov V. N., Melamed V. G. The controls and selected peculiarities of the origin of contact metamorphic zonation. — Contr. Mineral. Petrol., 1970, v. 29, N 4, p. 310—337.
7. Reverdatto V. V., Sharapov V. N., Slobodskoy R. M. Some questions of analytical simulation of contact metamorphism. — Contr. Mineral. Petrol., 1972, v. 36, N 3, p. 195—206.
8. Straus J. M. Large amplitude convection in porous media. — J. Fluid Mech., 1974, 64, part 1, p. 51—63.
9. Straus J. M., Schubert G. Thermal convection of water in a porous medium: effect of temperature- and pressure-dependent thermodynamic and transport properties. — J. Geoph. Res., 1977, v. 82, N 2, p. 325—333.

НЕЛИНЕЙНАЯ МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Учет в теоретической модели принципиальной нелинейности внутренней динамики природной химической системы открывает новые перспективы в изучении таких свойств системы, которые недоступны исследованию с помощью линейных моделей [2]. Принципиальным отличием нелинейной кинетической системы от моделей, рассматривающих процессы в линейном приближении, является наличие нескольких стационарных состояний, которые в зависимости от управляющих параметров и начальных условий могут изменять свою устойчивость.

Методы исследования систем дифференциальных уравнений [1] позволяют установить качественную специфику того стационарного состояния, к которому стремится моделируемая система. Нелинейность внутренней динамики химической системы в общем случае обусловлена нелинейной зависимостью скорости химической реакции от концентрации химических компонентов и от температуры (автокатализ). В настоящее время известно значительное количество частных механизмов автокатализа, установленных для ряда конкретных химических реакций.

Ниже рассматривается только один из наиболее общих механизмов автокатализа, существенный для большинства химических реакций, протекающих в природной гидротермальной системе: экспоненциальная зависимость константы скорости химической реакции от температуры

$$k(T) = A_0 \exp(-E/RT), \quad (1)$$

где E — энергия активации, R — универсальная газовая постоянная, T — температура, K , A_0 — трансмиссионный коэффициент.

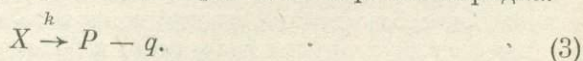
Качественное исследование систем второго порядка дало следующие результаты:

$$\frac{dX}{dt} = P(X, T) + D_x \frac{\partial^2 X}{\partial r^2}; \quad (2a)$$

$$\frac{dT}{dt} = Q(X, T) + \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial r^2}. \quad (2b)$$

В задачу настоящего исследования входит разбор наиболее простой модельной системы, позволяющей показать принципиальную возможность появления в системе сложных нелинейных эффектов. При этом возможны потеря системой устойчивости стационарного состояния и возникновение сложных временных и пространственных структур. Формирующиеся структуры характеризуются, как правило, волнообразным изменением режима химических процессов во времени и в пространстве. Последнее обстоятельство может быть предпосылкой применения данных моделей для выявления и объяснения механизма пульсационных процессов и ритмической зональности рудных тел.

Описание модели. Рассматривается простейшая однокомпонентная система, имеющая одну экзотермическую реакцию первого порядка:



Реакционное пространство (реактор) представляет собой единичный объем породы, насыщенный по порам и трещинам реагирующим раствором. Доля объема реактора, занятого раствором, равна α . Реактор имеет суммарную плотность ρ и теплоемкость c . Реактор связан с резервуаром вещества X , имеющим постоянную концентрацию $X = X_0$. Расстояние от реактора до резервуара равно h . Скорость движения раствора v . Расстояние, на которое распространяется тепло из реактора, равно H . На этом рас-

стоянии породы имеют постоянную температуру $T = T_0$. Система дифференциальных уравнений с учетом выражения (1) для данной химической системы имеет вид

$$\frac{dX}{dt} = -A_0 \exp(-E/RT) X + \gamma_1 (X_0 - X) + D_x \frac{\partial^2 X}{\partial r^2}; \quad (4a)$$

$$\frac{dT}{dt} = A_0 \exp(-E/RT) q \frac{\alpha}{c\rho} X + \gamma_2 (T_0 - T) + \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial r^2}. \quad (4б)$$

Константы скорости фильтрации и температуропроводности соответственно равны:

$$\gamma_1 = v/h; \quad \gamma_2 = \kappa/H^2. \quad (5)$$

При исследовании временной устойчивости стационарного состояния принимается $D_x = \kappa = 0$. Переход к безразмерным переменным

$$\tau = t\gamma_1; \quad Y = X/X_0; \quad Z = (T - T_0) E/RT_0^2 * \quad (6)$$

и безразмерным управляющим параметрам

$$B = A_0 \exp(-E/RT_0)/\gamma_1 = k(T_0)/\gamma_1; \quad (7)$$

$$C = \frac{-\alpha E q}{c\rho RT_0^2} X_0; \quad D = \gamma_2/\gamma_1 = \frac{\kappa}{H^2} \cdot \frac{h}{v}$$

преобразует систему (4) к виду

$$P(Y, Z) = dY/d\tau = -Be_2 Y + (1 - Y); \quad (8a)$$

$$Q(Y, Z) = dZ/d\tau = CBe_2 Y - DZ. \quad (8б)$$

Временная устойчивость стационарного состояния системы $Z = \bar{Z}$, $Y = \bar{Y}$ оценивается по значениям коэффициентов характеристического уравнения

$$P^2 - (a_{11} + a_{22})P + (a_{11}a_{22} - a_{12}a_{21}) = 0,$$

где

$$a_{11} = \frac{\partial P}{\partial Y}(\bar{Y}, \bar{Z}); \quad a_{12} = \frac{\partial P}{\partial Z}(\bar{Y}, \bar{Z}); \quad a_{21} = \frac{\partial Q}{\partial Y}(\bar{Y}, \bar{Z}); \quad a_{22} = \frac{\partial Q}{\partial Z}(\bar{Y}, \bar{Z}). \quad (9)$$

Введение новой переменной $W = Be^z = k(\bar{T})/\gamma_1$ приводит к следующему преобразованию:

$$\bar{Y} = 1/(1 - W); \quad \bar{Z} = CW/[1 + W)D];$$

$$a_{11} = -(1 + W); \quad a_{12} = -W/(1 + W); \quad a_{21} = CW;$$

$$a_{22} = CW/(1 + W) - D. \quad (10)$$

Исследование сводится к установлению диапазона приведенных скоростей реакции в стационарном состоянии W , в котором сохраняется качественная специфика этого состояния, при заданных значениях управляющих параметров C и D .

Во-первых, выделяется область неустойчивых стационарных состояний типа седла. Стационарное состояние этого типа, по аналогии с реакциями горения, может быть названо областью тления. Состояние в целом неустойчиво, и система, выведенная под воздействием флуктуаций из стационарного состояния, стремится перейти к одному из двух других состояний: к более устойчивому холодному («холодный» корень) или к взрыву. Второе состояние, при более детальном изучении, может соответствовать устойчивому равномерному горению («горячий» корень). Область устойчивости определяется отношением

$$a_{11}a_{22} - a_{12}a_{21} > 0.$$

* Переход осуществлен разложением в ряд Тейлора члена RT при $T - T_0 \ll T_0$.

Достаточным условием выполнения этого соотношения является

$$C < 4D. \quad (11)$$

Если условие (11) не выполняется, область допустимых значений находится из соотношения

$$W^2 - (C/D - 2)W + 1 > 0. \quad (12)$$

Во-вторых, внутри области, удовлетворяющей (12), выделяется область асимптотически устойчивых «холодных» стационарных состояний, определяемая отношением

$$a_{11} + a_{22} < 0.$$

Область допустимых значений W для выполнения этого соотношения находится из неравенства

$$W^2 - (C - D - 2)W + (D + 1) > 0. \quad (13)$$

Достаточное условие выполнения соотношения (13)

$$C < D + 2 + 2\sqrt{D + 1}. \quad (14)$$

Поле положительных значений управляющих параметров C и D соотношениями (11) и (14) разбивается на четыре области (рис. 1). Область I — это область безусловной асимптотической устойчивости «холодных» стационарных состояний. Область IV — «холодная» асимптотически устойчивая при выполнении условия (12). При нарушении этого условия стационарное состояние неустойчиво. Область II — «холодная» асимптотически устойчивая при выполнении соотношения (13). При нарушении этого соотношения стационарное состояние неустойчиво и система переходит в автоколебательный режим. В области III тип стационарного состояния устанавливается проверкой соотношений (12) и (13).

Важным свойством рассматриваемой модели является возможность установления области колебательного режима системы около стационарного состояния. Область колебаний системы определяется соотношением

$$(a_{11} - a_{22})^2 + 4a_{12}a_{21} < 0.$$

Допустимые значения W для выполнения этого соотношения находятся из неравенства четвертой степени

$$W^4 + 2(2 + C - D)W^3 + [(C - D)^2 + 6 - 6D]W^2 + 2(D - 1) \times \\ \times (C + D - 2)W + (D - 1)^2 < 0, \quad (15)$$

откуда следует, что при $D > 1$ существует тот или иной диапазон скоростей реакции, при которых процесс переходит в колебательный режим. На рис. 1 изолиниями показаны значения максимальной и минимальной приведенной скорости реакции W , при которых система может находиться в колебательном режиме. В области I выполнение соотношения (15) приводит к возникновению затухающих колебаний. В области II при выполнении соотношения (13) колебания затухают, при нарушении его колебания нарастают по амплитуде. Области III и IV при выполнении соотношения (12) аналогичны областям II и I соответственно. Области I и II отличаются от областей III и IV существованием в последних двух интервалов скоростей W , удовлетворяющих соотношению (15). Один из этих интервалов лежит в области скоростей $W > 1$, другой — в области $W < 1$. На рис. 1 учтен только интервал $W > 1$. Существенным показателем затухающих колебаний является скорость затухания колебаний. На рис. 2 показаны изменение безразмерного периода τ_0 колебаний, наименее затухающих при заданных значениях C и D , и степень убывания амплитуды наиболее устойчивых колебаний за время одного периода $T_n = \tau_0 \gamma_1$.

Исследование пространства устойчивости стационарного состояния системы проводится для

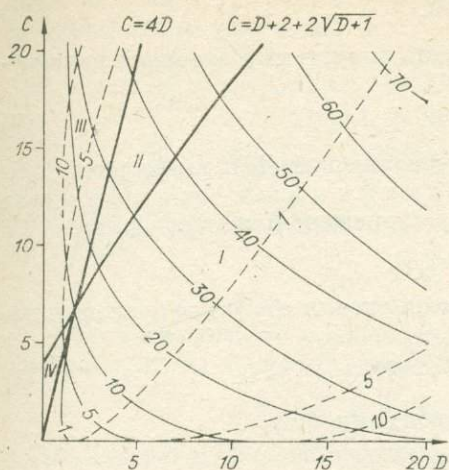


Рис. 1. Диаграмма устойчивости стационарного состояния (сплошные — изолинии максимальных скоростей в колебательной области, штриховые — изолинии минимальных скоростей).

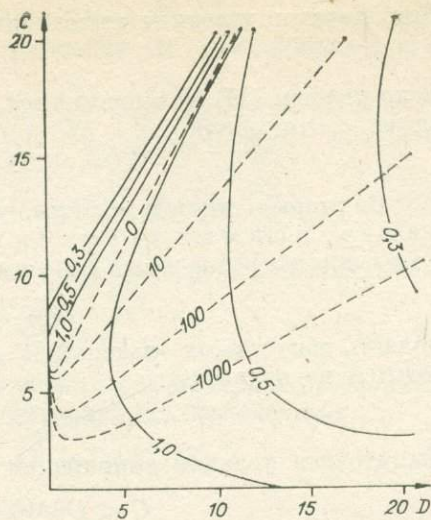


Рис. 2. Диаграмма устойчивости колебательного режима (сплошные — изолинии приведенного периода наиболее устойчивых колебаний, штриховые — изолинии уменьшения амплитуды колебаний за один период).

цепочки реакторов, обменивающихся веществом и энергией со скоростями, определяемыми соответственно коэффициентами диффузии D_x и температуропроводности κ . Значение управляющих C и D параметров заменяются на новые:

$$C^* = C \frac{D_x}{\kappa}, \quad D^* = D \frac{D_x}{\kappa}. \quad (16)$$

Значения коэффициентов переноса для системы с безразмерным временем (8) принимают вид

$$D'_x = D_x / \gamma_1, \quad \kappa' = \kappa / \gamma_1. \quad (17)$$

Наиболее простой вид данные соотношения принимают при условии, что связь реакторов с резервуарами осуществляется диффузионным путем. В этом случае

$$\gamma_1 = D_x / h^2, \quad \gamma_2 = \frac{\kappa}{H^2}, \quad D'_x = h^2, \quad \kappa' = \frac{\kappa}{D_x} h^2, \quad D^* = h^2 / H^2. \quad (18)$$

Исследование системы в целом аналогично проведенному.

Далее рассматриваются условия возникновения пространственно-периодических стационарных во времени режимов — диссипативных структур. Длина устойчивых пространственных волн находится в интервале

$$2\pi \sqrt{\frac{2D'_x}{z_1}} < L_B < 2\pi \sqrt{\frac{2D'_x}{z_2}}, \quad (19)$$

где

$$z = a_{11} + a_{22} \pm \sqrt{(a_{11} - a_{22})^2 + 4a_{12}a_{21}}. \quad (20)$$

Точечной системе ($D_x = \kappa = 0$), имеющей устойчивое стационарное состояние (выполняются условия (12) и (13), условие (15) не выполняется), может соответствовать распределенная система ($D_x \neq 0, \kappa \neq 0$), в которой при новых значениях C^* и D^* изменяется только соотношение (13). В такой системе устойчивыми будут пространственные периодические структуры, имеющие длину волны, определяемую соотношениями (19), (20).

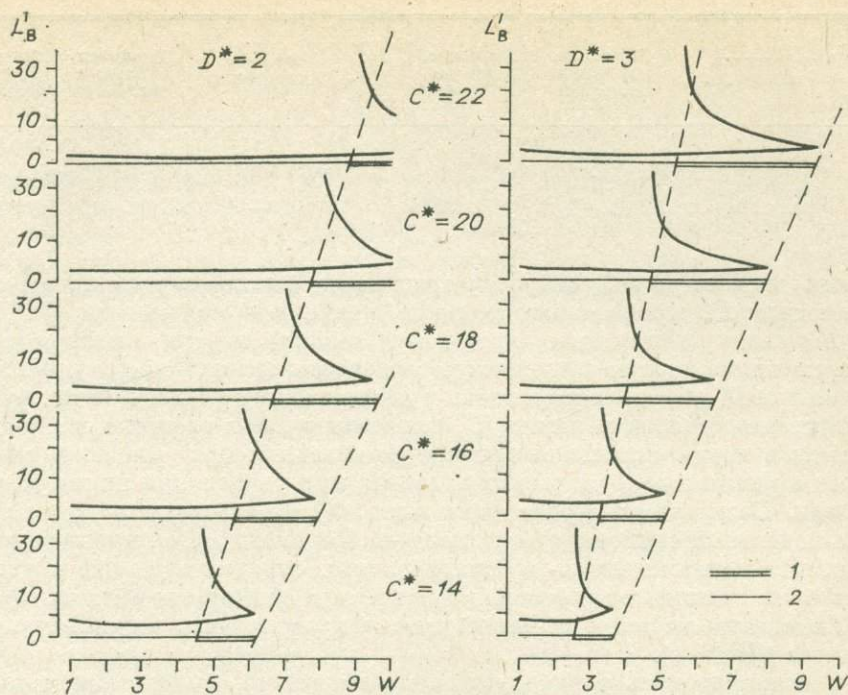


Рис. 3. Интервал приведенных длин волн (в пространстве) при заданных значениях управляющих параметров.

1 — интервал конечных длин волн ($L'_B \max < \infty$); 2 — открытый интервал длин волн ($L'_B \max = \infty$).

Если точечная система имеет неустойчивое стационарное состояние (не выполняется соотношение (12)), для распределенной системы может существовать область пространственных структур с диапазоном длин волн

$$2\pi \sqrt{\frac{2D'_x}{z_1}} < L'_B \leq \infty. \quad (21)$$

Соотношение (21) показывает, что для таких систем вероятен переход в новое состояние синхронно по всему пространству, но возможно и возникновение структур с конечной длиной волны. На рис. 3 показано два сечения области параметров $C^* - D^*$, в которых в зависимости от значений приведенной скорости реакции W существует ограниченный диапазон устойчивых пространственных волн (условие (19)) или открытый диапазон, определяемый соотношением (21). Графики рассчитаны относительно приведенных длин волн

$$\frac{2\pi}{\sqrt{z_1}} < L'_B < \frac{2\pi}{\sqrt{z_2}}.$$

Фактическая длина волны определяется соотношением $L_B = L'_B \sqrt{2D'_x}$.

Условию $D_x < \infty$ может отвечать только область пространственных структур, обусловленных нарушением соотношения (12). Длина волн таких структур определяется соотношением (21).

Обсуждение результатов. Анализ модели устанавливает общие соотношения между физическими параметрами при возникновении в системе сложных режимов ее пространственно-временной эволюции. Физические параметры сведены к трем безразмерным величинам, уменьшающим размерность пространства исследуемых показателей процесса и облегчающим их совместный анализ: энергетические параметры представлены рас

Физический параметр	Единица измерения	Диапазон реальных значений	Значение, принятое в расчетах	Физический параметр	Единица измерения	Диапазон реальных значений	Значение, принятое в расчетах
E	ккал/моль	До 150	30	ρ	кг/дм ³	2,61—3,26	2,80
q	ккал/моль	До 50—60	25	T	К	300—1000	450
c	ккал/град·кг	0,22—0,75	0,30	α	—	0,01—0,5	0,05

четным параметром C , скорости транспорта (массо- и теплопереноса) — параметром D , приведенная скорость реакции — параметром W .

В целом устанавливается, что возможность потери системой устойчивости стационарного состояния повышается с возрастанием величины C . Параметры D и W должны лежать в заданном интервале. Физические величины, входящие в параметр C , показывают, что сложные нелинейные эффекты в гидротермальной системе усиливаются при возрастании теплового эффекта экзотермических реакций, при увеличении их энергии активации. Возможность проявления этих эффектов возрастает с уменьшением начальной температуры растворов. Параметр D , определяющий соотношение констант массо- и теплопереноса, определяет также и удаленность зоны реакции от резервуара раствора и от ширины области прогрева. Константа скорости реакции должна превосходить константу массопереноса ($W > 1$).

Рассматривалась сильно упрощенная система, учитывающая только одну форму нелинейности динамики химической системы (тепловой автокатализ) и только одну простейшую реакцию. Упрощения, внесенные в модель, создают высокий порог значений управляющих параметров, при которых система теряет устойчивость стационарного состояния. Это прежде всего касается значений управляющего параметра C , характеризующего энергию процесса. Область возникновения временных и пространственных структур лежит в диапазоне значений C , превышающих величину 4—5. Диапазон значений физических параметров, влияющих на величину C , и их значения, принятые для ориентировочных расчетов (см. таблицу), дают соотношение $C \approx 0,1X_0$.

Концентрация большинства химических компонентов в природной гидротермальной системе существенно меньше 1 моля в 1 л раствора. Представленная модель не позволяет рассмотреть сложные динамические процессы в системах с малой концентрацией компонентов.

Несмотря на всю ограниченность простейшей модели, результаты, полученные при ее анализе, могут быть использованы для исследования широкого класса реакций, в которых в качестве основного лимитирующего компонента выступает вода. Концентрация воды при нормальных условиях составляет 55 моль в 1 дм³ порового объема. Все реакции химического взаимодействия породы с водой образуют сильнонеравновесные экзотермические системы, широко распространенные в природе и сопровождающие любые гидротермальные процессы. Для таких реакций значение параметра C в ряде случаев существенно превосходит критическое. В природной химической системе может создаваться значительный градиент давления. Коэффициент диффузии воды определяется в этом случае уравнением Хагена — Пуазейля.

$$D_P = r^2 \Delta P / 8\eta,$$

где r — радиус полости, по которой идет диффузия, ΔP — перепад давления на участке диффузии, η — динамическая вязкость раствора.

Величина D_P существенно превосходит величину коэффициента самодиффузии воды и величину температуропроводности породы. Последнее обстоятельство является необходимым условием для образования пространственных периодических структур с конечной длиной волны.

Важным обстоятельством, ограничивающим область возникновения

структур в рассматриваемых системах, является малая скорость реакций гидротермального минералообразования. Экспериментальные результаты [3] показывают весьма малую величину константы скоростей таких реакций при температурах, отвечающих эпи- и мезотермальным процессам. Из качественного анализа представленной модели следует, что скорость приведенной реакции $W = k(\bar{T})/\gamma_1 = k(\bar{T})h/v$ должна быть больше 1. Это означает, что периодические структуры могут формироваться только на существенном удалении от резервуаров воды, причем расстояние должно увеличиваться по мере возрастания скорости фильтрации. Для крупных каналов, имеющих скорость фильтрации больше 10^{-4} м/с, расстояние от резервуаров должно составлять десятки километров. Последнее ограничение является весьма сильным. Из него можно сделать вывод, что рассмотренная модель для чистометаморфических процессов определяет только область устойчивых стационарных состояний.

Экспериментальные данные показывают, что скорости реакций минералообразования в гидротермальных системах существенно возрастают в присутствии ионов переходных металлов [3, 4]. Подобные результаты согласуются с теорией катализа реакций ионами переходных металлов [6]. К наиболее сильным катализаторам относятся Au, Cu, Fe, Ni, U. Эти и другие рудогенные компоненты гидротермальной системы существенно ускоряют реакции гидратации и гидролиза солей поликислот. К соединениям подобного типа относятся и силикаты. Из сказанного следует, что реакции гидротермального изменения вмещающих пород в присутствии рудогенных элементов могут образовывать временные и пространственные периодические структуры. Рудогенные реакции, протекающие одновременно или после реакций гидротермального изменения пород, будут ведомыми по отношению к неоднородному температурному полю, создаваемому реакциями гидролиза и гидратации. Сложная обратная связь (перекрестный катализ), возникающая при параллельном протекании названных процессов, может привести к образованию совместной рудной и метасоматической периодической зональности. Вывод подтверждается численным моделированием сложных систем с использованием ЭВМ. Полученные результаты согласуются с наблюдаемой ритмической зональностью рудных и петрогенных элементов в рудных телах и их ореолах [5]. В настоящее время накоплен большой фактический материал о наличии у рудных объектов ритмической зональности. Неоднократно подчеркивалась практическая важность установления такого типа зональности, позволяющего увеличить возможности геологического прогноза. Однако все теоретические модели, объясняющие данный тип зональности, в качестве ее источника рассматривают причины, внешние по отношению к рудному процессу, поэтому резко снижается прогнозная значимость названного признака. Не умаляя возможности участия внешних причин, обуславливающих возникновение ритмической зональности, представляется весьма перспективным рассмотреть на основе предложенного метода возможность ее образования под воздействием внутренних причин. Тем самым может быть выявлена закономерность, устанавливающая связь между интенсивностью рудного процесса, морфологией рудных тел и пространственными размерами ритмов.

Выводы. Анализ простейшей нелинейной модели открытой гидротермальной системы показал принципиальную возможность потери ею устойчивости стационарного состояния. При этом возможно возникновение устойчивых временных и пространственных колебаний в режиме химических процессов.

Условия, необходимые для возникновения названных нелинейных эффектов, могут выполняться, в частности, в системах, включающих реакции гидротермального изменения пород (гидратацию, гидролиз) при наличии в системе рудогенных компонентов (ионов переходных металлов).

Представляется, что результаты предварительного анализа модели сложной гидротермальной системы показывают перспективность предлагаемого подхода к решению ряда генетических и прикладных задач.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андронов А. А., Витт А. А., Хайкин С. Э. Теория колебаний. М.: Физматгиз, 1959. 325 с.
2. Голубев В. С., Гарибянц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М.: Недра, 1968. 192 с.
3. Калинин Д. В. Механизм и кинетика гидротермальных реакций силикатообразования. Новосибирск: Наука, 1973. 97 с.
4. Окамото Г., Окура Т., Гото К. Свойства кремнезема в воде. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963, с. 196—209.
5. Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск: Наука, 1975. 310 с.
6. Хенрице-Оливэ Г., Оливэ С. Координация и катализ. М.: Мир, 1980. 350 с.

А. Н. ЧЕРЕПАНОВ

К ТЕОРИИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГАЗОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ (ПОР) В МИНЕРАЛАХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Известно, что в основной массе и кристаллах изверженных пород, формирующихся в термодинамических условиях различных фаций глубинности, имеются включения типа пор, представляющие с разных точек зрения интерес для петрологов и минералогов. Эти поры заполнены газом, но могут иметь включения других минералов или стекол. Появление их количественно пока мало исследовано. В общем, предполагается, что в кристаллах они появляются в результате «захвата» включения, находящегося в среде, где растет кристалл, а в породе — в процессе «усадки» [3, 5]. Как показывают эксперименты на металлических расплавах [8, 9], важнейшими факторами, способствующими возникновению пор в кристаллизующихся расплавах, являются растворенные газы и течение жидкости через переходную зону, вызванное усадкой вещества при переходе из жидкого в твердое состояние. Поскольку изверженные породы обладают высокой вязкостью и газонасыщенностью, то роль летучих при образовании пор здесь приобретает особое значение.

В работах [6, 7] сформулирована математическая модель неравновесной кристаллизации многокомпонентных расплавов с учетом течения жидкости через твердо-жидкую зону. Количественные оценки, полученные в [7] на основе этой модели, показывают, что возникновение разрывов в жидкости, движущейся через переходную гетерогенную зону, существенным образом связано с динамикой насыщения жидкости летучим.

В данной работе делается попытка построения комплексной модели, описывающей процесс затвердевания расплавленных пород, сопровождающийся возникновением газовых (точнее, газоусадочных) полостей, механизм образования которых связывается с потерей давления жидкости при ее вязком течении в гетерогенной зоне и возрастанием парциального давления растворенных газов за счет вытеснения последних растущей твердой фазой. При этом учитывается влияние сил поверхностного натяжения на образование газового пузырька в жидкой фазе.

С целью исследования в явном виде влияния различных факторов на возникновение пор мы ограничимся анализом простейшего случая одномерной (вдоль оси x) кристаллизации бинарного расплава, содержащего растворенную летучую фазу. Скорость v движения зоны и термодинамические параметры системы считаем постоянными, химическим взаимодействием компонентов и диффузией вещества в твердой фазе пренебрегаем. Тогда безразмерные квазистационарные уравнения неравновесной зоны в системе координат, связанной с ее фронтом, будут иметь вид [7]

$$\Theta'' + (1 - fu)\Theta' = gf'_s; \quad (1)$$

$$L_1 [f_1(C'_1 + \delta_1 C'_2)]' + \{k_1 + (1 - k_1 - u) f_1\} C'_1 = 0; \quad (2)$$

$$L_2 [f_l (\delta_2 C_1' + C_2')] + \{k_2 + (1 - k_2 - u) f_l\} C_2' = 0; \quad (3)$$

$$\varepsilon f_l' + (u f_l)' = 0; \quad f_s = 1 - f_l; \quad (4)$$

$$f_s' = - \frac{2(1+v)A_0}{d} f_s^{v/(1+v)} [\Theta_l (C_1, C_2) - \Theta]; \quad (5)$$

$$\Delta P' = B d^{-2} f_l^{-3} (1 - f_l)^{v(4-v)/3} u, \quad u \equiv 0 \text{ при } x \leq -x_p; \quad (6)$$

$$f_l \equiv 1; \quad u = -u_0 \text{ при } x \geq 0, \quad (7)$$

где штрих означает производную по x . Решение системы (1)–(7) должно удовлетворять условиям на фронте зоны ($x = 0$)

$$\Theta_- = \Theta_+ = \Theta_l - 1/A_0; \quad \Theta'_- = \Theta'_+; \quad f_s = 0; \quad (8)$$

$$C_- = C_+; \quad C'_- = C'_+; \quad \Delta P = 0,$$

на бесконечности ($x \rightarrow \infty$)

$$\Theta \rightarrow \Theta_0; \quad C_1 = C_2 \rightarrow 1 \quad (9)$$

и в конце зоны ($x = -x_K$)

$$\Theta = \Theta_l (C_1, C_2) - 1/A_K; \quad C_1' + \delta_1 C_2' = - [1 - k_1 - \varepsilon \delta (f_{lp})] C_1/L_1;$$

$$\delta_2 C_1' + C_2' = - [1 - k_2 + \varepsilon \delta (f_{lp})] C_2/L_2; \quad \delta (f_{lp}) = \begin{cases} 1 & f_{lp} = f_{Kk}; \\ 0 & f_{lp} > f_{Kk}, \end{cases} \quad (10)$$

где $\Theta = T/\Delta T_0$; $C_i \rightarrow C_i/C_0$; $\Delta P = (p_0 - p)/(\rho_l v^2)$; $u \rightarrow u/v$; $A_{0,K} = K_{0,K} \Delta T_0/v$; $x \rightarrow xv/a$; $L_i = D_{ii}/a$; $D_{21} = D_{12}$; $q = \kappa_0(1 + \varepsilon)/(c \Delta T_0)$; $\delta_i = D_{12} C_{r0}/D_{ii} C_{i0}$ ($n = 3 - i$; $i = 1, 2$); $\varepsilon = (\rho_s - \rho_l)/\rho_l$; $B = 2^{v(3+v)/3} \mu (2\varphi)^2 / (a a_h \rho_l)$; $d = d_1 v/a$; T — температура; C_1, C_2 — концентрации примеси (вес. %) и летучего соответственно; p — общее давление жидкости; ΔT_0 — температурный интервал кристаллизации, соответствующий начальному составу на равновесной диаграмме состояния; p_0 — давление на фронте зоны; k_i — равновесный коэффициент распределения i -го компонента; f_l, f_s — сечения жидкой и твердой фаз соответственно; a — температуропроводность; κ_0 — скрытая теплота плавления; c — теплоемкость; ρ_l, ρ_s — плотность жидкой и твердой фаз соответственно; μ — динамическая вязкость; K_0, K_K — кинетические константы; a_h — постоянная Козени; $v = 0, 1$ — соответственно для пластинчатой и столбчатой форм дендритов; φ — параметр, равный отношению истинной поверхности дендрита к рассматриваемой; d — расстояние между первичными осями дендритов; индексами k, p обозначены величины, относящиеся к концу зоны и к точке возникновения поры соответственно. Уравнение кинетики роста твердой фазы [7] записано в предположении $m = 1$; $K = K_0$; $4(1+v)f_s^{2v/(1+v)}/d^2 \gg (\partial f_s/\partial x)^2$ при $x < 0$.

Если в точке $-x_p$ величина ΔP достигает некоторого критического значения, то здесь происходит разрыв жидкости (образование поры), а дальнейший процесс кристаллизации идет без притока вещества ($u \equiv 0$, $\Delta P \equiv 0$). Образование же газовой поры радиусом r_{p1} будет возможным, если равновесное парциальное давление растворенного газа (или сумма парциальных давлений отдельных газов) станет равным сумме локального давления жидкости и давления, обусловленного поверхностным натяжением σ на границе газ — жидкость. В принятых выше обозначениях это условие (в безразмерных величинах) примет вид

$$P_g = W/r_p + P_0 + \Delta P; \quad x = -x_p, \quad (11)$$

где $W = 2\sigma/(a \rho_l v)$; $r_p = r_{p1} v/a$; $P_g = p_g/(\rho_l v^2)$.

Система уравнений (1)–(6) в области $x \in [0, -x_K]$ является существенно нелинейной, и нахождение точного решения ее не представляется возможным. Поэтому мы попытаемся построить приближенное аналитическое решение, позволяющее проанализировать основные черты рассматриваемого явления, приняв некоторые упрощающие допущения. Для

этого положим, что растущие в зоне кристаллы имеют пластинчатую структуру ($v = 0$), а температура ликвидуса $\Theta_l(C_1, C_2)$ может быть аппроксимирована билинейной функцией переменных C_1, C_2 . Воспользовавшись разложением в ряд Тейлора величины $\Theta_l(C_1, C_2)$ около точки $C_1 = C_2 = 1$, получим

$$\Theta_l(C_1, C_2) = \Theta_A - \sum_{i=1}^2 \beta_i C_i; \quad \Theta_A = \Theta_{l_0} + \sum_{i=1}^2 \beta_i \quad (12)$$

где Θ_{l_0} — безразмерная температура ликвидуса при $C_1 = C_2 = 1$; $\beta_i = -(\partial\Theta_l/\partial C_i)|_{C_1=C_2=1}$.

Поскольку величина $u \sim \varepsilon \ll 1$ и $uf_l \ll 1$, то членом uf_l , стоящим слева от знака равенства в (1), можно пренебречь по сравнению с 1, в результате чего уравнение (1) может быть проинтегрировано один раз

$$\Theta' + \Theta = qf_s + a_0, \quad (13)$$

где a_0 — константа интегрирования. Если переходная зона достаточно протяженная, а коэффициент температуропроводности много больше коэффициента диффузии (последнее характерно для большинства расплавов), то влиянием диффузионного переноса вещества можно пренебречь, а уравнения (2), (3) проинтегрировать в конечном виде

$$C_i = a_i/[k_i + (1 - k_i - u)f_l] \text{ при } x \in [0, -x_p]; \quad (14)$$

$$C_i = b_i/[k_i + (1 - k_i - u)f_l] \text{ при } x \in [-x_p, -x_R], \quad (15)$$

где a_i, b_i — константы интегрирования. В области $x > 0$ ($f_l \equiv 1, f_s \equiv 0$) $C_i \equiv 1$, следовательно, $a_i = 1 + u_0$. Уравнение (13) здесь интегрируется в конечном виде, и его решение с учетом условия (9, 1) имеет вид

$$\Theta = \Theta_0 + (\Theta_{l_0} - \Theta_0 - 1/A) \exp[-(1 + u_0)x], \quad (16)$$

Интегрируя далее уравнение (4) с учетом (7) и условием $f_l = f_{lp}, u = 0$ при $x = -x_p$, найдем

$$u = -\varepsilon(f_l - f_{lp})/f_l; \quad u_0 = \varepsilon(1 - f_{lp}). \quad (17)$$

Для дальнейшего исследования линеаризуем соотношения (14), (15). При этом соотношение (14) линеаризуем при $f_s \rightarrow 0$, а (15) — при $f_s \rightarrow f_{sp}$, имея в виду, что $f_l = 1 - f_s$. Определив далее константы b_i из условий «сшивки» при $x = -x_p$, найдем

$$C_i = 1 + K_i f_s; \quad K_i = 1 - k_i/(1 + \varepsilon f_{sp}), \quad x \in [0, -x_p]; \quad (18)$$

$$C_i = G_i(1 + K_{ii} f_s); \quad K_{ii} = (1 - k_i)/[1 - 2(1 - k_i)], \quad x \in [-x_p, -x_R]; \quad (19)$$

$$G_i = \{(1 + K_i f_{sp})[1 - 2(1 - k_i)f_{sp}]\}/[1 - (1 - k_i)f_{sp}].$$

Уравнение (5) при $v = 0$ с учетом (18), (19) и (12) примет вид

$$f'_{sj} = -\frac{2A_0}{d}(\Theta_{Aj} - \beta_{jj}f_{sj} - \Theta), \quad (20)$$

где $j = 1, 2$ соответственно для интервалов

$$x \in [0, -x_p] \text{ и } x \in [-x_p, -x_R]; \quad \Theta_{A1} = \Theta_{l_0};$$

$$\Theta_{A2} = \Theta_A - \sum_{l=1}^2 \beta_l G_l; \quad \beta_{11} = \sum_{l=1}^2 \beta_l K_l; \quad \beta_{22} = \sum_{l=1}^2 \beta_l G_l K_{ll}.$$

Система уравнений (13), (20) является линейной, и ее решение, удовлетворяющее условиям (8) и условиям «сшивки» при $x = -x_p$, можно представить в виде

$$f_{sj} = -B_{0j} + \sum_{l=1}^2 B_{jl} e^{\lambda_{jl} x}; \quad \Theta_j = D_{0j} + \sum_{l=1}^2 D_{jl} e^{\lambda_{jl} x}, \quad (21)$$

где

$$\lambda_{1j}; 2j = \gamma_j \pm \sqrt{\gamma_j^2 + \delta_j}; \quad \gamma_j = A_0 \beta_{jj}/d - 1/2; \quad \delta_j = 2A_0 (\beta_{jj} + q)/d;$$

$$D_{0j} = \frac{\beta_{jj} \Theta_0 - \Theta_{Aj} q}{\beta_{jj} + q}; \quad D_{1j} = \frac{\Theta_0 + \lambda_{2j} (D_{0j} - \Theta_f)}{\lambda_{2j} - \lambda_{1j}}; \quad D_{2j} = \frac{\Theta_0 + \lambda_{1j} (D_{0j} - \Theta_f)}{\lambda_{2j} - \lambda_{1j}};$$

$$B_{0j} = (\Theta_0 - D_{0j})/q; \quad B_{1j} = (\lambda_{1j} + 1)D_{1j}/q; \quad B_{2j} = (\lambda_{2j} + 1)/q;$$

$$\Theta_0 = (1 + u_0)(\Theta_0 - \Theta_f); \quad \Theta_f = \Theta_{l_0} - 1/A_0.$$

Из условия (10) с учетом (12) и найденного решения определяется координата конца зоны $-x_R$. Проинтегрировав теперь уравнение (6) с учетом (17), (21, 1) ($v = 0, j = 1$), найдем величину ΔP — падение давления при течении расплава в зоне

$$\Delta P = -\frac{B}{d^2} \int_0^x \frac{f_{sp} - f_{s1}}{(1 - f_{s1})^4} dx. \quad (22)$$

В процессе кристаллизации растворенная газовая фаза вытесняется растущими осями дендритов, повышая тем самым парциальное газовое давление, что совместно с падением давления жидкости в зоне способствует образованию газоусадочных пор. Для простоты рассмотрим случай, когда в расплаве растворен простой двухатомный газ. Его содержания (в вес. %) в жидкой C_2 и твердой C_{2s} фазах в равновесных условиях связаны с парциальным давлением P_g соотношением [1]

$$C_2 = K_{l1} \sqrt{P_g}; \quad C_{2s} = K_{s1} \sqrt{P_g}, \quad (23)$$

где K_l, K_s — константы равновесия.

Обозначая $k_2 = K_s/K_l$ и переходя в (23) к безразмерным величинам, получим с учетом (14) (или приближенно (18)) при $i = 2; f_l = 1 - f_s$

$$P_g = K_l^{-2} \left[\frac{1 + u_0}{1 + u - (1 - k_2 - u) f_s} \right]^2, \quad (24)$$

где $P_g = p_g/(\rho_l v^2); K_l = K_{l1} \sqrt{\rho_l v^2/C_{20}}$.

Аналогично этому можно рассмотреть динамику газонасыщения в зоне в случае сложного газа или системы не взаимодействующих газов.

При оценке радиуса поры r_p примем во внимание, что относительный объем газоусадочных пор V_p определяется выражением $V_p = \varepsilon(1 - f_{sp})$, а объем отдельной поры $v_p = \varepsilon(1 - f_{sp})/N$, где N — плотность дендритов, связанная с размером ячейки d соотношением $N = 2^{2v}/(\pi^v d^{1+v})$ (здесь все величины берутся в безразмерном виде). Следовательно, $v_p = \varepsilon(\pi/4)^v \times (1 - f_{sp})d^{1+v}$, а радиус поры

$$r_p = [(\varepsilon/2^{2v})(1 - f_{sp})]^{1/(1+v)} d. \quad (25)$$

Подставив теперь (22), (24) и (25) при $x = -x_p$ в (11), получим уравнение для определения координаты возникновения газоусадочной поры

$$K_l^{-2} \left[\frac{1 + u_0}{1 - (1 - k_2) f_{sp}} \right]^2 = P_0 + \frac{W}{\varepsilon(1 - f_{sp})d} + \frac{B}{d^2} \int_0^{-x_p} \frac{f_{sp} - f_s}{(1 - f_s)^4} dx.$$

Определив таким образом точку разрыва жидкости, найдем из (21,1) значение f_{sp} , а из (25) — размер образовавшейся газовой поры. Как следует из (25), размер поры находится в прямой зависимости от расстояния d_1 между первичными осями дендритов и сечения твердой фазы f_{sp} , соответствующей точке возникновения поры. Последние же определяются термодинамическими условиями кристаллизации и физическими свойствами многокомпонентных расплавов, содержащих летучие. Действительно, из результатов экспериментальных и теоретических работ [10, 11, 4] следует, что величина d_1 связана со скоростью охлаждения v_T степенной зависимостью

$$d_1 = b_0 v_T^{-s}, \quad (26)$$

где b_0 , s — постоянные, характерные для данного сплава. В установившемся режиме кристаллизации v_T определяется произведением абсолютного значения градиента температуры на фронте зоны ($G = |\Theta'|_{x=0}$) на скорость продвижения фронта

$$v_T = Gv. \quad (27)$$

Из соотношений (25)—(27) следует связь размера пор со скоростью охлаждения, а через $f_{sp} = f_{sp}(P_0)$, где P_0 — гидростатическое давление, и с фактором глубинности. Возвращаясь к размерным величинам, запишем эту зависимость в виде

$$r_{pl} = b_0 \left[(\varepsilon/2^{2\nu}) (1 - f_{sp}) \right]^{1/(1+\nu)} v_T^{-s},$$

где величина v_T при $\nu = 0$ связана с параметрами кристаллизации соотношением

$$v_T = (T_0 - T_{l0} + \nu/K_0)(1 + \varepsilon f_{sp})v^2/a,$$

следующим из выражений (27), (16), (17, 2).

Выводы. Развита математическая модель термо- и гидродинамических условий образования газосадочных пор в минералах изверженных пород. Появление пор и включений связано с неравновесной кристаллизацией газосодержащих магм в интервале температур. Размер пор (включений) тем меньше, чем больше давление в системе и выше скорость кристаллизации, и находится в прямой зависимости от коэффициента усадки вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бродский А. И. Физическая химия. М.: Госхимиздат, 1948. 488 с.
2. Журавлев В. А. О макроскопической теории кристаллизации сплавов. — Изв. АН СССР. Металлы, 1975, № 5, с. 93—99.
3. Магматическая кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975. 212 с.
4. Тяжелыникова И. Л., Борисов В. Т. Кристаллизация цилиндрической ячейки двухфазной зоны. — Изв. АН СССР. Металлы, 1970, № 5, с. 122—128.
5. Хан Б. Х., Быков И. Н. и др. Затвердевание и кристаллизация каменного литья. Киев: Наукова думка, 1969. 162 с.
6. Черепанов А. Н. Модель неравновесной двухфазной зоны с учетом конвекции бинарного расплава. — Прикладная механика и теор. физика, 1981, № 5, с. 65—69.
7. Черепанов А. Н., Шарапов В. Н., Милова Л. В. Термо- и гидродинамические условия образования включений в минералах изверженных пород. — Докл. АН СССР, 1982, т. 260, № 1, с. 186—196.
8. Coble R. L., Flemings M. C. On the removal of pores from castings by sintering. — Metallurgical transactions, 1971, v. 2, N 2, p. 409—415.
9. Meharabian R., Keane M., Flemings M. C. Interdendritic fluid flow and macrosegregation influence of gravity. — Metallurgical transactions, 1970, v. 1, N 5, p. 1909—1220.
10. Jaha M. A. Some observations on dendritic morphology and dendrite arm spacings. — Metal Science, 1979, N 1, p. 9—12.
11. Okamoto T. Arm spacings of dendrites formed in solidifying alloys. Met. Inst. Sci. Ind. Res., Osaku Univ., 1980, v. 37, p. 27—36.

В. Н. ШАРАПОВ, А. Н. ЧЕРЕПАНОВ,
Н. Г. АПРОСИМОВА, В. И. ДРОБЫШЕВИЧ

ДИНАМИКА НАСЫЩЕНИЯ РАСПЛАВОВ ЛЕТУЧИМИ КОМПОНЕНТАМИ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМЫ В КАМЕРЕ

Описание динамики насыщения расплавов летучими при их охлаждении в магматических камерах после перемещения из очага генерации представляет большой интерес для петрологии и теории магматогенных рудных месторождений. Для равновесного приближения эта проблема впервые качественно наиболее полно рассмотрена П. Ниггли [5], первые количественные оценки динамики перемещения летучих в интру-

звивах при кристаллизации магм получил Ю. Шимазу [10]. Однако количественно динамика накопления летучих при охлаждении магм начинается только исследоваться.

Трудности получения численной характеристики такого процесса, адекватно отражающей предполагаемую физическую картину явления, в первую очередь связаны с еще недостаточной экспериментальной изученностью диаграмм состояния силикатных систем с летучим и кинетики их кристаллизации. Имеются определенные сложности при расчетах, определяемые объемом памяти и быстродействием современных ЭВМ, а также разработанностью методов решения нелинейных задач интересующего нас класса. Поэтому по затронутой нами проблеме пока возможно численное описание лишь некоторых предельных случаев. Таковыми могут считаться охлаждение эвтектических и котектических магм в камерах простой формы. К первому из них мы обращались уже ранее [7, 8], второй потребовал создания специального алгоритма [1]. Поскольку в перечисленных работах указанная выше проблема рассматривалась кратко и наряду с другими вопросами дифференциации магм, то в данном сообщении нами обращено внимание только на постановку задач и сравнительный анализ численных результатов, описывающих динамику диффузионной кристаллизационной дифференциации магм, недосыщенных летучими.

Постановка задачи динамики диффузионной кристаллизационной дифференциации эвтектоидных магм неоднократно излагалась [7, 10], поэтому здесь мы ограничимся лишь указанием системы уравнений, описывающих процесс и метод численной реализации решения:

$$\partial T_1 / \partial t = a_1 \partial^2 T_1 / \partial x^2; \quad r < x < \xi; \quad (1)$$

$$\partial T_2 / \partial t = a_2 \partial^2 T_2 / \partial x^2; \quad \xi < x < R; \quad (2)$$

$$\lambda_1 \partial T / \partial x - \lambda_2 \partial T_2 / \partial x = \rho_2 \xi / dt; \quad (3)$$

$$T'_S = T_S (1 \pm \gamma C_i); \quad T_R = \text{const}; \quad C(x, 0) = C_0; \quad (4)$$

$$\partial C_L / \partial t = D \partial^2 C_L / \partial x^2; \quad \xi < x < \delta; \quad (5)$$

$$D \partial C_L / \partial x + V(1 - K_0) C_L |_{x=\xi} = 0; \quad (6)$$

$$D \partial C_L / \partial x + (R - \xi - \delta) \partial C_L / \partial t |_{x=\xi+\delta} = 0 \quad (7)$$

Здесь и далее: T_0 — начальная температура магмы, T_1 — температура в закристаллизовавшейся части пластиновидного интрузива (r), мощность которого $2R$; T_2 — температура в магме; ξ — координата плоского фронта кристаллизации; a_1 и a_2 — соответственно температуропроводимость изверженной породы и магмы; λ_1 и λ_2 — теплопроводность изверженной породы и магмы; ρ_2 — плотность изверженной породы; κ — теплота кристаллизации магмы; T_S — температура солидуса; γ — множитель пропорциональности, снимаемый с диаграммы состояния; T_R — температура на контакте интрузива с вмещающими породами; C_0 — начальная концентрация i -компонента в жидкости; C_L — текущая концентрация компонента в жидкости; D — коэффициент диффузии i -компонента в магме; V — скорость движения ξ ; K_0 — равновесный коэффициент распределения (C_S/C_L); C_S — концентрация i -компонента в твердой фазе; δ — ширина диффузионного слоя у фронта кристаллизации, за пределами которого предполагается идеальное перемешивание магмы. В расчетах полагалось $\delta \sim 0,1R$, что близко экспериментальным результатам по кристаллизации пластиновидных отливок из парафина.

При решении задачи использовался итерационный процесс для нахождения приближенных значений положения ξ и температуры. Условие (7) находилось из закона сохранения массы во всем магматическом теле до и после кристаллизации.

Математическая постановка задачи динамики кристаллизационной дифференциации котектических магм в петрологической литературе освещена меньше, чем смешанная краевая задача с граничным условием стефановского типа, поэтому на ней мы остановимся несколько подробнее.

Полная постановка данной задачи должна учитывать кинетику кристаллизации минералов, термоконвекционные процессы, пузырение расплава при ретроградном кипении, тип свободного конвектирования в магме, изменение характера зарождения и роста кристаллов во «фронте» кристаллизации со временем, реакции между кристаллами, газовыми пузырями и жидкостью, а также ряд других эффектов. Количественная постановка такой задачи может быть сформулирована математически, но она нами здесь не приведена, так как из-за отсутствия экспериментальных данных мы были вынуждены ограничиться рассмотрением простейшего случая кристаллизации котектики в квазиравновесном приближении, в котором не учитываются перечисленные выше кинетические и гидродинамические факторы. В этом приближении показана зависимость количества твердой фазы в системе от температуры в интервале температур солидус — ликвидус (T_L) или изменение содержания летучего по линии ликвидуса в недосыщенном летучим расплаве в зависимости от общего давления в системе, что позволяет исследовать общие тенденции в разделении компонентов, которые определяются теплообменом, и в диффузионном торможении в системе.

Для указанных выше условий кристаллизации расплава в интервале температур может быть записана достаточно простая система уравнений:

$$a_2 \partial T_2 / \partial t = \partial / \partial t = \partial / \partial x (\lambda \partial T_2 / \partial x) - \kappa \rho_1 \partial S / \partial t; \quad (8)$$

$$\partial / \partial t \{ [K_0 + (1 - K_0) S] C_L \} = \partial / \partial x (D S \partial C_L / \partial x), \quad x \in [\xi_S, R]; \quad (9)$$

$$S = \Phi_1(x, t, T); \quad S \equiv 1 \text{ при } T \geq T_L; \quad S \equiv 0 \text{ при } T \leq T_S; \quad (10)$$

$$T|_{t=0} = T_0; \quad C|_{t=0} = C_0; \quad (11)$$

$$T|_{x=0} = T_K; \quad \partial T / \partial x|_{x=R} = \partial C / \partial x|_{x=R}; \quad (12)$$

$$\partial C / \partial x|_{x=\xi_S} = - (1 - K) / D \cdot d\xi_S / dt C|_{x=\xi_S}^+. \quad (13)$$

Для случая динамики насыщения летучим расплава мы вынуждены рассматривать псевдобинарную систему расплав — летучий, поскольку имеющиеся экспериментальные данные [2, 3, 4, 9] отвечают лишь такой ситуации. Поэтому вместо (10) нами записывалось уравнение линии ликвидуса:

$$C = \Phi_2(T); \quad S \equiv 1 \text{ при } T \geq T_L; \quad S \equiv 0 \text{ при } T < T_S. \quad (14)$$

Граничные условия (12), (13) дополнялись уравнением баланса тепла в конце зоны кристаллизации, поскольку в этом случае сечение жидкой фазы S может быть отличным от нуля,

$$\lambda_1 \partial T_1 / \partial x|_{\xi_S} - \lambda_2 \partial T_2 / \partial x|_{\xi_S}^+ = \kappa \rho_1 d\xi_S / dt|_{x=\xi_S}^+. \quad (15)$$

Для изверженной породы, как и в первом случае, имеем уравнение, аналогичное (1). Зависимость концентрации летучего от температуры $T(x, t)$ в двухфазной зоне задается в расчетах по диаграмме состояния [4].

Здесь в дополнение к указанным ранее обозначениям вводятся: ξ_S^+ — координата конца зоны кристаллизации, где $S \neq 0$; ξ_L — координата температуры ликвидуса (T_L); ξ_{NS} — координата температуры насыщения расплава (T_{NS}) летучим на линии ликвидуса при данном давлении в системе.

Для численного решения данной задачи приведен алгоритм, основанный на неявной монотонной разностной схеме. При этом применяется итерационный процесс на каждом временном шаге для решения всей системы уравнений.

Параметры, которые учтены в расчете, даны в подписях к рисункам.

Обсуждение результатов. Решение системы (1) — (7) с учетом экспериментальных данных [2, 3, 9] позволяет выяснить общие тенденции динамики насыщения летучим эвтектических расплавов, а (8) — (15) и диаграммы состояния типа [4] — котектических. На рис. 1—3 показаны кри-

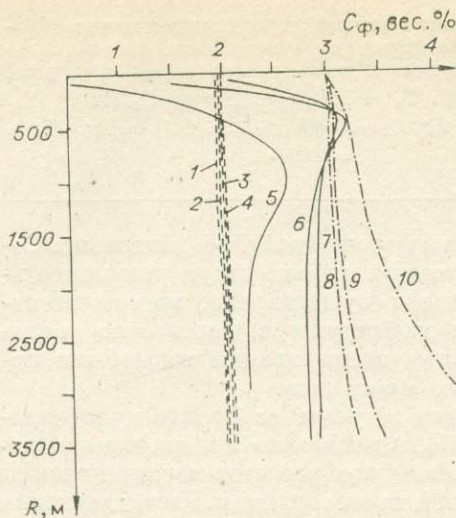


Рис. 1. Изменение средней концентрации воды C_{ϕ} в остаточном расплаве и содержания воды в минералах и порых изверженной породы.

Кривые 1 — 4; $C_0 = 2$ вес. %, $T_0 = 850^\circ\text{C}$; T_S при $C_0 = 815^\circ\text{C}$; T_S' при $C_{\text{нас}} = 670^\circ\text{C}$; $D = 10^{-5}$ см²/с (1, 2 — изверженные породы (C_S); 3, 4 — остаточный расплав (\bar{C}_L)). Кривые 5 — 10; $C_0 = 3$ вес. %, $T_0 = 850^\circ\text{C}$; T_S при $C_0 = 775^\circ\text{C}$; T_S' при $C_{\text{нас}} = 670^\circ\text{C}$; $T_K = 665^\circ\text{C}$; $D = 10^{-5}$ см²/с. C_S — кривые 5, 6, 7, для которых соответственно $K_0 = 10^{-2}$; $5 \cdot 10^{-2}$; 10^{-1} . \bar{C}_L — кривые 8, 9, 10, для которых соответственно $K_0 = 10^{-2}$; $5 \cdot 10^{-2}$; 10^{-1} .

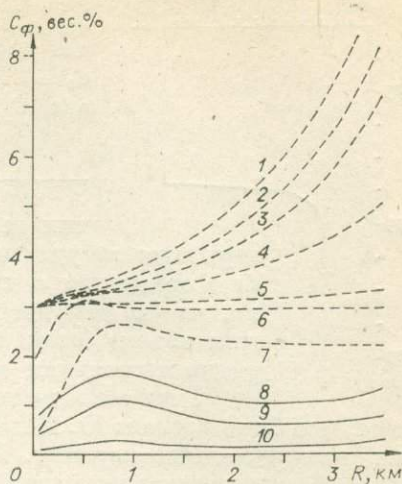


Рис. 2. Изменение средней концентрации воды в остаточном расплаве (кривые 1—5) и ее содержания в изверженных породах (кривые 6—10) при $T_L = 900^\circ\text{C}$; $T_S = 850^\circ\text{C}$; $T_K = 800^\circ\text{C}$.

1 — $D = 10^{-5}$ см²/с; $K_0 = 10^{-2}$. 2 — $D = 10^{-5}$ см²/с; $K_0 = 5 \cdot 10^{-2}$. 3 — $D = 10^{-5}$ см²/с; $K_0 = 10^{-1}$. 4 — $D = 10^{-6}$ см²/с; $K_0 = 10^{-2}$. 5 — $D = 10^{-6}$ см²/с; $K_0 = 10^{-1}$. 6 — $D = 10^{-6}$ см²/с; $K_0 = 10^{-1}$. 7 — $D = 10^{-6}$ см²/с; $K_0 = 10^{-2}$. 8 — $D = 10^{-5}$ см²/с; $K_0 = 10^{-1}$. 9 — $D = 10^{-5}$ см²/с; $K_0 = 10^{-1}$. 10 — $D = 10^{-5}$ см²/с; $K_0 = 5 \cdot 10^{-2}$.

вые изменения концентрации воды в остаточном расплаве при кристаллизации гранитовой магмы, а на рис. 4, 5 — андезитового расплава в термодинамических условиях абиссальной и гипабиссальной магматических фаций глубинности для различных начальных условий охлаждения. Представляет интерес сопоставить эти случаи, а также проанализировать их совместно с первыми оценками динамики насыщения, полученными Ю. Шимазу [10], который использовал иной численный метод. В расчетах Ю. Шимазу учитывалась теплота испарения летучего (воды) и поток пара через проницаемую кровлю пластиновидного интрузива. В качестве диаграммы состояния магмы принята система «альбит — H_2O ». Уже из анализа предложенных квазиравновесных моделей ясно, что динамика насыщения летучими эвтектоидных и котектических расплавов при их охлаждении в камере различается существенно как по характеру снижения температуры в зоне кристаллизации жидкости, так и скоростям затвердевания и существования гетерофазных зон в интрузивах. Так, при кристаллизации эвтектоидных магм должно существовать в интрузиве не менее двух зон изверженных пород: 1 — краевой или эндоконтактовой, где реализуется механизм бездиффузионной кристаллизации ($K_{\text{эф}} \sim 1$); 2 — ядерной, где резко меняются условия разделения летучего ($K_{\text{эф}} < 1$) и формируются породы с T_S , близкой к минимальной температуре кристаллизации при насыщении расплава летучим. При этом в магме по мере перемещения фронта кристаллизации медленно увеличивается концентрация летучего. Ретроградное кипение расплава возможно лишь в весьма узкой области в жидкости, примыкающей к фронту кристаллизации. Скорости кристаллизации таких магм максимально низкие во всем спектре составов, кристаллизующихся в сходных термодинамических условиях. Следовательно, и время охлаждения подобных интрузивов для тел близ-

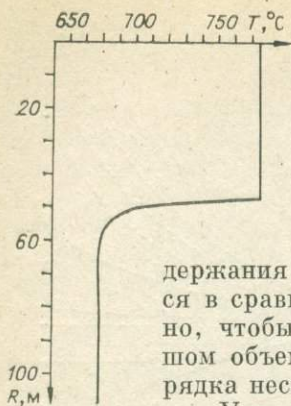


Рис. 3. Изменение температуры солидуса магмы в абиссальном гранитоидном интрузиве при кристаллизации первоначально ненасыщенного водой расплава. $C_0 = 3$ вес. %, $T_0 = 776^\circ\text{C}$; T'_S при C_0 775°C ; T'_S при $C_{\text{нас}}$ 670°C ; $T_K = 669^\circ\text{C}$; $D = 10^{-5}$ cm^2/c ; $K_0 = 10^{-1}$.

ких размеров и формы наиболее длительно. Содержания летучих в остаточных магмах могут увеличиваться в сравнении с начальными существенно, но сомнительно, чтобы они достигали насыщения в достаточно большом объеме, если начальные концентрации воды были порядка нескольких весовых процентов.

Учет теплоты испарения летучего на фронте кристаллизации, что было сделано Ю. Шимазу [10], качественно практически не меняет указанную выше картину. Результаты его расчетов по определению скоростей кристаллизации магмы близки к нашим оценкам. Расчет давления во флюиде на фронте кристаллизации мы не проводили, так как в рамках развитого нами квазиравновесного подхода на основе балансных разностных схем выполнить это нельзя. Использовать же для формулировки неравновесной модели понятие о скорости реакции изоморфно скорости кристаллизации, как это делал Ю. Шимазу, мы не сочли возможным. Эксперименты по кинетике ретроградного кипения эвтектоидных магм нам не известны, и сопоставить данные расчета за пределами жидкой фазы с отмеченными расчетами Ю. Шимазу мы не смогли. Оценок содержания летучего в минералах изверженных пород в расчетах Ю. Шимазу нет, поэтому и эту часть наших данных не удалось сравнить с независимыми результатами расчетов. Отметим, что исследованный нами эксперимент метод дает как будто бы наилучшее совпадение с численным экспериментом.

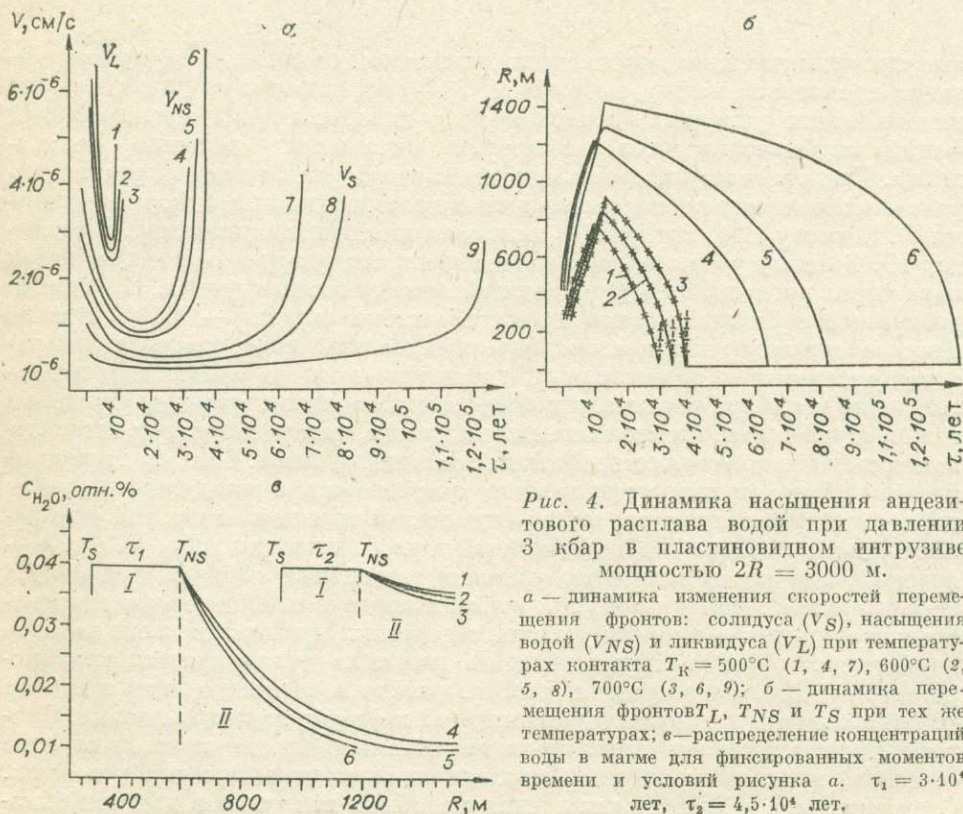


Рис. 4. Динамика насыщения андезитового расплава водой при давлении 3 кбар в пластиновидном интрузиве мощностью $2R = 3000$ м.

a — динамика изменения скоростей перемещения фронтов: солидуса (V_S), насыщения водой (V_{NS}) и ликвидуса (V_L) при температурах контакта $T_K = 500^\circ\text{C}$ (1, 4, 7), 600°C (2, 5, 8), 700°C (3, 6, 9); *b* — динамика перемещения фронтов T_L , T_{NS} и T_S при тех же температурах; *c* — распределение концентраций воды в магме для фиксированных моментов времени и условий рисунка *a*. $\tau_1 = 3 \cdot 10^4$ лет, $\tau_2 = 4,5 \cdot 10^4$ лет.

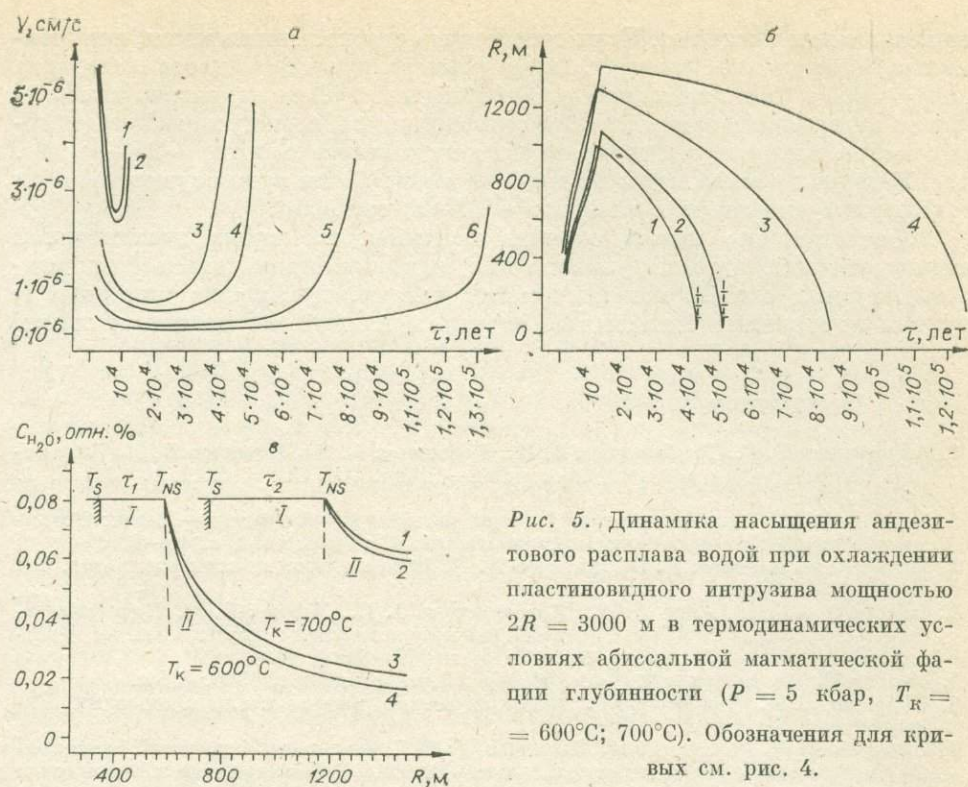


Рис. 5. Динамика насыщения андезитового расплава водой при охлаждении пластиновидного интрузива мощностью $2R = 3000$ м в термодинамических условиях абиссальной магматической фации глубинности ($P = 5$ кбар, $T_R = 600^\circ C$; $700^\circ C$). Обозначения для кривых см. рис. 4.

Как и в случае эвтектоидных, о динамике насыщения жидкостей при кристаллизации котектических магм пока могут быть высказаны лишь предварительные заключения. Самые основные из них следующие. Насыщение остаточного расплава летучим достаточно близко соответствует перемещению температурных фронтов (волн) ликвидуса, насыщения при давлении насыщения на соответствующем уровне в плутоне и солидуса.

Характерная особенность скоростей кристаллизации таких расплавов — грубо симметричная форма кривых в координатах $V - t$ для T_L и T_{NS} и асимметричная для T_S . Это обстоятельство приводит к тому, что проявляется резкая асимметрия в кривых, характеризующих динамику распространения гетерофазных зон в кристаллизующемся интрузиве. Так, если первоначально расплав был несколько перегрет, то после заполнения камеры быстро исчезает гомогенная жидкость и начинается охлаждение гетерофазной системы, в которой ясно выделяются две зоны: а) ненасыщенная летучим остаточной жидкости, б) пересыщенная. Границами между ними являются T_{NS} . В первой зоне существует двухфазное, а во второй — трехфазное состояние (жидкость + твердые фазы + газ). К сожалению, имеющиеся диаграммы состояния типа приведенных в работе [4] не позволяют описать количественно ситуацию во второй зоне, а поэтому наиболее интересная для геолога-рудника сторона проблемы может быть охарактеризована лишь в отношении времени существования этой зоны и динамики перемещения границ без учета ретроградного кипения.

Сопоставляя по времени охлаждения плутоны, изверженные породы которых формируются из котектических расплавов, с подобными им, но возникшими в связи с охлаждением эвтектоидных магм, можно отметить, что первые кристаллизуются и охлаждаются существенно быстрее, поскольку скорости перемещения фронта T_S в них несколько раз больше, чем в случае эвтектоидных магм. Однако времена существования гетерофазных зон с ретроградным кипением достаточно продолжительны в плутонах, поперечник которых достигает нескольких километров, — поряд-

ка нескольких тысяч лет. Если сопоставить соотношения времен, полученных в расчетах для фиксированного размера пластиновидного интрузива ($2R = 3000$ м), то очаг андезитовой магмы на глубине несколько километров от поверхности земли во всем возможном диапазоне условий охлаждения магмы может иметь трехфазную зону в «ядре» массива $\sim 25-35$ тыс. лет. В недрах земной коры на глубине около 10 км время существования такой зоны значительно больше: $\sim 40-50$ тыс. лет.

Соответственно можно оценить максимальное время эксплозивной активности андезитовых вулканов или «питания» приповерхностных гидротермальных систем магматическими газами, привносящими тепло и рудные компоненты в пластовые воды в вулканически активных зонах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апросимова Н. Г., Дробышевич В. И., Черепанов А. Н., Шарапов В. Н. Динамика дифференциации котектических магм. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 429—431.
2. Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 40—73.
3. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 226 с.
4. Максимов А. П., Кадик А. А., Коровушкина Э. Е., Иванов Б. В. Кристаллизация андезитового расплава при заданной кристаллизации воды в области давлений до 12 кбар. — Геохимия, 1978, № 5, с. 669—679.
5. Ниггли П. Магма и ее продукты. М.—Л.: Госгеолтехиздат, 1946. 435 с.
6. Шарапов В. Н., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 192 с.
7. Шарапов В. Н., Ильин В. П., Якушева Л. В. Динамика диффузионной фракционной кристаллизации эвтектоидных магм. — В кн.: Математическое и физическое моделирование рудообразующих процессов. М.: изд. ВИМС, 1978, с. 83—106.
8. Шарапов В. Н., Меламед В. Г., Голубев В. С. Аналитическое моделирование охлаждения интрузивов и объяснения зональности плутогенных гидротермальных месторождений. — Геол. и геофиз., 1972, № 5, с. 18—28.
9. Эпельбаум М. Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1981. 241 с.
10. Shimazu Y. Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification and explosion magmas. — J. Earth. Sci. Nagoya Univ., 1961, v. 9, N 2, p. 185—223.

А. Л. ПАВЛОВ

ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ УЗОН-ГЕЙЗЕРНОЙ ТЕРМОАНОМАЛИИ С УЧЕТОМ ВОССТАНОВЛЕННОСТИ ИСХОДНЫХ ФЛЮИДОВ

В настоящее время считается установленным [15], что в областях современного вулканизма синхронно во времени и пространстве развиваются магматические и гидротермальные процессы, сопоставимые между собой по энергетическому, тепловому, геологическому и геохимическому эффектам их действия. Понимая под гидротермальными процессами всю совокупность явлений в недрах гидротермальных систем, С. И. Набоко, вслед за В. И. Белоусовым и В. М. Сугрбовым [2], к гидротермальным системам относит термоаномалии верхних частей земной поверхности в областях современного вулканизма, приуроченные к определенным геологическим структурам и характеризующиеся поверхностной гидротермальной активностью. Большинство исследователей термоаномалий Камчатки и Курильских островов, рассматривая гидротермальные системы как высокотемпературные водонапорные системы, связанные с окружающими подземными водами, разделяют и развивают представления В. В. Аверьева [1] о том, что эти гидротермальные системы возникают в земной коре при внедрении в водоносные слои глубинного теплоносителя — надкритического водного флюида.

За последние 20 лет накоплен значительный опыт изучения месторождений современных гидротерм на Камчатке и Курильских островах. Наиболее детально исследована Узон-Гейзерная гидротермальная система, тепловая мощность которой достигает 140 тыс. ккал/с [17]. Уникальная особенность Узон-Гейзерной гидротермальной системы заключается еще и в том, что здесь в настоящее время происходит образование ртутно-сурьмяно-мышьяковой сульфидной минерализации [16] в ассоциации с углеводородами [3].

Анализ материалов, характеризующих гидрогеологическую обстановку Узонской термоаномалии [24], тепловую мощность [9] и металлоносность кальдеры Узон [14], и детальное изучение физико-химических условий современного рудоотложения на термальных полях кальдеры Узон и Долины Гейзеров [7] позволяют предложить новую модель формирования гидротермальных систем, в том числе и рудообразующих, учитывающую термохимические и геохимические эффекты взаимодействия глубинных восстановленных флюидов с вадозными водами, просачивающимися на глубину по трещиноватым породам и зонам существующих нарушений.

Характеризуя Узон как одну из крупнейших гидротермальных систем на Камчатке, а вместе с Долиной Гейзеров самую крупную на Камчатке и одну из самых мощных в мире, Г. Н. Ковалев и Ю. Б. Слезин [9] оценивают тепловую мощность кальдеры Узон величиной 64000 ккал/с. Сопоставляя величину полной тепловой мощности Узона с мощностью фумарольной разгрузки активных вулканов, расположенных в этом районе (Малый Семьячик 70 000 ккал/с, Жупановский 70 000 ккал/с), Г. Н. Ковалев и Ю. Б. Слезин [9] полагают, что данное сравнение подтверждает гипотезу В. В. Аверьева [1] о едином механизме энергетического питания молодых гидротермальных систем и вулканов. Однако при такой масштабности гидротермальной системы вызывает удивление тот факт, что дебит перегретых хлоридно-натриевых вод кальдеры Узон [24] незначителен и близок к величине 100 л/с при весьма благоприятных условиях глубокого инфильтрационного питания подземных вод в кальдере Узон*.

Акцентируя внимание на происхождении гидротерм и учитывая представления В. В. Аверьева и других авторов, С. И. Набоко [15] считает, что в областях тектоно-магматической активности одновременно могут возникать гидротермы с различными физико-химическими параметрами. В частности, из субповерхностных магм выделяются летучие кислоты, при конденсации которых образуются ультракислые растворы (магматические гидротермы). В свою очередь, из глубоко залегающих подкорковых магм выделяется щелочнометалльный хлоридный флюид, и под его воздействием формируются близонейтральные натриевые гидротермы (магматогенные гидротермы). Следует подчеркнуть, что как в первом, так и во втором случае одним из основных компонентов отделяющегося от силикатного расплава флюида, по мнению многих исследователей [1, 15], является вода, совместно с которой в зависимости от источника эндогенного флюида привносятся в газы и в растворе те или иные компоненты. Применительно к Узон-Гейзерной магматогенной гидротермальной системе [15] ее происхождение связывается с конденсатом эндогенного флюида, растворенного в подземных водах. По химическому типу это перегретые хлоридные натриевые гидротермы, для которых в составе газов характерно присутствие CO_2 , H_2S , N_2 и CH_4 , а в растворе помимо натрия и хлора содержатся такие специфические компоненты, как Si, B, Rb, Cs, As, Sb, Hg, Au, Ag, Ge и др. [15]. Учитывая специфику газового состава Узон-Гейзерных высокотемпературных кипящих щелочно-суль-

* По данным Г. Ф. Пилипенко [24], область питания Узон-Гейзерного бассейна подземных вод, ограниченная орографическим водоразделом — кольцевым уступом депрессии, занимает около 160 км², из которых 110 км² приходится на чашу кальдеры Узон. Термоаномалии, проявленные в северо-западной части кальдеры на нескольких участках, занимают площадь около 15 км².

фидных хлоридно-натровых гидротерм, мы ранее [7] эти гидротермы отнесли к специфическим водородным и водородно-метановым термам, имеющим мантийный источник питания.

Основными предпосылками, послужившими для пересмотра генетической схемы Узон-Гейзерной гидротермальной рудообразующей системы, равно как и других подобных ей систем, явились факты, свидетельствующие о том, что для магматических, магматогенных или трансмагматических мантийных флюидов вода является запрещенным компонентом. Анализ литературного материала и проведенные нами термодинамические расчеты [19, 21, 22] позволяют утверждать, что в равновесии с силикатными расплавами, в особенности с расплавами ультраосновного, основного, среднего и даже щелочного состава, могут сосуществовать (и растворяться без протекания окислительно-восстановительных реакций) флюиды, характеризующиеся восстановительными свойствами. В их состав прежде всего должны входить водородные соединения металлов вплоть до гидридов, свободный водород H_2 , метан CH_4 и другие более сложные углеводороды, а также CO , N_2 , летучие соединения сульфидной серы и ряд других реже встречающихся летучих соединений элементов с восстановительными свойствами. Их устойчивость в пределах магматических очагов обуславливается прежде всего низким парциальным давлением кислорода (P_{O_2}), предопределяемым в первую очередь термической диссоциацией породообразующих минералов.

Подтверждением правомерности положения о восстановительных свойствах эндогенного флюида, равновесного с магматическими расплавами, могут служить находки в магматических породах самородных металлов и карбидов металлов, которые могли образовываться исключительно в восстановительной среде [5]. Об этом же свидетельствуют и процессы ферритизации силикатных расплавов, протекающие весьма интенсивно при взаимодействии породообразующих силикатов, содержащих 2-валентное железо, с водой [21, 22]. Решая обратную задачу, нетрудно видеть, что наличие 2-валентного железа в породообразующих силикатах магматических пород, есть косвенное свидетельство отсутствия воды в составе равновесного с магмой флюида. Подобный же вывод следует и из работы Г. Е. Хавкеса [30] о генерации геотермального водорода согласно проводимой им химической реакции между минералами, содержащими 2-валентное железо, и водой, наиболее интенсивно протекающей при температуре выше $300^\circ C$.

О восстановительном характере магматических и интрателлурических флюидов свидетельствует состав газов в образцах пород верхней мантии, среди которых преобладают N_2 , H_2 и CH_4 [12], CO , C_2H_2 [29] и ряд других восстановленных элементов. В обзоре по составу интрателлурических флюидов Р. М. Слободской [25] подчеркивает мысль о том, что водород и углеводороды — главные составные части газов, содержащиеся в гипербазитах, анортозитах и в щелочных изверженных породах. Восстановленные соединения при стерильном отборе проб определяются и в составе газов, связанных с вулканической деятельностью, хотя глубинное вещество при $1000^\circ C$ и более контактирует с атмосферой, богатой свободным кислородом. Однако даже в этом случае в составе газов преобладают H_2 , CO и CH_4 [25]. Восстановленные соединения присутствуют не только в составе газов, вырывающихся на поверхность во время извержений, но и в зонах разгрузки современных гидротермальных систем, предопределяя образование скоплений углеводородов в зоне гидротермального минералообразования [3]. При этом образование воды в качестве продукта окисления ювенильного водорода как будто подтверждается данными изотопного анализа [28]. Более того, полагают, что именно с окислением глубинных восстановленных флюидов связаны поверхностные взрывные явления при вулканических извержениях [13, 27], а также явления резкого повышения температуры газов в верхних частях вулканических каналов [8], равно как и возникновение газовых факелов над вулканическими жерлами и над трещинами в лавовых потоках [25]. Не противоречат этому

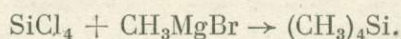
расчетные модельные исследования, развивающие идею о важной роли гидридов металлов в формировании силикатных расплавов и гидротермальных систем в земной коре [20].

Подтверждением закономерности подобной трактовки свойств и состава эндогенных безводных флюидов служат многочисленные эксперименты В. Б. Бондарева и М. В. Поршнева по взаимодействию метана и воды при температурах выше 1000°C в реакторе с катализатором — базальтом вулкана Алаид. Резкая неравновесность системы метан + вода, как следует из их экспериментов, предопределяет появление новых соединений (идентифицировано 34 компонента), которые в химии известны в качестве важных активных компонентов при синтезе большой группы элементоорганических соединений (ацетилен, этилен, диметил-ацетилен, бензол, толуол и др.).

О неустойчивости воды в углеводородной атмосфере при повышенных температурах свидетельствуют также и детально изученные технологические процессы по конверсии углеводородов парами воды и двуокисью углерода с образованием в результате реакций алкенов, алкинов, диенов, окиси углерода, водорода и элементарного углерода [23].

Все это вместе взятое свидетельствует о том, что летучие компоненты глубинного происхождения при общем низком значении P_{O_2} должны быть представлены восстановленными газами, среди которых преобладают H_2 , CO, CH_4 и другие углеводороды и, естественно, элементоорганические соединения (ЭОС) [25], транспортирующие из глубин к поверхности различные породы- и рудообразующие элементы при полном или почти при полном отсутствии в составе эндогенного флюида воды как свободной фазы.

Итак, если приведенные выше положения отвечают действительности, то основные компоненты восстановленных флюидов, в первую очередь углеводороды и окись углерода, должны принимать активное участие в переносе и отложении рудных и петрогенных элементов в виде элементоорганических соединений. При этом следует особо подчеркнуть, что от сложности радикалов углерод-водородного состава зависят экстракционные свойства эндогенного флюида, а сложность радикалов зависит не только от температуры в зоне генерации флюида, но и от реакций конверсии углеводородов парами воды и CO_2 [23]. В качестве одного из примеров возможные пути синтеза элементоорганических соединений могут быть проиллюстрированы известной реакцией Гриньяра, под которой понимается совокупность методов синтеза элементоорганических соединений с помощью алкил- и арилмагнийгалогенидов. Так, например, синтез кремнистоорганического соединения отвечает следующей схеме, уже учитывающей ряд промежуточных реакций,



Как следует из [10], этим путем могут быть получены элементоорганические соединения Au, Hg, Be, Cd, B, Tl, Si, Ge, Sn, Pb, P, As, Sb, Bi, S, Se, Te и др. Примечательно, что с помощью реакции Гриньяра синтезирован ряд карбонильных соединений металлов, в которых основным лигандом является окись углерода [26].

Возможное разнообразие ЭОС, образующихся при взаимодействии восстановленных флюидов с силикатными расплавами, объясняется не только наличием различной сложности углеводородных радикалов, но и результатом синтеза из водорода и CO метанола и других спиртов, из которых в зависимости от температуры, давления и катализаторов могут быть получены разнообразные элементоорганические соединения.

В целом же следует обратить внимание на тот факт, что все многообразие углеводородов и их соединений с металлами есть частный случай летучих гидридов, для которых характерна ковалентная или полярная связь. Поэтому, как и в случае с солеобразными гидридами, образованными классическими ионными связями, одной из основных особенностей этих соединений (т. е. солеобразных и летучих гидридов) является их

активное взаимодействие с водой, протекающее, как правило, с выделением заметных количеств тепла.

Отсюда, учитывая свойства и специфику реакций восстановленных флюидов, содержащих в своем составе ЭОС, и воды, просачивающейся с поверхности как по пористым и трещиноватым породам, так и зонам тектонических нарушений, вероятные модели образования гидротермальных систем и сопутствующего минерало-рудотложения следовало бы сформулировать следующим образом.

Формирование гидротермальных систем, в том числе и рудообразующих, происходит в результате взаимодействия глубинных восстановленных флюидов (магматических, магматогенных, интрателлурических) с инфильтрационными вадозными водами. При этом зону встречи просачивающихся на глубину вадозных вод и восстановленных флюидов, содержащих ЭОС, следует считать и зоной разгрузки восстановленных рудообразующих флюидов, и зоной генерации гидротермальных растворов. В предлагаемой модели нижнюю границу распространения вадозных вод следует интерпретировать как геохимический барьер, на котором происходит взаимодействие восстановленных флюидов с водой и, как следствие этого, отложение новообразованных рудных и нерудных минералов. Мобилизация на данном геохимическом барьере вадозных вод, нагретых под действием тепла, отдаваемого глубинными флюидами и выделяемого при экзотермических реакциях взаимодействия восстановленных флюидов с инфильтрационными водами поверхностного происхождения, — один из вероятных путей формирования гидротермальных рудообразующих систем, которые являются вторичными образованиями по отношению к первичным потокам восстановленных флюидов.

Обратимся к фактическому материалу, позволяющему рассматривать Узон-Гейзерную гидротермальную систему как результат взаимодействия глубинных восстановленных флюидов с вадозными водами.

Прежде всего обращает на себя внимание благоприятное геологическое строение Узонской кальдеры, в которой молодые рыхлые водопроницаемые породы закатаны в блок древних слабопроницаемых пород, что и обуславливает формирование здесь своеобразной гидрогеологической структуры, благоприятной для накопления подземных вод. Своеобразие ее, помимо геологической позиции, состоит в том, что в замкнутой впадине четко определена зона инфильтрационного питания. Кольцевой уступ кальдеры, являющийся четким орографическим водоразделом, ограничивает площадь питания около 110 км² [24]. Благодаря обильным атмосферным осадкам в этом районе, хорошей проницаемости гравелитов, благоприятному режиму сезонного накопления запасов грунтовых вод и наличию единственной реки, вытекающей из кальдеры, а также интенсивной тектонической проработке пород в недрах Узонской структуры сформировалась водонапорная система, состоящая из гидравлически связанных горизонтов грунтовых и артезианских вод и трещинных вод тектонических разломов. Горизонты грунтовых вод, питающиеся водами поверхностного формирования (дождевые, талые), насыщены ультрапресными водами (минерализация порядка 30 мг/л), рН которых не превышает величин 6,3—6,5. Однако в силу высокой насыщенности кислородом эти воды имеют довольно высокий окислительно-восстановительный потенциал (Еh до +500 мВ) [7].

Предполагается, что низкий базис дренирования может обеспечить инфильтрацию поверхностных вод на глубину 250—270 м, а наличие алевропелитовых туфов в основании литологического профиля Узонской впадины дает право считать неглубокой нисходящую миграцию грунтовых вод в пределах кальдеры, что наряду с обилием атмосферных осадков объясняет высокую степень заболоченности ее дна.

Вторая характерная особенность Узонской кальдеры — совпадение в плане зоны разгрузки термальных вод и области глубинного нагрева. На наш взгляд [7], это обусловлено, с одной стороны, крутым падением тектонических разломов, по которым поступают глубинные флюиды,

с другой — узкой локализацией водовмещающих комплексов пород. Примечательно, что термальные поля не имеют непрерывного протяжения, а прослеживаются как четки, фиксируя участки пересечения глубинного субширотного разлома с оперяющими трещинами субмеридионального простирания.

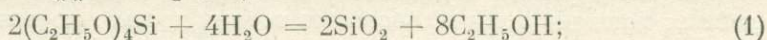
Таким образом, вероятность взаимодействия глубинных восстановленных флюидов с поверхностными водами достаточно велика. А так как нисходящая миграция грунтовых вод не превышает первые сотни метров, то существует возможность выноса на поверхность продуктов реакций взаимодействия, их фиксацию в зонах разгрузки гидротерм и обнаружение следов исходных восстановленных флюидов, вынесенных на поверхность совместно с мобилизованными водами.

Применительно к Узонской термоаномалии индикаторами и производными восстановленных флюидов и входящих в их состав ЭОС могут быть в первую очередь жидкие и газовые углеводороды, обнаруженные на участке Центрального термального поля Узона в пределах зон окремнения и сульфидного минералообразования. Согласно проведенным исследованиям [3], узонская нефть относится к метаново-нафтенно-ароматическому типу и является тяжелой, смолистой, сернистой, малопарафинистой. В водах, непосредственно ассоциирующих с нефтью, обнаружены различные органические вещества, среди которых преобладают азотостойчивые соединения, азотоподвижные легкогидролизуемые соединения, углеводороды и ароматические спирты (фенольная фракция).

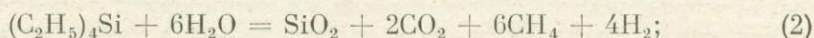
В составе газов помимо CO_2 и H_2 обнаружены CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} , N_2 , Ar и He [3]. Таким образом, если перечисленные выше соединения являются производными глубинных восстановленных флюидов, то имеются все основания не только предполагать участие мантийных и коровых производных в процессах формирования гидротермальной системы при мобилизации вадозных вод, но и прийти к выводу о большой роли углеводородных лигандов в переносе рудных и нерудных элементов и о превалирующей роли металлоорганических соединений в трансляции элементов к зонам минералообразования. Развивая данные положения и считая, что в кальдере Узон и в Долине Гейзеров основная масса минеральных осадков представляет собой индикаторы и производные восстановленных флюидов, взаимодействующих с водой при подчиненной роли сформированных гидротермальных струй, рассмотрим некоторые варианты таких взаимодействий. Для этого в первую очередь обратимся к кремнистым осадкам.

Как правило, кремнеземистые осадки на Узоне не только фиксируют выходы перегретых вод различного состава, но и позволяют диагностировать пути миграции термальных вод. Обычно осадки представлены [15] плотными структурными разновидностями (гейзеритами), аморфными илами и зонами окремнения вмещающих пород. По данным Л. М. Лебедева [11], нахождение мицелл кремнезема в виде агрегатов свидетельствует о начальных явлениях коагуляции. С уплотнением гелей при переходе в опаловидные разности связано образование глобулей. Вязкий студенистый гель кремнезема представляет собой уже скопление глобулей в гроздевидных и групповых сростках, а твердые опаловидные разности являются скоплением слившихся глобулей. В связи с тем, что кремнистые осадки и в первую очередь такие их структурные разности, как гейзериты, часто фиксируют выходы перегретых хлоридных натриевых вод, обычно предполагается, что кремнезем выносится в водном растворе на поверхность земли. Однако если учесть известные пути синтеза благородных опалов при взаимодействии элементоорганических соединений кремния с водой [4] и возможность присутствия соединений подобного типа в восстановленных флюидах глубинного происхождения, то термальные воды, на выходах которых отлагаются опаловидные разновидности кремнезема, следовало бы рассматривать не столько в качестве растворителя кремнезема, сколько в качестве среды, в которой коллоидные частички кремнезема транспортируются на поверхность. При этом и образование колло-

идных частиц кремнезема, и зарождение потока термальных вод в предлагаемом варианте следует связывать с фронтом встречи восстановленных флюидов, содержащих ЭОС, с подземными водами поверхностного происхождения. В качестве примера рассмотрим некоторые реакции гидролиза тетраэтоксисилана $C_8H_{20}O_4Si$ и тетраэтилсилана $C_8H_{20}Si$ с расчетом экзотермических эффектов реакций*

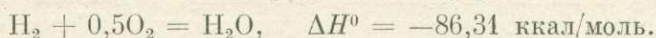


$$\Delta H^0 = -44,92 \text{ ккал/моль}; \Delta G = -50,30 \text{ ккал/моль.}$$



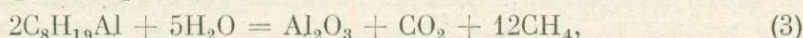
$$\Delta H^0 = -65,24 \text{ ккал/моль.}$$

Приведенная выше трактовка реакций гидролиза тетраэтоксисилана (1) и тетраэтилсилана (2) вытекает прежде всего из свойств этих соединений, занимающих место в общей классификации в ряду летучих гидридов. Помимо того, что при гидролизе образуется осадок аморфного кремнезема, следует обратить внимание на заметный экзотермический эффект реакций, который, как мы видим, сопоставим с экзотермическим эффектом горения водорода в кислородной атмосфере:



Нетрудно себе представить возможность разогрева и мобилизации подземных вод и выноса этими водами части новообразованных коллоидных частиц кремнезема и его отложения на выходе термальных вод на поверхность. Естественно, при подобной интерпретации не исключается возможность осаждения кремнезема как в зоне реакций, так и на путях выноса кремнезема к поверхности.

Наличие в аморфных кремнистых илах и осадках до 12% Al_2O_3 [15] позволяет предположить присутствие в ЭОС алюминия, гидролиз которого на фронте встречи восстановленных флюидов с подземными водами также должен протекать с заметным выделением тепла, что может быть проиллюстрировано реакцией

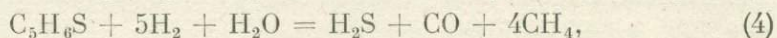


для которой величина $\Delta H^0 = -175,34$ ккал/моль.

Особое место в интерпретации генезиса гидротермальных систем типа Узон-Гейзерной занимает пространственно связанная с ними сульфидная железо-мышьяково-сурьмяно-ртутная с золотом и серебром минерализация. На основе литературных данных [7, 15, 16 и др.] и материалов личных исследований в кальдере Узон и Долине Гейзеров можно следующим образом представить себе формирование сульфидной минерализации.

Как и в случае с кремнеземом, формирование сульфидной минерализации в кальдере Узон следовало бы представить себе как результат взаимодействия восстановленных флюидов, содержащих ЭОС, с подземными водами поверхностного происхождения. Действительно, соединения серы среди них занимают значительное место, что свидетельствует о растворимости восстановленных форм серы в углеводородных флюидах и возможности ее миграции к зонам рудообразования.

Для ЭОС, содержащих серу, как и в случае с кремнием, фронт встречи с подземными водами должен играть роль геохимического барьера, на котором эти соединения должны подвергаться гидролизу. Рассмотрим данный процесс на примере гидролиза 2-метилтиофена. Судя по реакции



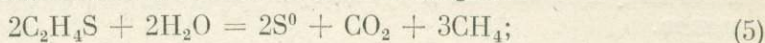
для которой $\Delta H^0 = -50,16$ ккал/моль, при встрече восстановленных флюидов, содержащих серу в ЭОС, с водой происходит разложение этих соединений с выделением свободного сероводорода и заметного количества

* Термодинамические константы соединений заимствованы из [6, 18].

Предполагаемая реакция	Величина
	ΔH_{298}^0 реак- ции, ккал/моль
$(\text{CH}_3)_2\text{Hg} + \text{H}_2\text{S} = 2\text{CH}_4 + \text{HgS}$	-59,05
$0,5\text{H}_2 + (\text{CH}_3)_3\text{As} + \text{H}_2\text{S} = \text{AsS} + 3\text{CH}_4$	-51,91
$2(\text{CH}_3)_3\text{As} + 3\text{H}_2\text{S} = \text{As}_2\text{S}_3 + 6\text{CH}_4$	-104,49
$2(\text{CH}_3)_3\text{Sb} + 3\text{H}_2\text{S} = \text{Sb}_2\text{S}_3 + 6\text{CH}_4$	-130,59
$\text{H}_2 + (\text{CH}_3)_4\text{Pb} + \text{H}_2\text{S} = \text{PbS} + 4\text{CH}_4$	-112,39

тепла, идущего на локальный разогрев и мобилизацию подземных вод. Необходимо подчеркнуть, что не всегда гидролиз серосодержащих ЭОС протекает с выделением значительных количеств тепла, однако разложение ЭОС с выделением свободного сероводорода — это скорее всего закономерность, нежели исключение из правил.

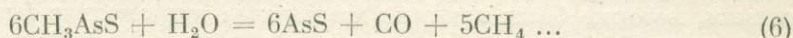
Далее, разложение серосодержащих ЭОС при их гидролизе может приводить не только к обособлению сероводорода, но и к образованию более окисленных форм серы, например самородной, что, естественно, также сопровождается выделением тепловой энергии:



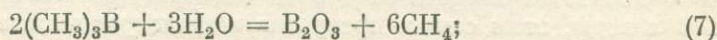
$$\Delta H^0 = -50,93 \text{ ккал/моль.}$$

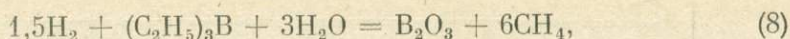
И, наконец, процессы образования сульфидных залежей на фронте встречи ЭОС с грунтовыми водами поверхностного формирования в первом приближении следовало бы рассматривать как реакции взаимодействия ЭОС и свободного сероводорода на данном геохимическом барьере с параллельным разложением сложных ЭОС на более простые соединения. В таблице в качестве примера разобраны схемы образования киновари, реальгара, аурипигмента, антимонита и галенита, диагностируемых даже в зонах разгрузки современных гидротерм.

Вполне естественно, что процесс минералообразования не надо ограничивать приведенными схемами, ибо помимо моноэлементных органических соединений известны и полиэлементные органические соединения, в состав которых одновременно могут входить и металл, и сера (см., например, CH_3AsS , $(\text{C}_2\text{H}_5)_3\text{AsS}$, $(\text{C}_2\text{H}_5)_3\text{SbS}$, $(\text{C}_2\text{H}_5)_2\text{S} \cdot \text{SbCl}_3$ и др.). Поэтому при гидролизе подобных ЭОС возможность появления сульфидов, окиси углерода и метана отвечает схеме



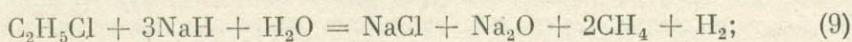
Нетрудно видеть, что разбор подобных схем переноса и отложения рудных и петрогенных элементов, таких как Fe, Au, Ag, Zn и многие другие, можно продолжить, учитывая многообразие ЭОС, их устойчивость и причины разложения. В связи с этим в данной работе внимание акцентируется лишь на таком важном свойстве ЭОС, как их гидролиз на водном геохимическом барьере. Таким образом, согласно предлагаемой модели, первый уровень сульфидного рудообразования должен располагаться в пределах фронта встречи восстановленных рудообразующих флюидов с инфильтрационным подземными водами. При этом вследствие высокой экзотермичности большей части предполагаемых реакций с учетом свойств восстановленных флюидов как теплоносителей вероятность формирования гидротермальной системы при нагреве и мобилизации инфильтрационных подземных вод достаточно велика. В этой же зоне, как нам представляется, должно происходить и формирование солевого состава мобилизованных в гидротермальную систему подземных вод. И в подобном случае надо ожидать дополнительной генерации тепла, что может быть показано на примере обогащения мобилизованных вод растворимыми формами соединений бора и хлористым натрием, содержащихся в Узонских гидротермах. Так, например, судя по реакциям гидролиза триметил- и триэтилбора





для которых величины ΔH_{298}^0 соответственно равны $-172,14$ и $-163,7$ ккал/моль, и в этом случае должно происходить значительное выделение тепла.

Еще более значителен тепловой эффект реакций гидролиза ЭОС, содержащих хлор (например, хлористого этила), и гидрида натрия, приводящего к выделению хлористого натрия и окиси натрия, растворение которых в мобилизованных водах может обеспечить натрово-хлоридный фон и щелочную реакцию термальных вод:



$$\Delta H_{298}^0 = -229,82 \text{ ккал/моль.}$$

Подчеркнем, что приводимые схемы не исключают другие пути обогащения мобилизованных вод хлоридом натрия, ибо в связи с низкими температурами плавления хлоридов щелочных металлов и низкой вязкости их расплавов [20] вполне вероятен их привнос в зону реакций по тем же нарушениям, что и транспортировка глубинных восстановленных флюидов.

Во всех приводимых реакциях гидролиза, как мы видим, одним из основных продуктов реакций гидролиза ЭОС является метан. Примечательно, что именно метан — основной газовый углеводород, выносимый парогазовыми струями Узон-Гейзерной гидротермальной системы в количествах, превышающих $5,6 \cdot 10^5 \text{ м}^3$ в год [3].

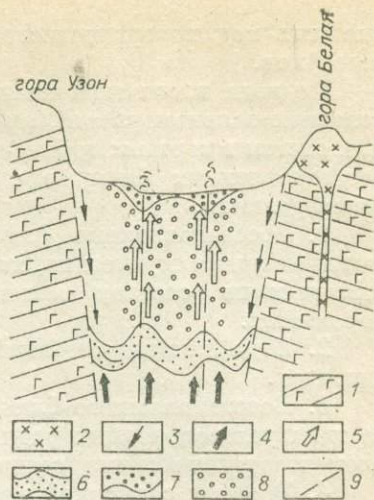
В свете предлагаемой модели, как мне представляется, находит свое объяснение и формирование участков гидротермально измененных пород кальдеры Узон и Долины Гейзеров как зоны развития гидротермального сернокислотного выщелачивания. Именно мобилизация подземных грунтовых вод и формирование гидротермальной системы связаны прежде всего с общим ростом окислительного потенциала системы, предопределяющего окисление сульфидной и самородной серы до сульфатной, что уже само по себе предопределяет высокую кислотность растворов, взаимодействие которых с минералами вмещающих гидротермальную систему пород должно приводить к развитию зон гидротермально измененных пород.

В целом подобная трактовка процесса формирования измененных пород под действием мобилизованных термальных вод соответствует тем схемам, которые были приняты нами ранее при анализе физико-химических условий минералообразования в пределах Узон-Гейзерной гидротермальной системы [7]. Следует лишь акцентировать внимание на том обстоятельстве, что ореол измененных пород при условии стабильности нижнего уровня грунтовых вод должен располагаться на флангах и выше зоны взаимодействия восстановленных флюидов и инфильтрационных подземных вод, а значит, и зоны основного минерало-рудотложения.

В общем виде возможная модель формирования Узон-Гейзерной гидротермальной системы представлена на рисунке. В заключение, исходя из предложенной схемы формирования потока гидротерм и учитывая усредненные величины ΔH_{298}^0 реакций взаимодействия восстановленных флюидов с водой, следовало бы оценить вероятный вклад тепла экзотермических реакций в тепловую мощность кальдеры Узон, достигающую 64 000 ккал/моль [9]. Из приведенных выше реакций и рассчитанных для них величин ΔH_{298}^0 нетрудно сделать вывод о том, что средняя величина их экзотермического эффекта близка к 100 ккал/моль. И если данная величина отвечает реальному положению вещей, то легко подсчитать, что для достижения упомянутой тепловой мощности системы необходим привнос в зону реакций (в зону смешения восстановленных флюидов и пресных инфильтрационных вод поверхностного происхождения) около 640 моль/с условного ЭОС, тепловой эффект от реакций гидролиза которого позволяет нагреть за 1 с до температуры $\sim 375^\circ\text{C}$ приблизительно 170 л воды, этим самым превратив инфильтрационные воды в гидротер-

Предполагаемая схема формирования Узон-Гейзерной термоаномалии.

1 — базальты стратовулкана Узон; 2 — дацитовая эвструзия горы Белой; 3 — пресные поверхностные инфильтрационные воды; 4 — глубинные восстановленные флюиды; 5 — мобилизованные щелочно-сульфидные натрово-хлоридные гидротермы; 6 — зона смешения глубинных восстановленных флюидов и пресных инфильтрационных вод (геохимический барьер — зона первичного рудоотложения) и зона генерации гидротерм при гидролизе ЭОС; 7 — зона разгрузки гидротерм на окислительно-восстановительном барьере; 8 — зона гидротермально измененных пород; 9 — тектонические нарушения.



мальный поток с фиксированной тепловой мощностью. Итак, если исходные предпосылки верны, то для образования одной из крупнейших современных гидротермальных систем мира, приуроченной к кальдере вулкана Узон на площади 110 км² при общем дебите термальных источников в 170 л/с, плотность потока массы восстановленных флюидов, содержащих ЭОС, в целом весьма незначительна. Тем не менее данного количества восстановленного флюида, как мы видим, оказывается достаточно для мобилизации подземных вод в единую систему гидротермального потока, ограниченного в пределах такой структурной единицы, как кальдера вулкана.

Подобные выводы могут быть отнесены и к специфической гидротермальной системе вулкана Малый Семячик, полная тепловая мощность которой сопоставима с тепловой мощностью Узона и достигает величины 70 000 ккал/с. В отличие от Узона в жерле вулкана Малый Семячик за счет пресных вод поверхностного формирования образовалось кратерное озеро диаметром около 500 м и глубиной 140 м, которое, как нам представляется, должно играть роль водяного затвора по отношению к потоку восстановленных флюидов, поднимающемуся к придонным слоям озера по вулканическому жерлу. И здесь, как и на Узоне, не исключена вероятность теплового питания за счет экзотермического эффекта реакций гидролиза ЭОС и других соединений восстановленных флюидов при их подходе к водному геохимическому барьеру, определяемому границей фильтрации вод озера в пределах вулканической постройки Малого Семячика. При подобной трактовке механизма теплового питания наряду с физическим переносом тепла флюидами от источника их генерации вполне возможен механизм минерало-рудоотложения, аналогичный предположенному выше для Узона. По-видимому, здесь, в отличие от Узона, возможно отложение рудных и нерудных минералов не только в пределах открытых трещин в породах и в существующих в них пустотах, но и в придонной части кратерного озера (в илах), предопределяя формирование рудных тел со слоистой текстурой. Отложение серы в озерном бассейне, разогрев вод кратерного озера, повышение солености (до 35 г/л) горячих вод, их кислотности (рН = 0,5) и окислительно-восстановительного потенциала (Eh = 0,46 В), как и формирование ореола измененных пород, являющихся продуктом кислотного выщелачивания, правомерно всего следовало бы связывать с экзотермическими реакциями взаимодействия восстановленных флюидов, содержащих ЭОС, с водами поверхностного формирования, заключенными в пределах жерла и постройки вулкана Малый Семячик.

Не исключено, что подобный механизм может быть применен для объяснения не только генезиса вышеупомянутых объектов, но и происхождения тепловой аномалии, металлосодержащих рассолов и металлоносных осадков Красноморской рифтовой зоны, а также генезиса некоторых вулканогенно-осадочных месторождений, сформированных на фронте встречи потока металлоносных восстановленных флюидов и инфильтра-

ционных вод поверхностного формирования или водных масс морских бассейнов.

Подводя итоги изложенному, хотелось бы подчеркнуть следующие основные закономерности, предопределяющие зарождение гидротермальных систем в верхних горизонтах земной коры в процессе взаимодействия восстановленных флюидов с водоносными горизонтами поверхностного формирования.

1. Восстановленные флюиды, как магматические (магматогенные), так и интрателлурические, характеризуются восстановительными свойствами и по составу являются преимущественно водородно-углеводородными.

2. Вода, как запрещенный компонент, отсутствует в восстановленных флюидах.

3. Восстановленные флюиды в зависимости от наличия того или иного типа углеводородных радикалов должны быть обогащены различными элементоорганическими соединениями.

4. В связи с высокой экзотермичностью реакций гидролиза ЭОС и процессов конверсии углеводородов водой и CO_2 при встрече восстановленных флюидов с горизонтами подземных вод возможна мобилизация поступающих на глубину по разломам и пористым породам первоначально холодных инфильтрационных вод, приводящая к формированию устойчивого потока гидротерм, трасирующих глубинные разломы. Применительно к Узон-Гейзерной гидротермальной системе данные гидротермы, являясь вторичными образованиями по отношению к потоку восстановленных флюидов, по своим физико-химическим характеристикам отвечают высокотемпературным щелочно-сульфидным хлоридно-натровым растворам с высокой концентрацией эндогенной составляющей.

5. Фронт встречи восстановленных флюидов с горизонтами подземных вод, являясь специфическим геохимическим барьером, следует интерпретировать как зону локализации рудных залежей, формирующихся при разложении ЭОС водой при их гидролизе. При этом в зависимости от состава лигандов и металлов-комплексобразователей могут быть сформированы те или иные типы рудных месторождений.

6. Сопровождающие оруденение измененные породы, вероятнее всего, являются продуктами взаимодействия мобилизованных гидротермальных растворов с вмещающими рудные залежи породами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 118—128.
2. Белоусов В. И., Сугробов В. М. Геологическая и гидрогеотермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 5—23.
3. Бескровный Н. С., Набоко С. И., Главатских С. Ф., Лебедев Б. А. Углеводороды в кальдере Узон. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 206—209.
4. Денискина П. Д., Калинин Д. В., Казанцева Л. К. Благородные опалы, их синтез и генезис в природе. Новосибирск: Наука, 1980. 65 с.
5. Зотов И. А., Олейников Б. В., Округин А. В., Курдюков Е. Б. Оценка физико-химических условий появления и устойчивости самородных металлов в магматических условиях. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 5, с. 1260—1264.
6. Караетьянц М. Х., Караетьянц М. Л. Основные термодинамические константы неорганических и органических веществ. М.: Химия, 1968. 472 с.
7. Карпов Г. А., Павлов А. Л. Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 87 с.
8. Ковалев Г. Н., Кутыев Ф. Ш. Оценка температурных условий в мощных пеплогазовых струях Толбачинского извержения 1975 г. (Камчатка) по структуре вулканических бомб. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1171—1174.
9. Ковалев Г. Н., Слезин Ю. Б. Метод измерения теплоток через термальные водоёмы и тепловая мощность кальдеры Узон. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 110—116.
10. Краткая химическая энциклопедия. Т. I. М.: Советская энциклопедия, 1961, с. 1008—1010.

11. Лебедев Л. М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965. 311 с.
12. Лутц Б. Г., Петерсилье И. А., Каржавин В. К. Состав газообразных веществ в породах верхней мантии Земли. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2, с. 440—443.
13. Набоко С. И. Вулканические эксгалиции и продукты их реакций. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 303 с.
14. Набоко С. И. Металлоносность кальдеры Узон. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 162—194.
15. Набоко С. И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 200 с.
16. Набоко С. И., Главатских С. Ф. Современная рудная минерализация в кальдере Узон. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 3, с. 101—107.
17. Набоко С. И., Эрлих Э. Н. Предисловие. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 3—4.
18. Наумов Г. Б., Рыженко В. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1974. 240 с.
19. Павлов А. Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976. 303 с.
20. Павлов А. Л. Гидриды и их роль в формировании силикатных расплавов и гидротермальных систем в земной коре. — В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1977, с. 15—33.
21. Павлов А. Л. Термодинамика процессов сульфидизации в силикатных расплавах и проблемы сульфидного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 80 с.
22. Павлов А. Л., Дымкин А. М. Термодинамика процессов ферритизации в силикатных расплавах и проблемы рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 89 с.
23. Петренко И. Г., Филиппова В. И. Термодинамика реакций превращения углеводородов C_1 — C_5 . М.: Химия, 1972. 152 с.
24. Пилипенко Г. Ф. Гидрогеологическая обстановка кальдеры Узон. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 70—72.
25. Слободской Р. М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих системах. Новосибирск: Наука, 1981. 135 с.
26. Хилеман Д. Г. Карбонилы металлов. — В кн.: Синтезы неорганических соединений. М.: Мир, 1966, с. 88—133.
27. Шеньо М. Вулканические газы Этны. — В кн.: Геохимия современных вулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 58—60.
28. Arnason B., Sigurgeirsson T. Deuterium content of water vapour and hydrogen in Volcanic gas at Surtsey, Iceland. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1968, v. 32, N 8, p. 807—813.
29. Bird J. M., Weathers M. S. Josephinite: specimens from the earth's core? — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 28, N 1, p. 51—64.
30. Hawkes H. E. Geothermal hydrogen. — *Mining Eng. (USA)*, 1980, v. 32, N 6, p. 671—675.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МАГМАТОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

А. Ю. ВЕДЯЕВ, М. Г. ДОБРОВОЛЬСКАЯ,
Р. М. КОНСТАНТИНОВ

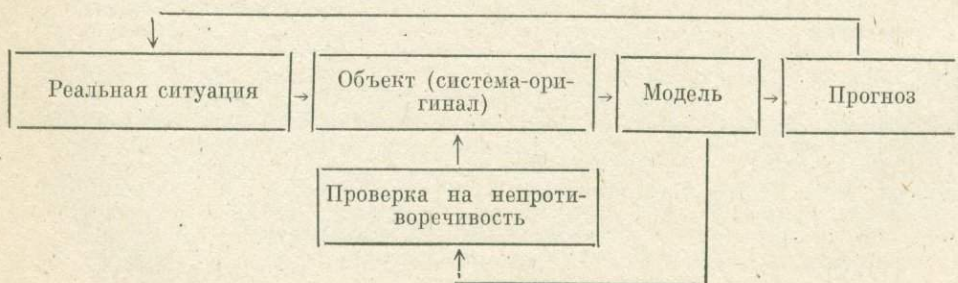
МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Необходимым условием повышения эффективности геолого-разведочных работ является совершенствование их планирования на основе научных прогнозов обнаружения в пределах того или иного участка земной коры рудных тел с ожидаемыми свойствами. Основное средство прогнозирования — модель. Анализ литературы, касающейся вопросов прогнозирования рудных объектов, свидетельствует о том, что в большинстве случаев этап построения моделей при разработке таких прогнозов либо не выделяется в явном виде, либо заменяется конструированием интуитивно-геологических концепций. В настоящее время отсутствуют достаточно полные общепринятые определения терминов «модель рудного объекта», «генетическая модель» и т. п., нет и единых принципов построения таких моделей. Все это значительно затрудняет широкое внедрение прогнозов в практику геолого-разведочных работ и проверку их эффективности. Используя современные достижения геологической науки и общей теории моделирования, авторы предприняли попытку разработать единый подход к моделированию рудных формаций и построению металлогенических систем с целью совершенствования методов прогнозирования рудных объектов и реконструкции процессов рудообразования.

Известно, что системой называют множество взаимосвязанных элементов, выступающих как единое целое [10]. Под моделью понимается такая система, которая, отображая или воспроизводя объект исследования, способна замещать его так, что ее изучение дает нам новую информацию об этом объекте [14]. Моделирование обычно используется там, где оперировать непосредственно с объектом затруднительно или совсем невозможно. При этом объект моделирования не является чем-то а priori заданным нам природой. Он конструируется на основе анализа реальной ситуации в связи с решением конкретной задачи, т. е. так же, как и модель, представляет собой систему. Последнее означает, что в общем слу-

чае $\begin{matrix} A & B \\ \searrow & \swarrow \\ A' & \rightleftharpoons B' \end{matrix}$, где A, B — так называемые «системы-оригиналы».

Тогда общую схему изучения (распознавания, прогнозирования) рудных объектов с использованием моделирования можно представить следующим образом:



Основными принципами анализа объекта следует считать принципы системности анализа, природной специфичности, оптимизации описания (включая его формализацию и минимизацию) и аналогичности [11]. К модели объекта предъявляются требования полноты, адаптивности, достаточной абстрактности, возможности ее проверки. Кроме того, модель должна обеспечивать получение новой информации об объекте и ориентироваться на оперативную реализацию на ЭВМ.

Для геологических исследований характерно использование в качестве моделей искусственных информационных систем. Рассмотрим процедуру построения оригиналов таких моделей. Основой любых геологических построений является статическое геологическое пространство R [3]. Определим M как формальную точку, если заданы координаты X_M, Y_M, Z_M ; конечный список свойств $f_1(M, T_0), \dots, f_n(M, T_0)$, где T_0 — некоторое фиксированное значение произвольного параметра T (например, T — «геологическое время»); процедуры измерения свойств P_{f_1}, \dots, P_{f_n} . Если каждая $M \in R$ является формальной точкой, то R называется полнозаданным статическим формальным геологическим пространством R^F , в противном случае — неполнозаданным \bar{R}^F . Определим геологическое тело C_j в R_l^F (где l — мерность) как связанную область внутри R_l^F , ограниченную со всех сторон κ_{l-1}^i , где κ_{l-1}^i — геологическая граница, т. е. тело мерности $l-1$, для которого можно указать однозначную процедуру выделения по списку свойств F . Предположим, что мы имеем множество C в R^F . Тогда, определив систему как отношение на непустых (абстрактных) множествах [8], запишем

$$S \subset \times \{C_j : j \in J\}, \quad (1)$$

где S — статическая геологическая система, \times — символ декартова произведения, J — множество индексов. Разобьем множество J на два подмножества J_a и J_b таким образом, что $J_a \subset J; J_b \subset J; J_a \cup J_b = J; J_a \cap J_b = \emptyset$. Тогда множество $A = \times \{C_j : j \in J_a\}$ есть вход системы, а множество $B = \times \{C_j : j \in J_b\}$ — ее выход. Перепишем (1) следующим образом:

$$S \subset A \times B \quad (2)$$

и, подчеркивая функциональный аспект системы,

$$S : A \rightarrow B. \quad (3)$$

Элементы множества A можно трактовать как стимул развития исследуемого объекта, а элементы множества B — как следствие, как результат взаимодействия входных переменных и системы. Функция, описывающая это взаимодействие, называется реакцией (ψ) системы:

$$\psi : D \times A \rightarrow B, \quad (4)$$

где D — множество состояний системы. (Недавно Б. И. Смирнов с помощью данного подхода обосновал конструктивное определение «геохимической системы» [15].)

Предположим, что на основании некоторого алгоритма π от списка непосредственно измеряемых свойств F можно перейти к списку Φ . Тогда, если $\{\varphi_i\}$ непрерывны в R и имеют смысл только на подпространствах R' , назовем их геологическими факторами (признаками). Переходу от списка F к списку Φ соответствует преобразование $R_l^F \rightarrow R_l^\Phi$, при этом R^Φ назовем теоретическим геологическим пространством.

Используя определение системы (1) запишем

$$\Theta \subset \times \{\varphi_i : i \in I\}, \quad (5)$$

где Θ — «теоретическая» геологическая система. Поскольку множество Φ состоит из подмножеств $\varphi[A]$ и $\varphi[B]$, где $\varphi[A]$ — факторы, определенные на подмножестве A (входные), и $\varphi[B]$ — факторы, определенные на

подмножестве B (выходные), то

$$\varphi[B] = \psi(\varphi[A]). \quad (6)$$

Очевидно, что уравнение (6) есть модель статической геологической системы, поскольку, определив ψ , мы можем вычислить D в уравнении (4), т. е. сделать прогноз о состоянии системы (1). (Прогноз — это вероятностное суждение о состоянии какого-либо объекта, основанное на знании описывающих его законов (закономерностей) и (или) альтернативных путях достижения каких-либо результатов.) Математическим аппаратом исследования модели (6) является теория классификаций. В качестве алгоритма π могут использоваться алгоритмы таксономии, кластера, факторного анализа, типологическая группировка и т. п. На основе введенных формализмов процедуру прогнозирования рудных объектов представим следующим образом:

$$\begin{aligned} F &\rightarrow \Phi \rightarrow F^*; \\ \bar{R}_i^F &\rightarrow R_i^\Phi \rightarrow R_i^F. \end{aligned} \quad (7)$$

Предположим, что при построении R_i^F в каждой точке M параметр T не является фиксированным, а может принимать произвольные значения на некотором интервале, и, кроме того, существует процедура его измерения P_T . Тогда, зафиксировав множество значений T (T_1, \dots, T_m), можно упорядочить множество точек M , т. е. получить совокупность «временных срезов» в пространстве R_i^F . Очевидно, что и каждому телу C_j мы сможем приписать временной интервал. На основе такого упорядоченного множества тел конструируется динамическая геологическая система. (Ю. А. Косыгин [7] и ряд других авторов относят к динамическим геологическим системам современные геологические и экспериментальные процессы. С этим, видимо, нельзя согласиться, поскольку сами же авторы утверждают, что такие системы изучаются в рамках физических и физико-химических законов. По этой причине указанные процессы составляют предмет физики, химии, но не геологии. В геологическом же плане современные процессы аналогично другим геологическим объектам (явлениям) могут рассматриваться как статические, динамические (в нашем понимании) и генетические системы.) Процесс в рамках такой системы понимается как «...цепь явлений, т. е. как ход изменения состава, строения и отношений геологического тела к другим телам» [12]. Проведя с динамической системой те же операции, что и со статической, будем иметь модель динамической геологической системы. Особенности параметра T — «геологическое время» — достаточно подробно исследованы в литературе, поэтому здесь они не рассматриваются. Построение моделей динамических систем открывает дополнительные возможности для целей прогнозирования. Так, например, к динамическим системам могут быть отнесены некоторые ряды рудных формаций. Изучение таких рядов позволяет с помощью интерполяции и экстраполяции делать предположения о возможности обнаружения их недостающих членов [4].

Генетические системы конструируются на основе статических и динамических систем путем построения диагностической классификации

$$[R' : \Phi] \Rightarrow [R' : U], \quad (8)$$

где U — множество обстановок образования. Пространство R_i^U назовем ретроспективным геологическим пространством, а систему

$$\Gamma \subset \times \{u_k : k \in K\} \quad (9)$$

— генетической геологической системой. Предположим, что мы хотели бы использовать такую систему в целях прогнозирования (т. е. как средство). Тогда модель (6) переписывается следующим образом:

$$u(\varphi[B]) = \psi\{u(\varphi[A])\}, \quad (10)$$

а процедура прогнозирования (7) как

$$\begin{aligned}
 & F \rightarrow \Phi \rightarrow U \rightarrow \Phi^* \rightarrow F^*; \\
 & \bar{R}_i^F \rightarrow R_i^\Phi \rightarrow R_i^U \rightarrow R_i^\Phi \rightarrow R_i^F.
 \end{aligned}
 \tag{11}$$

Очевидно, что операция $\Phi \rightarrow U \rightarrow \Phi^*$ является излишней, а модель (10) сводится к модели (6). По-видимому, генетическая система принципиально не может «улучшить» схему прогнозирования рудных объектов. Это же подчеркивалось и ранее [3, 6, 13]. В чем же тогда смысл построения генетических моделей? Предположим, что множество R' разбито на два подмножества R'_α и R'_β и на подмножестве R'_α задана совокупность обстановок образования U . Требуется восстановить обстановку образования каждого объекта $r_m \in R'_\beta$. Тогда генетическая модель есть

$$u [R'_\beta] = \omega (u [R'_\alpha]). \tag{12}$$

С помощью такой модели создаются, например, палеовулканологические и палеогеографические карты, схемы процессов минералообразования и палеогеологических процессов и т. д. Очевидно, что решение (12) сводится к построению диагностической классификации (8). По А. Э. Контаровичу [6], такая постановка вопроса предполагает, что генезис части объекта из множества R' известен. Это условие реализуется в геологии путем аксиоматического задания предложений о механизме изучаемых процессов. При этом модель (12) из средства познания превращается в его цель. Отсюда главная идея генетического моделирования заключается в нахождении таких механизмов процессов, которые были бы адекватны природным и могли бы послужить основой для воспроизведения процессов в экспериментальных условиях (например, получение промышленных алмазов и т. д.). Основой же прогнозирования и планирования геологических объектов являются модели статических и динамических систем. При прогнозировании рудных объектов в качестве таких моделей выступают металлогеническая модель и модель рудной формации, построение которых осуществляется с учетом следующих общих положений: 1) рудная формация характеризуется устойчивыми группами минералов, которые представляют собой основу сравнительного минералого-геохимического изучения близких по минеральному типу месторождений и выделения рудных формаций [4]; 2) формационный анализ заключается в разделении геологического пространства фиксированного класса на сложные геологические тела, обладающие заранее фиксированными свойствами [1]; цель формационного анализа — определение свойств сложных геологических тел по свойствам и взаимоотношениям элементарных тел [2]; 3) рудноформационный анализ является составной частью металлогенических исследований, основывающихся на изучении рудоконтролирующих факторов данного рудного района с учетом перспектив нахождения всех возможных в этом районе типов оруденения [9].

Предположим, имеется: A — множество минералов, составляющих область R_h^m геологического пространства R_i^F ; C — множество сложных геологических тел, составляющих область R_h^m ; C_x — подмножество нерудных тел; C_y — подмножество рудных тел; $[C_x : E]$ — классификация-перечисление C_x по списку свойств E , где $\{e_i\}$ — так называемые свойства «геологической среды» (например, средний состав пород), с классами $C_{x_1}^E, \dots, C_{x_{N(E)}}^E$; $[C_y : Q]$ — классификация-перечисление C_y по списку свойств Q , где $\{q_i\}$ — «формациеобразующие» признаки, т. е. признаки, входящие в универсальную аналитическую систему описания любого сложного тела: состав, структура, форма, размеры (имеем классы $C_{y_1}^Q, \dots, C_{y_{N(Q)}}^Q$); $\langle A_i A_j \rangle$ — парагенезис двух классов A_i и A_j внутри $C_{y_\xi}^Q$ ($\xi = 1, \dots, N(Q)$); B — множество парагенетических ассоциаций (элементарных тел), получаемых в результате применения алгоритма группировки к множеству парагенезисов; $[B : W, T]$ — классификация-перечисление B по списку свойств W , где $\{w_i\}$ — «продуктивность»,

наличие определенного минерала, количество минералов и т. п., с классами $B_1^W, \dots, B_{N(W)}^W$, и упорядочение классов по параметру T ; $\langle B_{vconst}^W \rangle$ — устойчивый набор парагенезисов, т. е. набор, максимизирующий функцию принадлежности $\mu C_{y_{\xi}}^Q : C \rightarrow [0, 1]$, которая каждому элементу C_j множества C ставит в соответствие число $\mu C_{y_{\xi}}^Q$ из отрезка $[0, 1]$, описывающее степень принадлежности элемента C_j множеству $C_{y_{\xi}}^Q$ [16]; очевидно, что устойчивые наборы, характеризующие различные классы $C_{y_{\xi}}^Q$ и $C_{y_{\lambda}}^Q$, будут отличаться и по свойствам W (по определению); H — множество рудных формаций, т. е. множество таких классов $C_{y_{\xi}}^Q$, для которых можно указать устойчивый набор парагенетических ассоциаций $\langle B_{vconst}^W \rangle$; рудные формации, связанные постепенными переходами между устойчивыми наборами парагенетических ассоциаций, назовем рядами рудных формаций; K — список рудоконтролирующих факторов, т. е. свойств и взаимоотношений $C_{x_{\eta}}^E$; с точки зрения описания любого сложного тела эти факторы должны отражать состав, структуру и форму подобласти $(R_k^m)'$; таким образом, K можно разделить на: K_1 — рудолокализирующие (литологический состав пород), K_2 — рудораспределяющие (структурные), т. е. совокупность разделяющих C_x поверхностей, K_3 — рудогенные (геотектоническое положение $(R_k^m)'$), K_4 — минерализационные (околорудные изменения вмещающих пород).

Введем следующие определения.

Определение 1. Рудноформационная система (V), как разновидность геологических систем, есть совокупность рудных тел, характеризующаяся сопряженностью устойчивых наборов парагенетических ассоциаций со значениями формациеобразующих признаков:

$$V \subset \times \{C_{v_i} : i \in I\}. \quad (13)$$

Тогда модель рудной формации есть

$$Q = \gamma(W). \quad (14)$$

Определение 2. Металлогеническая система (M), как разновидность геологических систем, есть совокупность рудных и нерудных тел, характеризующаяся сопряженностью набора рудных формаций со значениями рудоконтролирующих факторов:

$$M \subset \times \{C_j : j \in J\}, \quad (15)$$

тогда металлогеническая модель есть

$$H = \psi(K). \quad (16)$$

Основная задача металлогенического анализа состоит в прогнозировании формационной принадлежности предполагаемых рудных тел по совокупности рудоконтролирующих факторов, т. е. в построении диагностической классификации $[R' : K] \Rightarrow [R' : H]$. Главная же задача рудноформационного анализа заключается в распознавании некоторых заданных свойств рудных тел на основании изучения свойств и взаимоотношений составляющих их минеральных парагенетических ассоциаций (выявления устойчивых наборов последних), т. е. в построении алгоритма $L(W \rightarrow Q)$. Подчеркнем, что неотъемлемой частью формационного анализа является изучение минеральных парагенезисов, а металлогенического — районирование исследуемой области ($R \rightarrow R'$). По-видимому, существующая нечеткость в проведении этих основных видов анализа рудных объектов связана с тем, что в случае формационного анализа ищется связь минерального состава рудных тел не с некоторыми заранее фиксированными («формациеобразующими») признаками, а с признаками «геологических условий нахождения», т. е., по существу, с рудоконтролирующими факторами, что составляет предмет металлогенического анализа.

Нормированные содержания типоморфных элементов-примесей в сфалерите и галените из различных месторождений Дальнегогорского рудного района

Месторождение	Сфалерит					Галенит	
	Sn	Mo	Mn	Cu	Mg	Sb	Sn
Верхний рудник	0**	0,40*	0,25*	0	0,08*	0,70*	0,02
Николаевское	0,09*	0,60*	0,25*	0,24*	0,08*	0,39*	0,05*
Восточный Партизан	0**	0**	0*	0,09**	0	0,39	0**
Садовое	0**	0**	0*	0,17**	0,21*	0	0**
Лидовское	0,07*	1,0	0,25*	0,32**	0,18*	0,39*	0,08*
Встречное	1,0	0,40*	1,0	1,0*	1,0	1,0*	1,0

*, ** — содержания элементов, статистически равные.

Обобщая полученные данные, запишем:

$$\begin{cases} H = \psi(K); \\ Q = \gamma(W). \end{cases} \quad (17)$$

Система уравнений (17) является общей моделью рудного объекта и составляет основу его прогнозирования.

На примере Дальнегогорского рудного района рассмотрим применение математического моделирования к формационному и металлогеническому анализу. В основу классификации $[C_y : Q]$ были положены относительные содержания в рудах Pb, Zn, Sn, Fe, Mn, а также содержания типоморфных элементов-примесей в сосуществующих галените и сфалерите. Типоморфные элементы-примеси выявлялись с помощью дисперсионного анализа [5]. Для сфалерита типоморфными оказались Sn, Mo, Mn, Cu, Mg, а для галенита — Sb и Sn. Из табл. 1 видно, что рассматриваемые месторождения образуют три группы: 1 — Восточный Партизан, Садовое; 2 — Лидовское, Николаевское, Верхний рудник; 3 — Встречное, характеризующиеся увеличением содержания всех типоморфных элементов-примесей в сфалерите и галените от первой группы к третьей. Кроме того, в рудах выделенных групп месторождений повышается содержание Fe и уменьшается количество Pb. Месторождения различаются составом устойчивых минеральных ассоциаций: для первой группы характерна геденбергит-аксинит-эпидот-кварц-сфалеритовая, для второй — геденбергит-гранат-кварц-сфалеритовая и пирротин-галенит-сфалеритовая, для третьей — кварц-арсенопирит-касситеритовая ассоциация. В первых двух группах месторождений встречаются переходные типы ассоциаций, например кварц-кальцит-сфалерит-галенитовая и др. По всей вероятности, рудные тела рассматриваемых месторождений образуют ряд рудных формаций: галенит-сфалеритовая в скарнах → галенит-сфалерит-пирротиновая в изверженных породах → касситерит-сульфидная в сланцах. Следует заметить, что среди неустойчивых минеральных ассоциаций рудных тел первой и второй формации наблюдается магнетит-геденбергит-гранатовая, которая становится вполне устойчивой в рудных телах скарново-магнетитовой формации Ольгинского района. Отсюда есть все основания считать, что данная формация является крайним членом указанного ряда и может быть найдена в Дальнегогорском районе. Для рассматриваемых формаций в плане обнаруживается концентрически-зональное расположение, т. е. рудные тела галенит-сфалеритовой формации в скарнах размещаются в центре, а касситерит-сульфидной — по периферии. Поскольку некоторые элементы концентрической зональности отмечаются и в распределении ассоциирующих с оруденением пород андезит-гранодиоритовой формации (периферические зоны представлены более кислыми разновидностями пород), можно полагать, что выявленная

Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в рудообразующих минералах

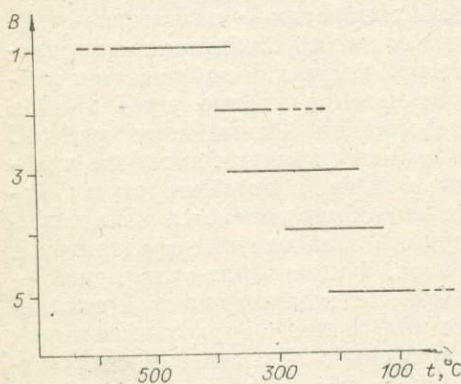
Минеральная парагенетическая ассоциация	Минерал	Агрегатное состояние включений	Объем газовой фазы во включениях, %	Интервалы температур гомогенизации, °С
1. Гранат-геденбергитовая	Геденбергит I	Газовые, газовой-жидкие	50—90	550*—370
3. Кварц-геденбергит-сфалеритовая	Геденбергит II Кварц I	Газовой-жидкие »	15—20 15—35	380—220 380—160
4. Хлорит-кварц-кальцит-сфалерит-галенитовая	Кварц II Кальцит I Сфалерит II	Газовой-жидкие » »	10—20 10—20 15—20	290—120 280—120 250—200
5. Кварц-кальцитовая	Кальцит II	Газовой-жидкие, жидкие	0—15	220—60

Примечание. Звездочкой отмечена гомогенизация в газовую фазу. Остальные значения температур отвечают гомогенизации в жидкую фазу. Включения в минералах аксинит-эпидот-хлоритовой ассоциации (2) не исследовались.

закономерность составляет основу металлогенетической модели района. Вероятно, концентрическая зональность обусловлена эрозионным срезом первоначально сводовой структуры, который, однако, по сравнению с Ольгинским районом, не настолько глубок и не мог привести к появлению вблизи поверхности наиболее глубоких рудных тел скарново-магнетитовой формации.

Реконструкция процессов формирования руд галенит-сфалеритовой формации в скарнах на примере Дальнегорского района проводилась путем построения генетической модели. Моделирование заключалось в интерпретации классификации $[B : W, T]$ в системе координат $t^{\circ}\text{C}$, рН, т. е. в построении $L(W \rightarrow \text{pH})$. При реконструкции температурных условий (см. табл. 2, рисунок) использовались методы термобарогеохимии.

Изучение главных последовательно кристаллизующихся минеральных парагенезисов и температур гомогенизации газовой-жидких включений в рудообразующих минералах, входящих в их состав, показало, что руды месторождений Дальнегорского рудного района формировались на фоне постепенного снижения температур. Процесс минералообразования был двухстадийным, но без существенного перерыва между стадиями. Образование раннего минерального парагенезиса, представленного преимущественно геденбергитом, происходило из надкритических флюидов (450—550°С) с постепенной конденсацией их в жидкость. Температурные интервалы кристаллизации рудообразующих минералов первой и второй стадии минералообразования дискретны и составляют для существенно скарновых образований 550—380°С, для кварц-кальцит-сульфидной стадии 290—60°С. Высокотемпературные гидротермальные растворы характеризовались повышенной активностью Fe и Mn и низкой фугитивностью S, что привело к образованию существенно скарновых тел как в карбонатных, так и алюмосиликатных породах (месторождение Южное). Локализация главной массы сульфидных руд второй стадии была обусловлена



Температурные условия образования минералов парагенетических ассоциаций свинцово-цинковых руд в скарнах. Дальне-

Температурные условия образования минералов парагенетических ассоциаций свинцово-цинковых руд в скарнах. Дальне-

благоприятным составом и свойствами вмещающей среды (скарны), а также изменением состава и состояния гидротермальных растворов. Повышенные концентрации металлов (Pb, Zn) в растворе, высокая активность сероводорода вызвали интенсивные процессы кислотного выщелачивания и образования богатых рудных столбов и плацеобразных залежей главным образом в пределах скарновых тел.

Предложенная генетическая модель формирования скарново-рудных залежей объясняет общие закономерности формирования свинцово-цинковых руд в скарнах в тех случаях, когда процессы скарнообразования и сульфидного оруденения значительно сближены во времени.

Таким образом, рассмотренные принципы моделирования рудных объектов могут быть эффективно использованы в целях прогнозирования скрытого оруденения и некоторых свойств уже известных объектов, а также для построения генетических моделей различных типов рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Вопросы теории формационного анализа. — В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1969, с. 123—145.
2. Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фашии и формации. Парагенезис. Новосибирск: Наука, 1972. 120 с.
3. Геология и математика/Воронин Ю. А., Алабин Б. К., Гольдин С. В. и др. Новосибирск: Наука, 1967. 253 с.
4. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 215 с.
5. Константинов Р. М. Математические методы при исследовании типоморфизма минералов. — В кн.: Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980, с. 17—29.
6. Контарович А. Э. Опыт формального анализа структуры геологических генетических теорий. — В кн.: Математические методы в геологии и геофизике. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1969, с. 9—20.
7. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 215 с.
8. Месорович И., Такаха Я. Общая теория систем: математические основы. М.: Мир, 1978. 230 с.
9. Металлогенетический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах/Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Томсон И. Н., Константинов Р. М. М.: Недра, 1972. 295 с.
10. Системные исследования. М.: Наука, 1969. 110 с.
11. Теория прогнозирования и принятие решения/Под ред. С. А. Саркисяна. М.: Наука, 1977. 210 с.
12. Шарапов И. П. Математизация геологии (состояние, критика, проблемы). — В кн.: Методология геологических исследований. Владивосток, 1976, с. 9—18.
13. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. III. М.: Наука, 1965. 348 с.
14. Штофф В. А. Моделирование и философия. М.—Л.: Наука, 1966. 320 с.
15. Smirnov V. I. Pravdepodobnostul interpretace pojme «geochemický system». — In: Sborník přednasek sekce Matematické metody v geologii. Příbram, 1979, s. 590—603.
16. Zadeh L. A. Outline of a new approach to the analysis of complex system and decision processes. — IEEF Trans., SMC-3, 1973, p. 28—44.

А. Б. КОЛЬЦОВ

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ И РАЗДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА НА НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Для анализа условий накопления и разделения Au и Ag необходимы количественные данные о параметрах гидротермальной среды и направленности их изменения при формировании конкретных месторождений. Основные методические принципы получения таких данных сводятся к следующему [20]: выделение стадий (этапов) гидротермального процесса; определение для каждой из них равновесных минеральных ассоциаций, температур, концентрации и состава растворов; построение на

основе этой информации диаграмм полей устойчивости минералов и растворимости рудных минералов (компонентов). Хорошо изученная группа золото-серебруродных месторождений в Центральных Кызылкумах приурочена к зонам разломов, секущим черносланцевую толщу, метаморфизованную в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Здесь выделяются три стадии метасоматических изменений вмещающих пород и сопряженного с ними рудообразования [8]. Стадия I характеризуется серицитизацией обломочного плагиоклаза и частично хлорита, формированием рассеянной вкрапленности сидерита, пирита. На стадии II образуются мощные анкерит-кварцевые жилы с пиритом, халькопиритом и альбитом в приальбандовых частях. На стадии III хлорит и частично серицит замещаются каолинитом, Fe и Mg фиксируются в форме карбонатов, отмечается также барит. Au накапливается главным образом в метасоматитах I стадии, содержание Ag здесь незначительно. Концентрация Ag возрастает в породах II и особенно III стадий.

Средние температуры гомогенизации газовой-жидких включений из кварцев различных генераций, принятые за основу для дальнейших расчетов, составляют для стадии I 300°C, для стадии II 250, для стадии III 150°C. Близкие значения температур получены с использованием K — Na — Ca геотермометра [21]: 290, 260 и 160°C соответственно. Поскольку обоснованные сведения о давлении в гидротермальной системе в нашем распоряжении отсутствуют, для определенности принято $P = 500$ бар для стадии I и $P = 250$ бар для последующих стадий, что близко к давлению насыщенного пара воды при соответствующих температурах и, вероятно, не слишком сильно отличается от реальных значений для близповерхностных месторождений [5, 20]. Кроме того, величина поправки $\Delta Z_P = \Delta V_{\text{тв}} P$ для большинства рассматриваемых реакций весьма мала по сравнению с ΔZ_T .

Данные о солевом составе гидротермальных растворов, необходимые для расчета равновесий, получались методом водных вытяжек из тех же кварцев и пересчитывались на активности ионов с учетом ионной силы растворов, близкой к 1, и коэффициентов активностей по Хелгесону [24]. При всем несовершенстве этой методики порядок получаемых величин близок к значениям, используемым при анализе сходных объектов другими авторами [6, 10, 20]. Следует отметить, что возможная корректировка величин концентраций компонентов раствора приведет лишь к смещению соответствующих линий равновесия по шкале pH, но соотношение параметров раствора для разных стадий останется примерно постоянным.

При расчете равновесий использовались термодинамические константы из справочников [4, 6, 13, 15]. Расчеты для пирротина выполнены с использованием констант для моносульфида железа FeS, однако, поскольку пирротин не входит в индикаторные минеральные ассоциации рассматриваемых месторождений, это упрощение представляется допустимым. Для слюды и хлоритов, состав которых определялся рентгеновскими методами [3, 14, 19] и выражается формулами $(K_{0,92}, Na_{0,08}) \cdot (Mg_{0,33} Al_{1,67}) [Al_{0,67} Si_{3,33} O_{10}] (OH)_2$ и $[Fe_{2,70} Mg_{1,94} Al_{1,36}] [Al_{1,36} Si_{2,64} O_{10}] \cdot (OH)_8$, необходимые константы рассчитаны по методике И. Н. Говорова [6].

При расчете реакций растворения для калия и натрия учитывалось присутствие в растворе простых ионов K^+ и Na^+ , преобладающих над KCl^0 и $NaCl^0$ при рассматриваемых температурах [9]. Ассоциаты KOH^0 и $NaOH^0$ появляются лишь при $T = 400^\circ C$ в щелочной среде [6]. Для кальция и магния приняты формы Mg^{2+} , Ca^{2+} , $Mg(OH)^+$ и $Ca(OH)^+$ в зависимости от щелочности среды [6]. При этом учитывались экспериментальные данные [22], согласно которым при $T = 400^\circ C$ в хлоридном растворе преобладают Mg^{2+} . Поскольку хлорокомплексы Fe весьма неустойчивы [10], а гидролиз в кислой области, где в реакциях участвует растворенное Fe, практически не происходит, рассматривался лишь ион Fe^{2+} .

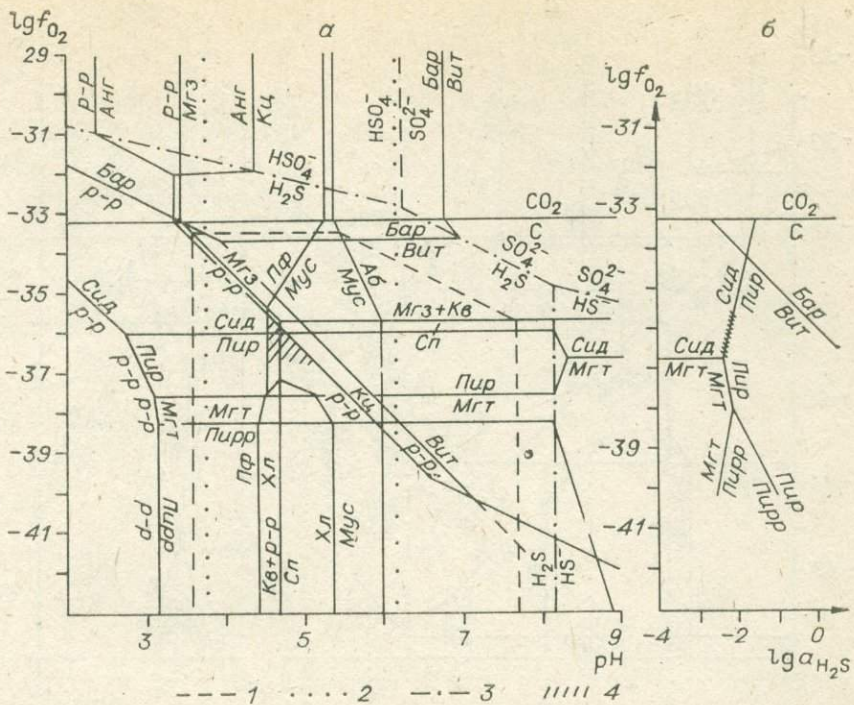


Рис. 1. Диаграммы полей устойчивости минералов при $T = 300^\circ\text{C}$, $P = 500$ бар (a — в координатах $\lg f_{\text{O}_2} - \text{pH}$ при $a_{\text{SS}} = 10^{-2,25}$, b — в координатах $\lg f_{\text{O}_2} - \lg a_{\text{H}_2\text{S}}$; $a_{\text{K}^+} = 0,1$, $a_{\text{Na}^+} = 0,15$, $a_{\text{Mg}^{2+}} = 6 \cdot 10^{-4}$, $a_{\text{Ca}^{2+}} = 0,8 \cdot 10^{-4}$, $a_{\text{Fe}^{2+}} = 8 \cdot 10^{-4}$, $a_{\text{Ba}^{2+}} = 10^{-4}$).

1 — граница поля устойчивости Al-хлорита; 2 — то же, для чистого мусковита; 3 — границы полей преобладания форм серы в растворе; 4 — область, соответствующая условиям стадии I. Обозначения фаз здесь и ниже: Аб — альбит, Анг — ангидрит, Бар — барит, Вит — витерит, Кв — кварц, Кл — каолинит, Кц — кальцит, Мгз — магнезит, Мгт — магнетит, Мус — мусковит, Пир — пирит, Пирр — пирротин, Пф — пирофиллит, Сид — сидерит, Си — серпентин, Хз — халькозин, Хл — хлорит, Хлпир — халькопирит.

Сульфатные комплексы металлов не учитывались ввиду того, что изучаемый процесс протекает главным образом в восстановительной сульфидной среде. В окислительных условиях эти комплексы могут иметь существенное значение [18].

Поскольку все типы рассматриваемых пород содержат заметные количества углеродистого вещества (0,5–4 вес. %), обладающего большой окислительно-восстановительной емкостью, было принято, что система буферизируется по f_{O_2} реакциями $\text{CH}_4 \rightleftharpoons \text{C} \rightleftharpoons \text{CO}_2$ [23]. Это предположение нуждается в проверке, которая может быть осуществлена, например, путем анализа состава газовой фазы во включениях. Однако косвенным подтверждением данного положения является обогащенность легким изотопом углерода C^{12} наиболее интенсивно переработанных участков метасоматитов одновременно с накоплением здесь перетолченного углеродистого вещества, что свидетельствует о наличии процесса переноса и осаждения летучих соединений C [8]. Указанное допущение дало возможность записать реакции карбонатизации в форме реакций окисления и разместить большинство рассчитанных равновесий в координатах $\lg f_{\text{O}_2} - \text{pH}$ (рис. 1–3).

Как видно из рис. 1, область устойчивости минеральной ассоциации серицитолитов (стадия I) ограничивается линиями равновесия мусковит — пирофиллит, сидерит — магнетит и кальцит — раствор. Наличие в метасоматитах этой стадии сосуществующих сидерита и пирита позволяет использовать реакцию $\text{FeCO}_3 + 2\text{H}_2\text{S} \rightleftharpoons \text{FeS}_2 + \text{C} + 2\text{H}_2\text{O} + 1/2 \text{O}_2$ для определения пределов колебания $a_{\text{H}_2\text{S}}$ в растворе (см. рис. 1, б).

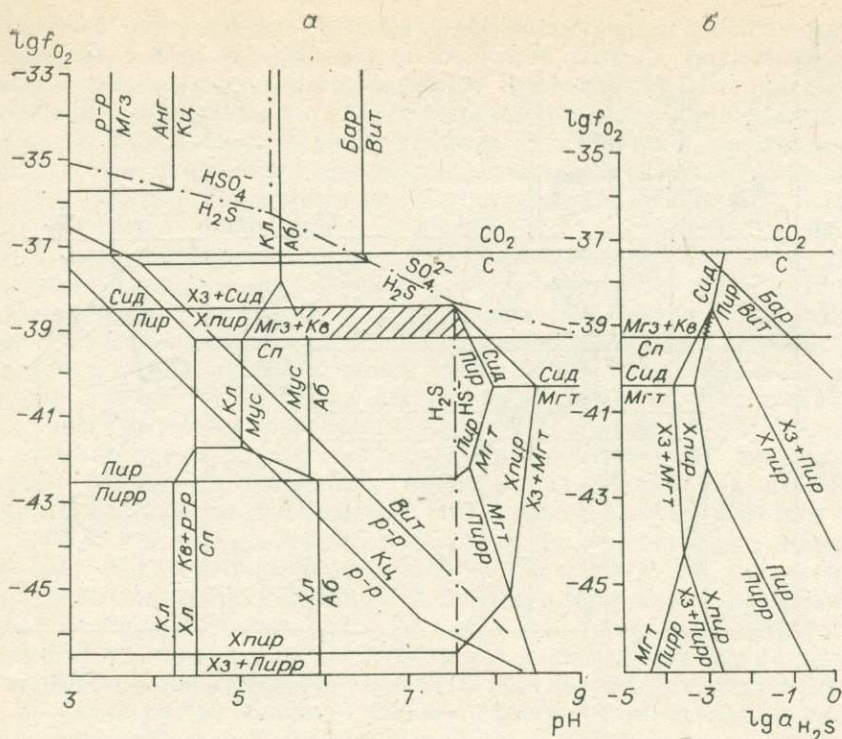


Рис. 2. Диаграммы полей устойчивости минералов при $T = 250^{\circ}\text{C}$, $P = 250$ бар (a — в координатах $\lg f_{\text{O}_2}$ — pH при $a_{\text{SS}} = 10^{-2,85}$, b — в координатах $\lg f_{\text{O}_2}$ — $\lg a_{\text{H}_2\text{S}}$; $a_{\text{K}^+} = 0,03$, $a_{\text{Na}^+} = 0,2$, $a_{\text{Mg}^{2+}} = 8 \cdot 10^{-3}$, $a_{\text{Ca}^{2+}} = 7 \cdot 10^{-3}$). Заштрихованная область соответствует условиям стадии II.

Хлорит в таких условиях оказывается неустойчивым, что соответствует данным об уменьшении его количества в породах в ходе серицитизации.

На стадии II (см. рис. 2) наиболее важными равновесиями, позволяющими определить параметры гидротермальной среды, являются: мусковит — альбит, халькопирит — халькозин + пирит, сидерит — пирит. Существенное повышение щелочности на стадии II обусловило альбитизацию пород и связывание Ca, вынесенного при разрушении плагиоклазов на предыдущей стадии, в кальцит.

На стадии III (см. рис. 3) параметры гидротермальной системы определяются равновесиями барит — виверит, магнетит — раствор и графит — CO_2 для предельного случая $P_{\text{CO}_2} = P_{\text{общ}}$. Значения $a_{\text{H}_2\text{S}}$ устанавливаются с учетом, кроме указанных, также равновесия сидерит — пирит (см. рис. 3, б). Как видно из рис. 1 и 3, pH среды на стадии III существенно не отличается от установленной для стадии I, однако вследствие снижения температуры устойчивым оказывается каолинит, а не мусковит. Вместе с тем повышение f_{CO_2} (табл. 1) обусловило кристаллизацию карбонатов Fe и Mg и образование своеобразной каолинит-карбонатной ассоциации. Повышение f_{O_2} на завершающей стадии гидротермального процесса привело к окислению и переотложению значительных масс углеродистого вещества и локальному обогащению им зон катклаза до 4—5 вес. %, а также к переходу части сульфидной серы в сульфатную (см. рис. 3, а). Последнее явилось, вероятно, одной из причин увеличения кислотности среды.

В табл. 1 приведены пределы возможных изменений параметров гидротермальной среды для каждой из стадий. Поскольку непосредственное сопоставление величин pH и f_{O_2} при различных T затруднено [7, 11], в таблице также указаны значения величин pR [7] и $\Delta \lg f_{\text{O}_2}$. Последняя

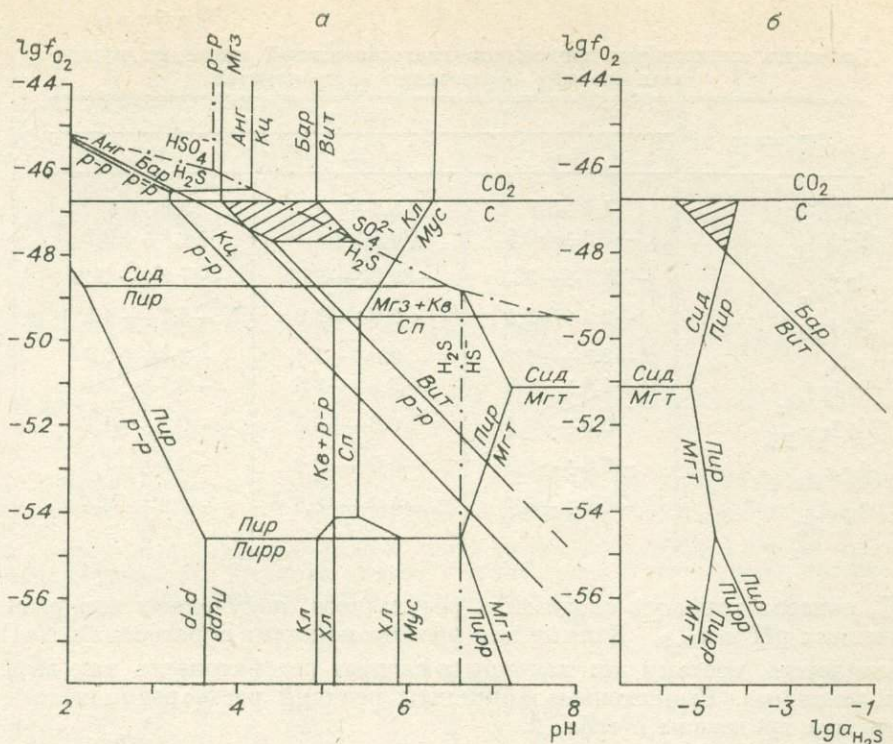


Рис. 3. Диаграммы полей устойчивости минералов при $T = 150^{\circ}\text{C}$, $P = 250$ бар (a — в координатах $\lg f_{\text{O}_2}$ — pH при $a_{\Sigma\text{S}} = 10^{-4,75}$, b — в координатах $\lg f_{\text{O}_2}$ — $\lg a_{\text{H}_2\text{S}}$. $a_{\text{K}^+} = 0,07$, $a_{\text{Mg}^{2+}} = 3,4 \cdot 10^{-2}$, $a_{\text{Fe}^{2+}} = 3,3 \cdot 10^{-2}$, $a_{\text{Ca}^{2+}} = 0,9 \cdot 10^{-2}$). Заштрихованная область соответствует условиям стадии III.

характеризует отклонение данной от равновесной для буферной пары гематит — магнетит при рассматриваемой T . Вероятно, удобно ввести также величину $\Delta \lg a_{\Sigma\text{S}}$, показывающую отклонение данной $\lg a_{\Sigma\text{S}}$ от равновесной для ассоциации сидерит — магнетит — пирит (+ графит). При сопоставлении величин pR , $\Delta \lg f_{\text{O}_2}$ и $\Delta \lg a_{\Sigma\text{S}}$ выявляется, что в ходе развития гидротермального процесса от I к III стадии происходили колебания кислотности среды от слабокислой до нейтральной — слабощелочной и вновь до слабокислой; постепенное увеличение окисленности раствора и связанное с ним увеличение фугитивности углекислоты, что вызвано, вероятно, влиянием метеорных вод. Активность растворенной серы при этом буферировалась ассоциацией Fe, Mg — карбонаты — пирит.

На основе рассчитанных параметров гидротермальной среды можно оценить равновесные активности золота и серебра в растворе для каждой из стадий. Для этого использованы имеющиеся экспериментальные данные об образовании комплексов AgCl_2^- [26], AuCl_2^- и AuCl_4^- [16], $\text{Au}(\text{OH})_2^-$ [1], $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ и $\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{2-}$ [26]. Кроме того, использованы величины растворимости Ag_2S [12] и Au [25] в H_2S -содержащих средах. Отсутствие зависимости растворимости Ag_2S и Au от pH в кислых растворах позволяет предположить образование здесь нейтральных комплексов AgHS^0 и AuHS^0 . В относительно более щелочных средах растворимость Ag_2S возрастает с увеличением pH , при этом наклон кривой соответствует такому для $\text{Ag}(\text{HS})_2^-$. В случае Au образование именно такого комплекса в нейтральных и слабощелочных средах доказано [25]. Расчет констант образования AgHS^0 и $\text{Ag}(\text{HS})_2^-$ с учетом изменения pH , $K_{\text{дисс}} \text{H}_2\text{S}$, $\gamma_{\text{H}_2\text{S}}$, γ_{HS^-} , a_{NaHS} при повышенных T по методике, изложенной Сьюардом

Таблица 1

Значения вычисленных параметров гидротермальной среды на различных стадиях образования метасоматитов

Параметр	Стадия		
	I	II	III
pH	4,6÷5,1	5,6÷7,7	3,8÷5,6
lg f_{CO_2}	-0,6÷+0,5	+0,4÷+1,1	+1,1÷+2,2
lg f_{O_2}	-36,7÷-35,6	-39,2÷-38,5	-47,9÷-46,8
lg $a_{\Sigma S}$	-2,4÷-2,1	-2,8÷-3,0	-5,7÷-4,2
pR	-2,3÷-1,2	0,0÷+4,1	-3,8÷-0,5
$\Delta \lg f_{O_2}$	-4,4÷-3,3	-3,1÷-2,4	-0,7÷+0,5
$\Delta \lg a_{\Sigma S}$	0,0÷+0,3	+0,3÷+0,5	-0,4÷+1,1
lg a_{Au}	-6,5÷-6,8	-6,5÷-6,9	-6,3÷-7,2
lg a_{Ag}	-6,0÷-6,4	-4,9÷-6,6	-7,9÷-8,4

[25], показал хорошую сходимость результатов, полученных при разных значениях pH и a_{H_2S} . Данные для расчета констант образования $AuHS^0$ ограничены, поэтому эти константы следует рассматривать как весьма приближенные. Вычисленные константы реакций растворения золота и аргентита приведены в табл. 2.

На рис. 4—6 показаны поля преобладания различных комплексов Au и Ag и их концентрации в растворе, рассчитанные на основе данных табл. 2. На всех стадиях гидротермальных изменений в растворе преобладает $AuHS^0$, в то время как форма $Ag(HS)_2^-$, доминирующая на стадиях I и II, сменяется формой $AgHS^0$ на стадии III. Существование хлор-комплекса Ag возможно в кислых растворах, равновесных с каолинитом и пирофиллитом, а также в окислительных условиях (см. рис. 4, а и 5, б). $AuHS^0$ устойчив в широком интервале pH и f_{O_2} . Лишь при $T > 300^\circ C$ в щелочных условиях преобладающим оказывается $Au(HS)_2^-$ (см. рис. 6).

Таблица 2

Константы реакций растворения золота и аргентита при повышенных температурах и давлении насыщенных паров воды

Реакция	lg K при T °C		
	150	250	300
$Au + H^+ + 1/4O_2 + 2Cl^- = AuCl_2^- + 1/2H_2O$	2,95±0,08	3,50±0,12	3,76±0,14
$Au + 1/4O_2 + 2H_2S = Au(HS)_2^- + 1/2H_2O + H^+$	5,44±0,10	1,37±0,10	-0,34±0,10
$Au + 1/4O_2 + H_2S = AuHS^0 + 1/2H_2O$	40,2	6,1	4,6
$2Au + 3HS^- + H^+ + 1/2O_2 = Au_2(HS)_2S^{2-} + H_2O$	31,45±0,10	25,25±0,10	24,23±0,10
$Au + 1/4O_2 + 3/2H_2O = Au(OH)_2^- + H^+$	-12,5±0,8	-13,1±1,2	-13,4±1,5
$Au + 3H^+ + 3/4O_2 + 4Cl^- = AuCl_4^- + 3/2H_2O$	12,32±0,08	12,06±0,12	12,15±0,14
$1/2Ag_2S + 2Cl^- + H^+ = AgCl_2^- + 1/2H_2S$	-4,72±0,10	-1,83±0,07	-0,54±0,07
$1/2Ag_2S + 3/2H_2S = Ag(HS)_2^- + H^+$	-9,0±0,2	-8,0±0,2	-7,6±0,2
$1/2Ag_2S + 1/2H_2S = AgHS^0$	-5,6±0,1	-5,7±0,2	-6,0±0,2

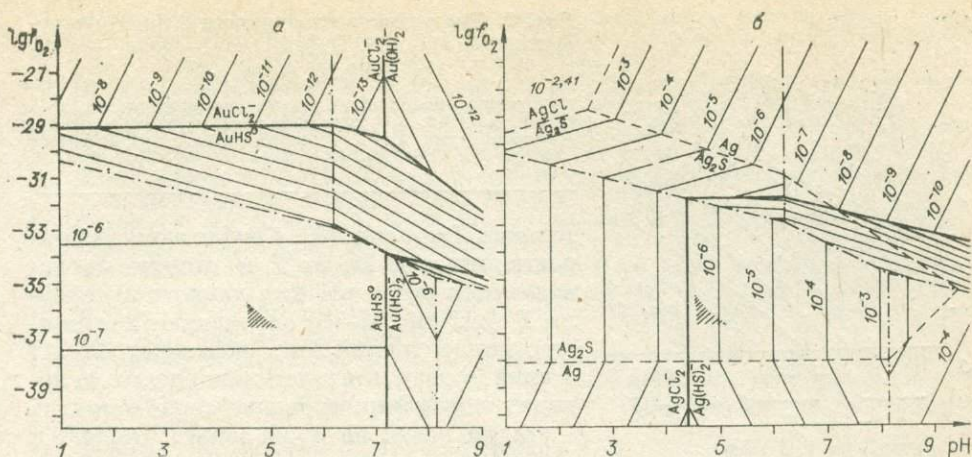


Рис. 4. Формы переноса и растворимость Au (а) и Ag (б) при $T = 300^\circ\text{C}$, $P = 500$ бар, $a_{\text{S}} = 10^{-2,25}$, $a_{\text{Cl}^-} = 10^{-1,37}$. Жирные линии ограничивают поля преобладания отдельных комплексов Au или Ag, тонкие — линии равных концентраций Au или Ag (обозначены цифрами, М). Штриховые линии — границы полей устойчивости твердых фаз Ag. Заштрихованные поля на рис. 4—5 см. рис. 1—3.

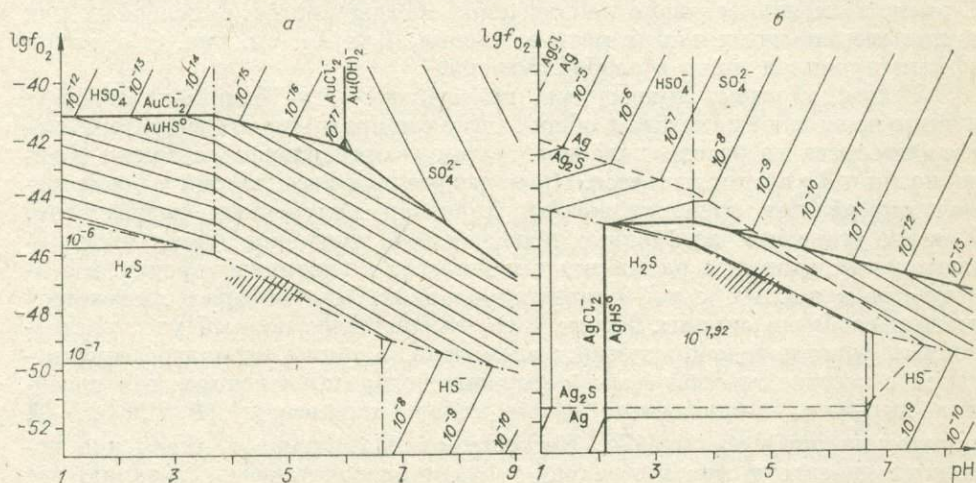


Рис. 5. Формы переноса и растворимость Au (а) и Ag (б) при $T = 150^\circ\text{C}$, $P = 250$ бар, $a_{\text{S}} = 10^{-4,75}$, $a_{\text{Cl}^-} = 10^{-1,74}$. Обозначения см. на рис. 4.

Равновесные активности Au и Ag в растворе на стадиях I—III приведены в табл. 1. Для стадий I и II концентрации Au были определены также из данных нейтронно-активационного анализа сухих остатков водных вытяжек из кварцев соответствующих генераций. Они оказались равными $5 \cdot 10^{-7}$ — $1,5 \cdot 10^{-7}$ М, что хорошо согласуется с теоретически рассчитанными величинами. Близкие значения концентраций Au (10^{-8} — 10^{-6} М) и Ag (10^{-6} — 10^{-5} М) приводятся и для других золоторудных месторождений [2].

Направленность изменения концентраций Au и Ag в растворе позволяет объяснить основные черты распределения этих элементов в рассматриваемых месторождениях, в частности явление разделения Au и Ag. Сильная зависимость растворимости Ag_2S от T и pH (см. рис. 4, 6) определяет постепенное понижение концентраций Ag в растворе от I к III стадии, особенно значительное (на 1,5 порядка) на заключительном этапе рудообразования. Действительно, содержание Ag в аргиллизитах III стадии максимально и в ~ 6 раз превышает его содержание в серици-

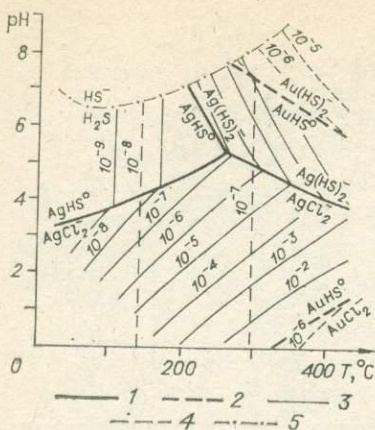


Рис. 6. Диаграмма растворимости Au и Ag в координатах T — pH. Буфер $\text{FeCO}_3 - \text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{FeS}_2$ по f_{O_2} и $a_{\text{H}_2\text{S}}$.

1 — границы полей преобладания комплексов Ag; 2 — то же, для Au; 3 — линии равных концентраций Ag; 4 — то же, для Au; 5 — граница полей преобладания H_2S и HS^- .

щелочных и, вероятно, более высокотемпературных растворов, в которых концентрация Au на 1—2 порядка превышает величины, приведенные в табл. 1. Как видно из рис. 4 и 5, при переходе сульфидной серы в сульфатную в ходе окисления раствора происходит разрушение комплексов AuHS^0 и $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, что приводит к снижению концентраций Au на 7—8 порядков, т. е. к практически полному осаждению Au из раствора. С этим, возможно, связано наблюдаемое обогащение Au окисленных руд в приповерхностных частях месторождения. Для Ag (см. рис. 4, 5) такой эффект проявлен лишь в слабой степени.

Таким образом, имеющиеся геологические и физико-химические данные позволяют наметить в общих чертах направленность гидротермального процесса на рассматриваемой группе месторождений, а также поведение Au и Ag в этом процессе. Приведенные выше допущения и ограничения определяют ориентировочный характер полученных результатов. Для их уточнения необходимо прежде всего получение новых экспериментальных данных о растворимости Au и Ag в различных средах, в особенности в кислых и нейтральных условиях, для которых имеющиеся данные особенно скудны. Кроме того, важен более полный учет растворенных форм породообразующих элементов, а также использование сведений о составе газовой фазы, содержащейся во включениях, что позволит получить независимым путем набор параметров (P , T , f_{O_2} , f_{CO_2}) гидротермальной среды [17]. Постепенное накопление и уточнение исходных данных и методов расчетов будут способствовать созданию все более близких к действительности физико-химических моделей эндогенных рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Баранова Н. Н., Барсуков В. Л., Дарьина Т. Г., Банных Л. Н. О взаимодействии золота с водными щелочными растворами при 25 и 250°C. — *Геохимия*, 1977, № 6, с. 877—884.
- 2 Баранова Н. Н., Козренко С. В., Григорян С. С. и др. Экспериментальные данные о концентрациях золота и серебра в гидротермальных растворах (по результатам анализа газово-жидких включений). — *Геохимия*, 1980, № 8, с. 1146—1157.
- 3 Бриндли Г. В. Хлоритовые минералы. — В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965, с. 284—344.
- 4 Булах А. Г., Булах К. Г. Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов. Л.: Недра, 1978. 167 с.
- 5 Василенко В. Н., Васильев Б. Д., Куршев С. А. Режимные параметры формирования самородного золота в колчеданных рудах Северного Кавказа, на золоторудных месторождениях юга Сибири и Дальнего Востока. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2, Новосибирск: Наука, 1979, с. 136—144.
- 6 Говоров И. Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1977. 239 с.
- 7 Дроздовская А. А. Кислотно-щелочной режим водных растворов и способы его выражения при повышенных температурах. — *Геохимия*, 1979, № 5, с. 785—792.

8. Захаревич К. В. Петрология и геохимические особенности золото-серебро рудных метасоматитов в фтерригенных породах одного из рудных полей Центральных Кызылкумов. Канд. дис. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. 116 с.
9. Иванов И. П., Борисов М. В. Оценка состава исходного раствора при метасоматическом замещении пород.— *Геохимия*, 1980, № 12, с. 1797—1806.
10. Колонин Г. Р., Боровикова Г. А. Термодинамический анализ условий рудообразования на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 89—101.
11. Колонин Г. Р., Птицын А. Б. Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1974. 103 с.
12. Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилова Л. А. Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях. М.: Наука, 1968. 102 с.
13. Мельник Ю. П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев: Наукова думка, 1978. 152 с.
14. Милькевич Р. И., Котов Н. В. Геология, полиметаморфизм и палеотермометрия комплексов метаморфических пород Ундино-Шилкинского междуречья (Восточное Забайкалье).— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Т. 4. Л.: Изд-во ЛГУ, 1972, с. 46—57.
15. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 240 с.
16. Николаева Н. М., Еренбург А. М., Антипина В. А. О температурной зависимости стандартных потенциалов галогенидных комплексов золота.— *Изв. СО АН СССР*, 1972, вып. 4. Сер. хим. наук, № 9, с. 126—128.
17. Никольский Н. С. Параметры равновесия флюидных систем.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1981, № 2, с. 21—34.
18. Рыженко Б. Н. Термодинамика равновесий в гидротермальных растворах. М.: Наука, 1981. 191 с.
19. Художин В. О., Холодкевич И. В. Экспрессный полуквантитативный анализ содержания железа в хлоритах методом рентгеновской дифрактометрии.— В кн.: Материалы XI Всесоюзного совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М.: изд. ИГЕМ, 1976, с. 53—54.
20. Casadevall T., Ohmoto H. Sunnyside mine, Eureka mining district, San Juan County, Colorado: geochemistry of gold and base metal ore deposition in a volcanic environment.— *Econ. Geol.*, 1977, v. 72, N 7, p. 1285—1320.
21. Fournier R. O., Truesdell A. H. An empirical Na — K — Ca geothermometer for natural waters.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, N 5, p. 1255—1275.
22. Frantz J. D., Popp R. K. Mineral-solution equilibria. I. An experimental study of complexing and thermodynamic properties of aqueous $MgCl_2$ in the system $MgO — SiO_2 — H_2O — HCl$.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979, v. 43, N 8, p. 1223—1236.
23. Frost B. R. Mineral equilibria involving mixed-volatiles in a C—O—H fluid phase: the stabilities of graphite and siderite.— *Amer. J. Sci.*, 1979, v. 279, N 9, p. 1033—1059.
24. Helgeson H. C. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures.— *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267, N 7, p. 729—804.
25. Seward T. M. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, N 3, p. 379—399.
26. Seward T. M. The stability of chloride complexes of silver in hydrothermal solutions up to 350°C.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1976, v. 40, N 11, p. 1329—1341.

Г. Р. КОЛОНИН

ХАРАКТЕР ЭВОЛЮЦИИ КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ И РЕЖИМА СЕРЫ В РУДООБРАЗУЮЩЕМ ФЛЮИДЕ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ И РАСЧЕТНЫМ ДАННЫМ

Хорошо известные представления о кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов были разработаны Д. С. Коржинским и его последователями прежде всего на основании закономерностей изменения зональности околорудных метасоматитов. В целом ряде публикаций с этой точки зрения рассматривается в общем виде вопрос о времени и условиях осаждения рудного вещества [11, 19, 20, 70]. Из них следует, что основная масса рудных минералов выделяется уже после и в результате инверсии состава растворов от кислых к щелочным. В одной из предыдущих работ мы попытались конкретизировать эти представления, обозначив на кривой кислотно-щелочной эволюции постмагматических

флюидов наиболее характерное место осаждения главных металлов. При этом имелись в виду прежде всего условия формирования редкометалльно-сульфидных месторождений жильно-грейзенового типа.

Такой подход был использован в дальнейшем при более всестороннем анализе физико-химической обстановки на подобных месторождениях [32], причем подразумевалось, что концепция «внутренней» кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов не исключает сложного, многостадийного характера реальных природных процессов, связанного с особенностями режима отделения флюида от магматического расплава и другими геологическими явлениями [25, 26, 42]. Естественно, что совмещение эволюционной и пульсационной концепций приводит к неоднозначности использования ниже термина «стадия», обозначающего и определенный интервал кислотно-щелочной эволюции растворов, и отрезок времени, часто отделенный от других тектоническими подвижками, в течение которого сформировался определенный минеральный комплекс. Некоторые уточнения и разъяснения в этом отношении были сделаны ранее [32].

Целью настоящей работы является рассмотрение возможностей переноса и осаждения серы, молибдена, вольфрама, висмута, железа, а попутно и некоторых других металлов в ходе кислотно-щелочной эволюции постмагматического флюида на основе количественных экспериментальных и расчетных данных, полученных нами совместно с Ю. В. Лаптевым и Г. П. Широносковой. Вряд ли есть необходимость говорить о сложности этой задачи, вытекающей уже из многопараметрического характера рудообразования. Например, знания общей направленности процесса кислотно-щелочной* эволюции сочетаются с почти полным отсутствием информации в отношении конкретных значений рН природных высокотемпературных флюидов, несмотря на неплохую экспериментальную изученность ряда ведущих водно-силикатных систем. Дело здесь в том, что активность (концентрация) ионов водорода в природных системах является сложной функцией по крайней мере температуры плотности раствора, концентрации NaCl и (или) KCl, уголекислоты, которые пока не могут быть одновременно и однозначно определены для какого-либо конкретного процесса.

Безусловно, отрицательную роль играет также отсутствие количественных данных о вкладе в формирование кислотности-щелочности рудообразующего флюида различных физико-химических механизмов, в той или иной степени обсуждающихся во многих работах [1, 5, 12, 21, 56]. В настоящее время сделаны только первые попытки проанализировать рН растворов как результат взаимодействия и сочетания некоторых из этих механизмов [50, 51].

Кислотность-щелочность флюида в ходе рудоотложения. Начнем наше рассмотрение с молибдена, являющегося одним из наиболее ранних по времени осаждения рудных компонентов. Экспериментально установлено [33, 35, 74, 45], что молибден при температурах 300—400°C может сохраняться в щелочных растворах в концентрациях порядка 10^{-3} моль/кг даже в присутствии его основных потенциальных осадителей — сульфидной серы и кальция. Только при достижении слабощелочных — близонейтральных значений рН (рис. 1) происходит резкое осаждение молибдена в виде молибденита по реакции 1 (табл. 1) со снижением его концентрации ниже 10^{-5} моль/кг. На образование MoS_2 при уменьшении рН кремнийсодержащих растворов при температурах 20—200°C указывают и результаты экспериментов, приводимые В. И. Рехарским [63], а также расчеты равновесия молибденит — раствор [64].

Минералого-геохимические данные говорят о возможности образования молибденита на самых высокотемпературных стадиях рудного про-

* По нашему мнению, употребление этого двойного термина хотя и не идеально, но более предпочтительно, нежели применение понятия «кислотность» или «щелочность» для всего возможного диапазона рН.

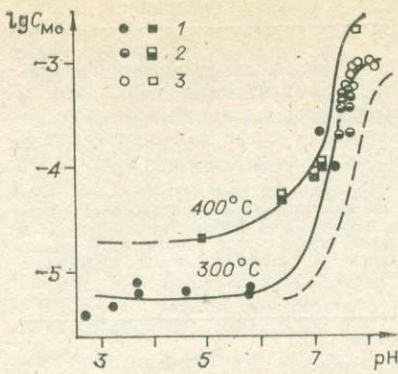


Рис. 1. Зависимость от конечного значения pH концентрации молибдена в растворах после опытов в присутствии молибденита (1), молибденита и повеллита (2), повеллита (3).

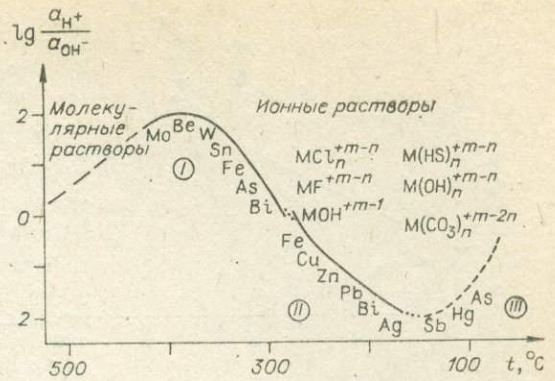


Рис. 2. Схема, отражающая наиболее типичные условия осаждения рудных элементов в ходе кислотно-щелочной эволюции растворов при образовании постмагматических редкометалльно-сульфидных месторождений (I — стадии редкометалльного рудообразования; II — стадии осаждения сульфидов; III — стадии проявляющейся иногда сурьмяно-ртутно-мышьяковой минерализации). Показаны также предполагаемые формы нахождения рудообразующих элементов в растворах.

песса еще в пределах развития продуктов ранней щелочной стадии — калишпатовых метасоматитов, т. е. до начала грейзенизации и формирования кварцевых жил с комплексным редкометалльным оруденением [18, 59]. Поэтому на схематической диаграмме (рис. 2) молибденит может быть поставлен еще до кислотной стадии, хотя его осаждение продолжится в ходе кислотного выщелачивания при образовании грейзенов и зальбандов кварцевых жил. Конечно, при обсуждении этого элемента, как и в случае рассматриваемого далее вольфрама, не следует забывать и о возможной, хотя и второстепенной, судя по экспериментальным данным, роли температуры. Действительно, на рис. 1 можно видеть заметное снижение уровня растворимости минералов молибдена при переходе от 400 к 300°C.

Что касается вольфрама, то не только щелочные, но и близонейтральные растворы, судя по экспериментальным данным, достаточно благоприятны для его переноса [67, 69, 74]. Например, при температурах 300 и 350°C в присутствии железа и марганца при исходном pH=7 в сульфидных растворах может содержаться порядка 10^{-3} моль/кг вольфрама.

Таблица 1

Предполагаемые реакции осаждения основных рудных минералов редкометалльно-сульфидных месторождений

№ реакции	Уравнение реакции
1	$\text{HMoO}_4^- + 2,25\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}} + 0,5\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{MoS}_{2(\text{кр})} + 0,25\text{SO}_4^{2-} + 3\text{H}_2\text{O}$
2	$\text{HWO}_4^- + \text{Fe}(\text{OH})_n^{+2-n} + (n-1)\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{FeWO}_{4(\text{кр})} + n\text{H}_2\text{O}$
3	$3[\text{Be}(\text{OH})_{4-n}\text{F}_m]^{2-} + 2[\text{Al}(\text{OH})_{4-n}\text{F}_n]^{-} + 6[\text{Si}(\text{OH})_{4-n}\text{F}_p]^0 + 8\text{H}^+ \rightleftharpoons$ $\rightleftharpoons \text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18(\text{кр})} + (3m + 2n + 6p)\text{HF} + [3(4-m) + 2(4-n) + 6(4-p) - 18]\text{H}_2\text{O}$
4	$\text{Sn}(\text{OH})_4^0 \rightleftharpoons \text{SnO}_{2(\text{кр})} + 2\text{H}_2\text{O}$
4a	$\text{Sn}(\text{OH})_4\text{F}_2^{2-} + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{SnO}_{2(\text{кр})} + 2\text{HF} + 2\text{H}_2\text{O}$
5	$2\text{Bi}(\text{OH})_n^{+3-n} + \text{H}_2\text{S}_{\text{aq}} \rightleftharpoons \text{Bi}_2\text{S}_{3(\text{кр})} + 2(3-n)\text{H}^+ + 2n\text{H}_2\text{O}$
6	$1,2\text{Fe}(\text{OH})_n^{+2-n} + 2\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}} + 0,4\text{SO}_2 \rightleftharpoons 1,2\text{FeS}_{2(\text{кр})} + 1,2(2-n)\text{H}^+ + (0,8 + 1,2n)\text{H}_2\text{O}$
7	$\text{Fe}(\text{OH})_n^{+2-n} + \text{H}_3\text{AsO}_3 + \text{H}_2\text{S}_{\text{aq}} + 1,5\text{H}_2 \rightleftharpoons \text{FeAsS}_{(\text{кр})} + (2-n)\text{H}^+ + (3+n)\text{H}_2\text{O}$

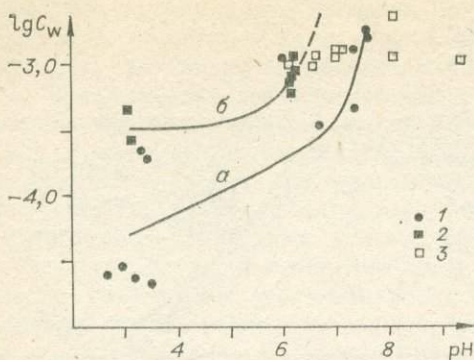


Рис. 3. Зависимость от конечного значения рН концентрации вольфрама в растворах после опытов (в моль/л) при концентрации сульфидной серы $0,006 \pm 0,003$ моль/л (а) и $0,06 \pm 0,03$ моль/л (б).

1 — точки для кривой а (присутствуют ферберит и пирит); 2 — точки для кривой б в присутствии ферберита и пирита; 3 — точки для кривой б, когда ферберит полностью переработан в пирит.

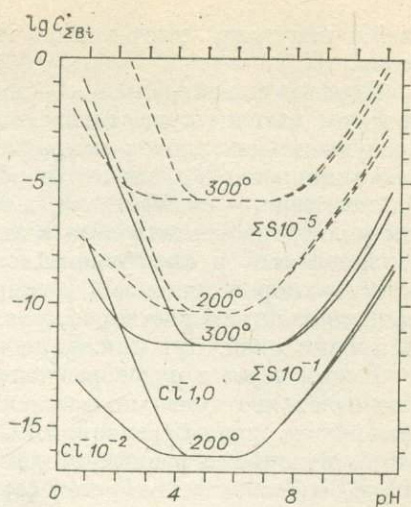
В то же время при $\text{pH} < 6$ происходит уже уменьшение его концентрации по крайней мере до 10^{-4} моль/кг за счет образования вольфрамита или ферберита по реакции 2 (см. табл. 1), которая становится независимой от рН в области преобладания в растворе недиссоциированной вольфрамовой кислоты (рис. 3). Выщелачивание из вмещающих пород в ходе кислотной стадии железа и марганца также должно способствовать осаждению вольфрама. На кислые условия во флюиде как на единственно возможные для образования ферберита и вольфрамита указывают и результаты термодинамических расчетов [22, 38, 40, 41]. На основании совокупности этих и минералого-геохимических данных место отложения вольфрамита естественно показывать соответствующим стадии грейзенизации и началу формирования генетически связанных с ней кварцевых жил.

Судя по часто наблюдаемому тесному парагенезису вольфрамита с бериллом, кристаллизация последнего должна происходить в близких физико-химических условиях. Варианты записи реакций осаждения берилла без участия и с участием фтор-иона демонстрировались ранее [32], а в обобщенной форме представлены в табл. 1.

Еще один важный во всех отношениях рудный минерал, часто присутствующий в месторождениях рассматриваемого типа, — касситерит. В одних случаях по времени образования он предшествует вольфрамиту, в других является более поздним, причем можно наметить тенденцию к выделению первым минерала, количественно преобладающего в рудных телах. Аналогичная ситуация устанавливается и для оловянно-вольфрамовых месторождений Боливии [17]. Таким образом, и здесь как будто проявляется закономерность, отмеченная для полиметаллических месторождений, на которых порядок кристаллизации сфалерита и халькопирита зависит от их количественных соотношений [77].

С учетом сказанного положение касситерита на рис. 2, относящемся прежде всего к молибден-вольфрамовым месторождениям, показано вслед за вольфрамитом. Что касается физико-химических причин его осаждения, то в первую очередь должны быть названы две: снижение температуры рудоносного флюида и изменение его кислотно-щелочных свойств. Первая из них следует из крутой температурной зависимости растворимости касситерита в растворах различного состава [6, 52], а также из того, что в широком интервале рН, в том числе в близонейтральных условиях, преобладающими должны быть нейтральные гидроксо-галогенидные комплексные частицы с общей формулой $\text{Sn}(\text{OH}, \text{F})_4^0$, на устойчивость которых не будет оказывать влияния кислотность-щелочность среды. Наоборот, этот фактор станет решающим в том случае, если главными растворенными формами (в щелочных условиях) будут анионные гидроксокомплексы, например, $\text{Sn}(\text{OH})_5^-$ [44] или анионные смешанные гидроксофторокомплексы типа $\text{Sn}(\text{OH})_4\text{F}_2^{2-}$ [27]. Тогда в соответствии с реакцией 4а (см. табл. 1) осаждение олова может оказаться особенно интенсивным при переходе от ранней щелочной к кислой стадии. Малая вероятность присутствия в природном флюиде катионных гидроксокомплексов типа $\text{Sn}(\text{OH})_3^{2+}$, а следовательно, неэффективность осаждающего действия

Рис. 4. Расчетная диаграмма, показывающая растворимость висмутина как функцию рН при некоторых температурах, активностях хлор-иона и сульфидной серы.



на олово нейтрализации кислых растворов фактически вытекает из последних экспериментальных данных Т. П. Дадзе и др. [15]. В целом же вопрос о формах нахождения олова в природных рудообразующих флюидах с различным соотношением анионов-комплексообразователей весьма сложен [52] и еще слабо изучен.

Постепенное снижение температуры растворов и повышение их щелочности при переходе от кислотной стадии к поздней щелочной рассматриваются нами в качестве основных причин, приводящих к кристаллизации сульфидов. Одним из ранних минералов при этом часто является висмутин [3, 18]. На других месторождениях присутствуют ранние сульфиды висмута более сложного состава, например айкинит [57]. На рис. 4 приведена рассчитанная нами совместно с Ю. В. Лаптевым диаграмма условий осаждения висмута из хлорсодержащих сульфидных растворов, которая иллюстрирует степень уменьшения концентрации висмута при снижении температуры, кислотности флюида и изменении содержания в нем хлор-иона и сульфидной серы. Резкое падение растворимости висмутина и висмутовых сульфосолей меди при изменении всех этих параметров в указанном направлении подтверждено прямыми спектрофотометрическими экспериментами [42] и экспериментальными данными по растворимости [60].

Наряду с сульфидами висмута в качестве относительно ранних и высокотемпературных минералов обычно оказываются пирит, арсенопирит и пирротин. Отложение сульфидов железа мы связываем с реакциями 6 и 7 (см. табл. 1). Окислительно-восстановительные пары в виде сульфит-сульфидного равновесия или отношения $2H^{+}/H_2$ использованы в них достаточно условно и в значительной степени — в противовес представляющейся менее удачной, но общепринятой форме записи с заведомо отсутствующим в сульфидных растворах кислородом. При наличии прямых доказательств реального участия в сульфидообразовании других окислителей и восстановителей эти уравнения реакций могут быть соответствующим образом изменены.

Появление среди ранних сульфидных минералов именно сульфидов железа может означать как их достаточную устойчивость уже в сравнительно высокотемпературных растворах, так и определенную нестабильность гидроксо- и галогенидных комплексов Fe(II). Попутно заметим, что фиксируемые на золоторудных месторождениях значительные содержания тонкодисперсного золота в ранних пирите и арсенопирите также можно представить с точки зрения уменьшения растворимости Au в процессе охлаждения и нейтрализации кислого раствора [8].

При достаточном остывании и подщелачивании растворов доходит очередь и до осаждения таких сульфидов, как халькопирит, сфалерит, галенит, поскольку даже весьма устойчивые гидроксо- и хлорокомплексы меди, цинка и свинца не могут уже препятствовать осаждающему воздействию сульфидной серы. Абсолютные же значения рН образования конкретных минералов и здесь могут быть определены только при наличии данных о совокупности таких физико-химических параметров природного раствора, как температура, давление, концентрации сульфидной серы, осаждающегося металла и потенциально возможных комплексообразова-

телей, например хлор-иона, что пока представляет неразрешимую задачу.

Переход к нейтральным — щелочным растворам и снижение их температуры должны существенно изменять формы нахождения в них рудообразующих металлов в направлении комплексов, где лигандами выступают анионы слабых кислот (карбонатные, гидросульфидные, для отдельных металлов — сульфатные), а также к анионным гидроксокомплексам. Для молибдена и вольфрама в этих условиях возможным становится образование тио- и окситиокомплексов [34]. Переход значительной части меди из хлорокомплексов в гидросульфидные формы экспериментально зафиксирован для растворов, равновесных с халькопирит-борнит-пиритовой ассоциацией, при снижении их температуры от 350 до 200°C [72].

Режим серы в рудообразующем флюиде. Еще А. Г. Бетехтиным [9] была отчетливо показана важная роль режима серы в процессах гидротермального рудообразования. С тех пор появилось множество работ, авторы которых с разных сторон пытались анализировать физико-химические особенности поведения серы в гидротермальных растворах, из которых специально хочется отметить статьи Х. Барнса и Г. Куллеруда [4], А. А. Маракушева [46], М. Н. Годлевского [14], П. Бартона, В. Скенера [7]. Существует также большое количество публикаций, в которых термодинамические условия устойчивости различных сульфидных минералов сопоставляются в координатах $\lg f_{S_2} - \lg f_{O_2}$ или им аналогичных [47, 52, 53, 66].

Давая исключительно полезную и ценную информацию, работы последнего плана не исчерпывают весь круг стоящих вопросов. Очевидно, это связано с тем, что в качестве термодинамического параметра, характеризующего режим серы, в них выбраны или химический потенциал газовой серы (S_2), или ее летучесть, которая в приложении к гидротермальным системам фактически представляет собой такой же обобщенный и формальный параметр, как и ее химический потенциал.

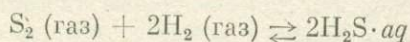
Думается, что более приемлемым является описание гидротермальных систем в пространстве координат, отражающих активность (концентрацию) растворенных компонентов, реально существующих в растворах. Обоснование такой точки зрения мы пытались провести в одной из недавних работ [29]. Кроме того, она находит подтверждение в стремлении некоторых зарубежных авторов [4, 48, 66] к переходу от координат $\lg f_{S_2} - \lg f_{O_2}$ к активностям сульфидной и сульфатной серы, а также к рН растворов. Такой подход к гидротермальным серосодержащим системам уже сейчас не имеет принципиальных термодинамических трудностей, по крайней мере до температур 300—350°C, позволяя вместе с тем вплотную приблизиться к пониманию химической сущности процессов, приводящих к сульфидообразованию. Он устраняет и некоторые парадоксы, возникающие при формальном описании сульфидных гидротермальных систем, отмеченные, например, А. А. Маракушевым и Н. И. Безменом [47].

Вернемся теперь от этих предварительных замечаний к рассмотрению сути затронутой проблемы. В настоящее время можно достаточно уверенно говорить о том, что сульфиды начинают кристаллизоваться из растворов при сравнительно умеренных температурах, обычно не выше 400°C. Например, А. И. Тугаринов и В. Б. Наумов [64] на основании обобщения данных по температурам гомогенизации и декрепитации газожидких включений наметили наиболее типичные температурные интервалы, характеризующие большинство основных минералов рудных жил. Эти и многие другие материалы, содержащиеся в работах по конкретным месторождениям или их генетическим типам (см. например, двухтомный сборник «Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования» [58]), в определенной степени могут служить минералогическо-геохимической базой для анализа вопроса о режиме серы в рудообразующих растворах.

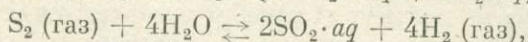
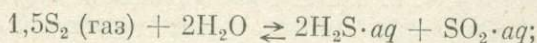
Факт относительно поздней и нарастающей во времени кристаллизации сульфидов в сочетании с часто наблюдаемой сменой малосернистых высокотемпературных парагенезисов (с пирротином, арсенопиритом и др.) на высокосернистые (с пиритом, сульфидами полиметаллов) послужил основанием для широко распространенного мнения о повышении потенциала серы, ее активности в процессе эволюции рудообразующего раствора. Однако термодинамический анализ, проведенный в различных вариантах целым рядом авторов, показал обратную закономерность, а именно существенное понижение химического потенциала (активности) серы при переходе от высокотемпературных сульфидных парагенезисов к низкотемпературным. Обнаруживающийся парадокс можно объяснить двумя причинами. Во-первых, по термодинамическим данным реакции присоединения серы являются экзометрическими, т. е. будут затрудняться при повышении температуры [47]. Наглядно это проявляется на известных диаграммах П. Бартона и Б. Скиннера [7], из которых хорошо видно, что образование любого сульфида при повышении температуры требует все более и более возрастающей активности серы. Ничего принципиально не меняется и при расчете реакций, записанных с участием растворенных компонентов [38].

Во-вторых, имеются совершенно другие и весьма серьезные основания ожидать уменьшение активности сульфидной серы в высокотемпературных растворах. Термодинамические расчеты [62] показывают, что с температуры 300°C в растворах помимо сероводорода должны появиться значительные количества сернистой кислоты — продукта растворения сернистого газа. Аналогичные данные имеются и в других работах [5, 66]. Х. Барнс, Г. Чаманский, например, приводят диаграмму, из которой следует, что в газовой фазе, равновесной с пиритом, пирротином и магнетитом, выше 575°C SO₂ начинает преобладать над H₂S. Вполне очевидно, что в отсутствие пирротина, т. е. при более окислительных условиях, SO₂ станет основным серосодержащим газом при существенно более низкой температуре.

Таким образом, при анализе условий образования сульфидов и особенно при переходе от диаграмм для сухих систем к гидротермальным растворам всегда следует иметь в виду, что помимо реакции образования сероводорода типа



могут проходить и реакции с образованием сернистого газа



существенно уменьшающие количество сульфидной серы в системе, особенно при температурах выше 400°C. К аналогичным выводам пришел Л. Н. Овчинников [55, 56], который для их подтверждения кроме физико-химических соображений использует и данные о достаточно широком распространении сульфатных минералов высокотемпературного генезиса (ангидрит, барит).

Основываясь на совокупности имеющихся в настоящее время экспериментальных и термодинамических данных, картину эволюции серы в рудоотлагающих растворах можно представить следующим образом. Весьма характерным высокотемпературным минералом железа даже для редкометалльных молибден-вольфрамовых месторождений является магнетит [59], смена которого пиритом означает достижение в растворе определенной активности сульфидной серы. Для ее оценки мы можем опираться как на результаты собственных расчетов и экспериментов [38, 68], так и на хорошо им соответствующие данные других авторов [73, 75, 76]. Из них следует, что отсутствие магнетита в парагенезисе с пиритом или пирротином при температуре 300°C и выше указывает на концентрацию H₂S в растворе не ниже 0,01 моль/кг. В то же время, поскольку при

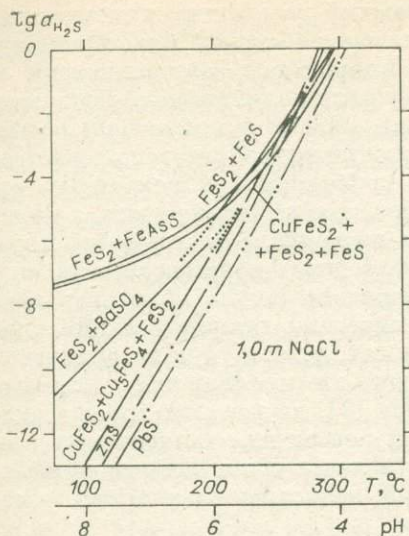


Рис. 5. Зависимость от одновременно изменяющихся рН и температуры активности сульфидной серы, необходимой для осаждения различных сульфидов и сульфидных ассоциаций из одномолярного хлоридного раствора (расчетные данные).

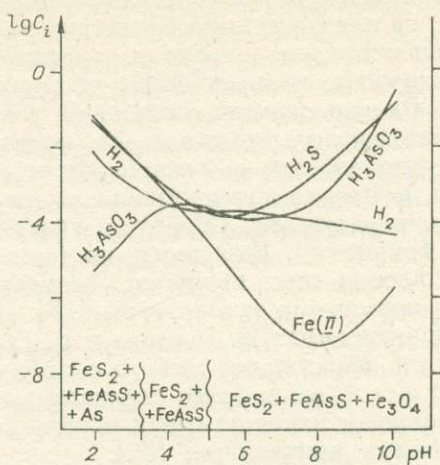


Рис. 6. Результаты расчета состава растворов, возникающих после взаимодействия пирит-арсенопиритовой ассоциации с водой при 200°C и поддерживаемых определенными значениями рН. Внизу записаны составы устойчивых минеральных ассоциаций.

$C_{H_2S} \approx 0,1$ моль/кг вольфрамит разлагается на смесь сульфидов с участием алабандина, не наблюдаемого в подобных природных парагенезисах, концентрация сульфидной серы, очевидно, не достигает в рудообразующем флюиде этой величины.

Естественно, в процессе обильного сульфидоотложения количество сульфидной серы в растворе должно быстро уменьшаться. На рис. 5 показана зависимость от одновременно изменяющихся рН и температуры активности H_2S , необходимой для осаждения сульфидов железа и обычно более поздних сульфидов цветных металлов в варианте хлоридного раствора. Активности металлов при этом были приняты равными некоторым постоянным величинам, т. е. система рассматривалась как бы открытой в отношении этих компонентов. На рис. 6 представлен другой случай, когда состав раствора на поздних стадиях рудообразования вычислялся как функция рН и температуры раствора, взаимодействующего с ранее отложенными сульфидными железом и мышьяком в условиях, когда система закрыта в отношении сероводорода, водорода, железа.

Основным регулятором режима серы в процессе рудоотложения скорее всего является само сульфидообразование. Оно приводит к связыванию серы прежде всего в виде сульфидов железа, находящихся в рудных телах и рассеянных во вмещающих породах, а также и в других сульфидных минералах. Определение же точных величин активностей (концентраций) сульфидной серы в момент кристаллизации того или иного минерала требует конкретных данных о других термодинамических параметрах, влияющих на равновесие сульфид — раствор (температура, давление, рН и окислительные условия в растворе, концентрации комплексобразователей). Поэтому приемлемый уровень познания режима серы в рудообразующем флюиде может быть достигнут только после решения проблемы получения указанной количественной информации. В настоящее же время оценки, проведенные рядом авторов [23, 30, 38, 49, 53, 68], носят все-таки предварительный характер.

Думается, что окислительно-восстановительные условия в рудоотлагающем флюиде во многих случаях также могут определяться и даже регулироваться составом ранее образовавшихся или образующихся рудных

Оценки летучестей водорода и кислорода в экспериментах при 300°C и концентрации сульфидной серы $0,045 \pm 0,005$ моль/кг для равновесия пирит/ферберит

Летучесть	рН до/после опыта				
	4,3/3,0	5,4/3,3	7,2/7,2	8,3/7,9	9,3/8,2
$\lg f_{O_2}$	-34,0	-34,3	-34,7	-34,3	-34,2
$\lg f_{H_2}$	-0,8	-0,6	-0,5	-0,7	-0,2

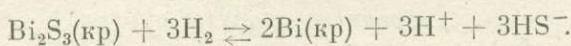
ассоциаций. На роль минеральных буферов в первую очередь должны претендовать такие наиболее широко распространенные пары минералов, включающих элементы с разной степенью окисления, как пирит/пирротин, пирит/магнетит, пирит/барит, пирит/ферберит (вольфрамит), пирит/арсенопирит, касситерит/станнин, висмутин/самородный висмут и т. д. Термодинамические и экспериментальные данные для соответствующих равновесий при знании опять-таки остальных параметров рудообразующего флюида позволяют провести соответствующие оценки. Например, для равновесия пирит/ферберит получены величины [37], представленные в табл. 2.

Обращают на себя внимание удивительные монотонность и однообразие в характере изменения, да и в самих величинах P_{O_2} на месторождениях существенно различных формационных типов, что следует, например, из данных, содержащихся в недавно опубликованной сводке И. Я. Некрасова [53]. В качестве объяснения здесь можно как раз предположить, что окислительно-восстановительные свойства флюидов, являясь функцией их остальных физико-химических параметров, в практическом плане контролируются одним и тем же набором минеральных парагенезисов, в первую очередь, обычно количественно преобладающими минералами железа.

Влияние параметров флюида на состав рудных парагенезисов. Можно полагать, что кислотно-щелочная эволюция растворов не только управляет ходом самого осаждения рудообразующих металлов, но и определяет, в какой минеральной форме (оксиды, сульфиды, самородные металлы, арсениды) оказываются связанными те или иные компоненты руд. Например, смена магнетита ранней щелочной (дорудной) стадии сульфидами железа, вместо которых из поздних растворов снова идет отложение оксидов железа (гематит, магнетит), может быть объяснена не только традиционным способом через повышение в определенные моменты окислительного потенциала растворов [9, 10]. Использование фактов замещения сульфидных минералов оксидами как однозначного индикатора потенциала кислорода нередко бытует и в современной научной литературе.

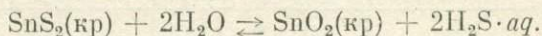
Однако подобные минеральные превращения могут быть объяснены и совершенно другим образом — повышением щелочности раствора. Казалось бы, такому процессу должна препятствовать возрастающая с увеличением рН степень диссоциации сероводородной кислоты, приводящая к повышению активности гидросульфид- и сульфид-ионов. Но преобладающим явлением, очевидно, оказывается возрастание в направлении щелочных растворов их экстракционной способности в отношении сульфидной серы, находящейся в кристаллических решетках минералов.

Можно выделить два возможных типа реакций десульфидизации. Первый из них представлен разложением сульфидов с образованием самородных металлов, который носит ярко выраженный окислительно-восстановительный характер. В свое время [39] нами был экспериментально изучен процесс восстановления висмутина до металлического висмута, который можно записать в следующем виде:



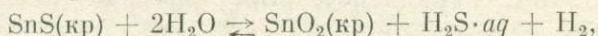
Позже аналогичные превращения были установлены в гидротермальных условиях для киновари [43], сульфида серебра [16], антимонита [2].

Другой тип реакций сводится к обмену сульфидной серы в твердой фазе на кислород или другие компоненты, содержащиеся в растворе. Например, наблюдавшуюся реакцию замещения берндтита касситеритом [31] можно записать следующим образом:



К третьему, смешанному типу реакций относится уже упоминавшееся выше равновесие между сульфидами железа и магнетитом [69], равновесия ферберит/пирит, повеллит/молибденит [74], ферберит/тунгстенит [67], арсенопирит/леллингит [37].

В него же мы включаем также экспериментально изученные равновесия касситерита со стanniном и сульфосолями олова [52]. Как и в реакции замещения герценберита касситеритом



в них происходит не только замена сульфидной серы на кислород (или мышьяк), но и изменение степени окисления металлов.

Отметим, что теоретическая возможность десульфидизации вытекает уже из результатов термодинамических расчетов реакций в растворе, которые впервые широко представлены в монографии Р. Гаррелса [13]. Подобные расчеты, но уже для повышенных температур, были выполнены нами сначала для равновесия висмут/висмутин [28], затем для условий разложения тунгстенита [40], киновари и целого ряда других сульфидов [38].

Однако сами по себе результаты термодинамических расчетов не есть еще однозначное доказательство протекания процесса в соответствующем направлении, поскольку использовавшиеся в них реакции могут быть метастабильными по отношению к другим, по тем или иным причинам ускользнувшим от нашего внимания. Мы всегда должны быть готовы и к тому, что неполным является набор фаз и растворенных форм, учитываемых при физико-химическом моделировании на ЭВМ. Поэтому о реальности десульфидизации сульфидных минералов в щелочных растворах стало возможным говорить только после того, как она была зафиксирована экспериментальным путем.

Достаточно очевидно, что рассмотренный выше сложный характер кислотно-щелочной эволюции рудообразующих растворов существенно затрудняет роль обсуждаемой закономерности и ее формы проявления в природных процессах. Ситуация еще более осложняется из-за параллельного действия других факторов (изменения температуры, режима серы и окислительно-восстановительных условий). В то же время достаточно определенно можно говорить о том, что сульфидообразование имеет максимум своего развития, приходящийся где-то на среднетемпературные стадии гидротермального процесса. Оно как бы повторяет в этом отношении характер изменения кислотности-щелочности растворов, хотя и намечается явное смещение периода максимального сульфидообразования от предельно кислых растворов в направлении к поздней щелочной стадии. Можно предположить, что этот период скорее будет соответствовать моменту достижения максимальных значений производной рН раствора по координате времени или температуры процесса.

Действительно, сульфидообразование мало характерно для ранней щелочной стадии. Более того, даже для дающих наиболее ранние сульфиды молибдена, висмута и железа достаточно часты случаи минеральных проявлений в виде высокотемпературных молибдошеелита, самородного висмута, магнетита. В то же время после стадий интенсивного сульфидообразования также становятся характерными случаи проявления позднего (часто игольчатого) касситерита по стanniну, тиллиту и другим сложным сульфидам олова, самородного висмута, сурьмы и серебра по соответствующим сульфидам и сульфосолям [10, 17, 52, 61]. Таким образом,

как это часто бывает в истории науки, и в данном случае казавшиеся весьма ясными обстоятельства появления оксидов вместо сульфидных минералов по мере углубления нашего знания теряют свою простоту и трансформируются в сложную многопараметрическую задачу. Разрешать ее придется уже на новом уровне, в совокупности с другими, частично охарактеризованными выше проблемами эволюции состава и свойств рудообразующего флюида.

Мы все еще далеки от удовлетворительного уровня понимания эволюции основных параметров рудообразующего флюида. Но совокупность экспериментальных и расчетных данных, накопленных к настоящему времени, позволяет вплотную подойти к решению первых задач относительно количеств рудного вещества, которое может высадиться из раствора при заданном градиенте термодинамических параметров в рамках простейших моделей. И как это не парадоксально, основные трудности при разработке таких моделей сейчас уже связаны не с их физико-химическими основами, а с недостатком конкретной геохимической информации о состоянии рудообразующего флюида в моменты до и после осаждения рудных минералов. Действительно, если оставить в стороне довольно многочисленные данные термо- и барометрического характера, некоторое количество надежных определений солевого состава растворов и концентрации в них углекислоты, то число приемлемых оценок таких решающих параметров, как рН и концентрация сероводорода, выполненных на основе газовой-жидких включений в минералах, будет исчисляться единицами.

Думается, что изучение геохимии гидротермальных месторождений нужно в первую очередь именно на этом направлении. Что же касается задач, стоящих перед экспериментальными и термодинамическими исследованиями, то на первый план сейчас выходят проблемы изучения состояния рудного вещества в надкритических флюидах и выяснения зависимости экстрагирующей способности последних от параметров системы. Только после этого можно будет подойти к разработке более полных физико-химических моделей, отражающих три самостоятельных и одинаково важных этапа существования рудообразующих систем — накопление рудного вещества во флюиде, его перенос и рудоотложение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алехин Ю. В., Жариков В. А., Копылов П. М., Лакштанов Л. З. Модели эволюции состава гидротермальных растворов. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. (Тезисы докладов). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 5.
2. Балицкий В. С., Комова В. В., Озерова Н. А. Устойчивость и интенсивность перекристаллизации антимонита в гидротермальных растворах. — Геохимия, 1974, № 9, с. 1337—1344.
3. Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. 360 с.
4. Барнс Х., Куллеруд Г. Равновесия в системе Fe—S—O в водных растворах, содержащих серу, и их корреляция с рудоотложением. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 3. М.: Мир, 1966, с. 215—314.
5. Барнс Х., Чаманский Г. Растворимость и перенос рудных минералов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 286—324.
6. Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
7. Бартон П., Скиннер Б. Устойчивость сульфидных минералов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 211—285.
8. Белеванцев В. И., Колонин Г. Р., Васильева Н. Г. и др. Возможные формы нахождения и растворимость золота в рудообразующих растворах. — В кн.: Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. Новосибирск: Наука, 1982, с. 83—117.
9. Бегехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 122—275.
10. Бетехтин А. Г. и др. Текстуры и структура руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 435 с.
11. Беус А. А., Соболев Б. П. Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964, с. 36—49.

12. Ганев И. Г. Форма миграции минерального вещества в гидротермальных растворах. — В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 41—27.
13. Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия. М.: ИЛ, 1962. 306 с.
14. Годлевский М. Н. О дифференциальной подвижности компонентов при формировании сульфидных медно-никелевых руд. — Геол. рудных месторождений, 1967, т. 9, № 2, с. 17—31.
15. Дадзе Т. П., Сорокин В. И., Алехин Ю. В. Определение констант диссоциации и кислотности HCl и HNO₃ из экспериментальных данных по растворимости SnO₂ и анализа потенциометрических определений при 200—300°C. — В кн.: Второй Всесоюзный симпозиум по экспериментальному исследованию эндогенного рудообразования. Тезисы докладов. Черноголовка: изд. Ин-та эксперимент. минералогии, 1981, с. 28—31.
16. Диман Е. И. Воздействие гидротермальных растворов HCl и NaOH на ассоциацию серебра — аргентит. — Геол. рудных месторождений, 1974, т. 16, № 1, с. 83—88.
17. Дубровский В. Н., Кигай И. Н. Зональность оловорудных месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 4. М.: Недра, 1974, с. 49—88.
18. Ермилова Л. П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М.: Наука, 1964. 176 с.
19. Жариков В. А. Условия образования скарновых руд. — В кн.: Генетические проблемы руд. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 38—49.
20. Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220—302.
21. Жариков В. А. Проблемы кислотности рудообразующих флюидов. — В кн.: Основные параметры процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979, с. 9—29.
22. Иванова Г. Ф. Об отложении ферберита в гидротермальных условиях. — В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 167—172.
23. Иванова Г. Ф., Ходаковский И. Л. Об условиях образования минералов вольфрама и молибдена в гидротермальном процессе. — Геохимия, 1969, № 4, с. 411—415.
24. Кигай И. Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966, с. 60—87.
25. Кигай И. Н. О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 2. М.: Наука, 1974, с. 164—195.
26. Кигай И. Н. Модель многостадийного минералообразования, согласующаяся с вариациями основных параметров гидротермального процесса. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 7—34.
27. Клинцева А. П., Барсуков В. Л., Шемарькина Т. П., Ходаковский И. Л. Экспериментальное определение констант устойчивости гидроксофторидных комплексов четырехвалентного олова. — Геохимия, 1975, № 4, с. 556—565.
28. Колонин Г. Р. Некоторые физико-химические условия образования самородного висмута и висмутита (расчетные данные). — Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 1, с. 205—208.
29. Колонин Г. Р. Способы оценки окислительно-восстановительных условий в гидротермальных сульфидных растворах. — В кн.: Методы экспериментального исследования гидротермальных равновесий. Новосибирск: Наука, 1979, с. 90—104.
30. Колонин Г. Р., Боровикова Г. А. Термодинамический анализ условий рудообразования на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 89—101.
31. Колонин Г. Р., Кириллова Е. А. Гидротермальный синтез простых сульфидов олова в сероводородных растворах. — В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 20—25.
32. Колонин Г. Р., Косале Я. А. Физико-химические условия молибден-вольфрамового рудообразования на месторождениях кварц-грейзеновой формации. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979, с. 236—252.
33. Колонин Г. Р., Лаптев Ю. В. О возможности использования пирротина для оценки летучести серы и кислорода при гидротермальных исследованиях. — В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975, с. 220—224.
34. Колонин Г. Р., Лаптев Ю. В. Спектрофотометрическое исследование влияния температуры на устойчивость тиюкомплексов молибдена. — В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1974—1975). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 38—43.
35. Колонин Г. Р., Лаптев Ю. В., Битейкина Р. П. Об условиях образования молибденита и повеллита из гидротермальных растворов. — В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1974—1975). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 27—33.
36. Колонин Г. Р., Лаптев Ю. В., Птицын А. Б., Степанчикова С. А. Исследование процессов взаимодействия рудных минералов с высокотемпературными растворами спектрофотометрическим методом. — В кн.: Второй Всесоюзный симпозиум по

- экспериментальному исследованию эндогенного рудообразования. (Тезисы докладов). Черноголовка: изд. Ин-та эксперимент. минералогии, 1961, с. 39—43.
37. Колонин Г. Р., Пальянова Г. А., Широнова Г. П. Использование комплексного расчетно-экспериментального подхода при моделировании условий гидротермального рудообразования. — В кн.: I Всесоюзное совещание «Физико-химическое моделирование в геохимии и петрологии». (Тезисы докладов). Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1980, с. 169—171.
 38. Колонин Г. Р., Птицын А. Б. Термодинамический анализ гидротермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1974. 103 с.
 39. Колонин Г. Р., Ткаченко Н. А. Экспериментальное изучение устойчивости висмута и металлического висмута в гидротермальных растворах. — В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1970—1971). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1972, с. 109—113.
 40. Колонин Г. Р., Широнова Г. П. Условия образования ферберита, тунгстенита и минералов железа по термодинамическим данным. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 4, с. 902—905.
 41. Коренбаум С. А. Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных средах. М.: Наука, 1970. 211 с.
 42. Косале Я. А., Колонин Г. Р. Генетическая модель редкометалльного рудообразования, связанного с многофазными гранитными интрузиями. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. (Тезисы докладов). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 102—103.
 43. Кузнецов В. А., Ефремова Е. П., Колонин Г. Р. Об устойчивости киновари в высокотемпературных растворах. — Геохимия, 1973, № 5, с. 653—663.
 44. Курильчикова Г. Е., Барсуков В. Л. Устойчивость гидрокостаннатных комплексов и кристаллизация касситерита в гидротермальных условиях. — Геохимия, 1970, № 1, с. 35—42.
 45. Лантев Ю. В. Условия образования молибденита и повеллита в гидротермальных растворах (по экспериментальным и расчетным данным). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1976. 28 с.
 46. Маракушев А. А. О влиянии окислительного потенциала и щелочности растворов на образование сульфидов и окислов железа в гидротермальных условиях. — Геол. рудных месторождений, 1963, т. 5, № 5, с. 3—17.
 47. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1972. 230 с.
 48. Мейер Ч., Хемли Д. Околорудные изменения вмещающих пород. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 148—210.
 49. Наумов Г. Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 213 с.
 50. Наумов Г. Б., Дорофеева В. А. Химическая природа эволюции кислотности эндогенных растворов. — Геохимия, 1975, № 2, с. 246—257.
 51. Наумов Г. Б., Наумов В. Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования. — Геол. рудных месторождений, 1977, т. 19, № 1, с. 13—23.
 52. Некрасов И. Я. Фазовые соотношения в оловосодержащих системах. М.: Наука, 1976. 362 с.
 53. Некрасов И. Я. Гидротермальные процессы и некоторые закономерности образования эндогенных месторождений. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 9. М.: Наука, 1980, с. 70—97.
 54. Овчинников Л. П. О роли SO_2 в гидротермальном рудообразовании. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 680—683.
 55. Овчинников Л. П. Рудообразование с участием сернистого газа. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. (Тезисы докладов). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 35—36.
 56. Овчинников Л. Н., Масалович А. М. Оценка активности водородных ионов в постмагматических растворах. — Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 1, с. 198—200.
 57. Онтоев Д. О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 244 с.
 58. Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука. Т. 1, 1979. 261 с.; Т. 2, 1979. 255 с.
 59. Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 271 с.
 60. Птицын А. Б., Колонин Г. Р. Об условиях образования висмутовых сульфосолей меди. — В кн.: Сульфосоли и платиновые минералы. М.: Наука, 1981, с. 90—99.
 61. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: ИЛ, 1962. 1136 с.
 62. Рафальский Р. П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.
 63. Рехарский В. И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М.: Наука, 1973. 268 с.
 64. Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. — Геохимия, 1972, № 3, с. 259—265.
 65. Тугаринов А. И., Ходаковский И. Л., Жидикова А. П. Физико-химические условия образования молибденита в гидротермальных урано-молибденовых месторождениях. — Геохимия, 1973, № 7, с. 975—984.

66. Холланд Х. Д. Некоторые приложения термохимических данных к проблемам рудных месторождений.— В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968, с. 9—110.
67. Широносова Г. П., Колонин Г. Р. Изучение взаимоотношений ферберита с пиритом в гидротермальных условиях.— В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975, с. 230—235.
68. Широносова Г. П., Колонин Г. Р. Условия образования магнетита из пирротина и пирита в гидротермальных растворах при 300—400°C.— В кн.: Методы экспериментального исследования гидротермальных равновесий. Новосибирск: Наука, 1979, с. 177—181.
69. Широносова Г. П., Колонин Г. Р., Григорьев Ю. Д., Битейкина Р. П. Изучение устойчивости природного вольфрамита в гидротермальных сульфидных растворах.— В кн.: X Всесоюзное совещание по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. (Тезисы докладов). Киев: Наукова думка, 1978, с. 128.
70. Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 378—442.
71. Barton P. B. Sulfide petrology.— *Miner. Soc. Am. Spec. Pap.*, 1970, v. 3, p. 187—198.
72. Crerar D. A., Barnes H. S. Ore solution chemistry. V. Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblage in hydrothermal solution at 200 to 350°C.— *Econ. Geol.*, 1976, v. 71, N 4, p. 772—794.
73. Crerar D. A., Susak N. J., Borcsik M. et al. Solubility of the buffer assemblage pyrite—pyrrhotite—magnetite in NaCl solutions from 200° to 350°C.— *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 1978, v. 42, N 9, p. 1427—1437.
74. Kolonin G. R., Shironosova G. P., Laptev Yu. V. Experimental checking of thermodynamic diagrams of the stability of W, Mo and Bi minerals under hydrothermal conditions.— *Fortschr. Miner.*, 1975, v. 52, Spec. Issue, p. 161—167.
75. Raymahashay B. C., Holland H. D. Composition of aqueous solutions in equilibrium with sulfides and oxides of iron at 350°C.— *Science*, 1968, N 47, p. 39—40.
76. Raymahashay B. C., Holland H. D. Redox reactions accompanying hydrothermal wall rock alteration.— *Econ. Geol.*, 1949, v. 64, p. 291—305.
77. Taylor H. P. Importance of chalcophile element abundances in determining the sequences of sulfide mineral deposition from monoascent ore-forming solutions.— In: Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования». Т. 1, Прага, 1963, с. 267—272.

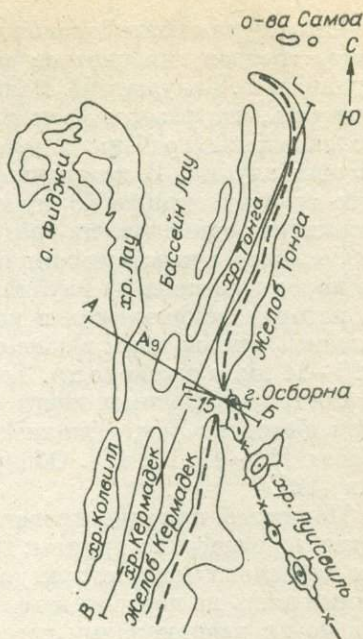
В. Н. ШАРАПОВ, Г. А. ТРЕТЬЯКОВ, В. В. РЕВЕРДАТТО,
Е. П. ТРЕТЬЯКОВА, Ю. Л. НЕВЕРОВ

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СОСТАВА ЭФФУЗИВОВ В ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЖЕЛОБОВ ТОНГА И КЕРМАДЕК В СВЕТЕ ДИНАМИКИ ПЛАВЛЕНИЯ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ

Составу лав в областях активного вулканизма, сопряженных с сейсмофокальными зонами, отводится существенное место в современных петрологических моделях. В этом отношении определенный интерес представляют такие сведения для участков стыка разнородных структур—вулканических хребтов с глубоководными желобами и вулканическими дугами. Подобная структурная ситуация была исследована в 19 рейсе НИС «Пегас». Здесь в районе сочленения хр. Луисвиль, а также желобов Тонга и Кермадек наряду с сейсмическими разрезами осадков были получены при драгировании образцы эффузивных пород. Их изучение и теоретические расчеты плавления пород в разрезах, соответствующих океанической литосфере, позволили установить некоторые петрологические особенности вулканизма островных дуг, заложенных на океанической коре.

Геологическое строение района. Геология района подробно изложена в ряде работ [3, 6, 12, 19, 20], а сейсмичность описана в статье В. Гануша и И. Ванека [15]. Анализ опубликованных данных и новые сведения, полученные в рейсе НИС «Пегас», свидетельствуют о том, что в участке сочленения желобов Тонга и Кермадек, а также вулканического хр. Луисвиль (рис. 1) имеется небольшое смещение блоков в северо-западном направлении по региональному разлому, на котором сформировался в пределах океанической плиты хр. Луисвиль. В районе желоба Кермадек и

Рис. 1. Схема морфоструктурных элементов земной коры района сочленения желобов Тонга и Кермадек. Г-15— линия сейсмоакустического профиля (см. рис. 2); АБ, ВГ — линии разрезов трендов гипоцентров землетрясений (см. рис. 3).



в южной части желоба Тонга имеется типичная структура грабена [3, 10]. Работами Г. И. Аносова и др. (рис. 2) подтверждено это положение, выдвинутое Г. Кацем, однако, вероятно, данная структура существенно шире, чем собственно сам желоб. С востока от желоба абиссальная равнина до глубин 100—150 км от поверхности дна сложена слоями пепла и бурой абиссальной глины. Возраст этой толщи оценивается от олигоценового до четвертичного. Далее по разрезу глинистые отложения резко сменяются вулканогенными песчаниками и конгломератами [12]. Фундамент здесь залегает на глубинах от нескольких сот метров до 2—3 км.

Гора Осборна представляет собой небольшой вулканический хребет, сложенный преимущественно измененными базальтами и вулканическими брекчиями, сцементированными гидротермальными минералами. Это древнее сооружение разбито на блоки, которые были вовлечены в движения при образовании грабена желоба Тонга.

Драгирование бортов южной оконечности желоба Тонга показало, что здесь вскрывается лишь верхняя часть разреза, представленная серыми алевролитами с обломками измененных базальтов, пемз и остатками раковин фораминифер. Ультраосновные породы, встреченные севернее на глубинах более 9 км [14], не были обнаружены.

Хребет Тонга-Кермадек сложен слоистыми вулканогенно-осадочными породами. Мощность их не менее 2 км, а местами достигает 4,5 км. Самые древние осадочные породы, обнажающиеся на островах Тонга, представлены эоценовыми известняками, которые перекрываются с угловым несогласием миоценовыми туфогенными песчаниками. Последние также с угловым несогласием перекрываются известняками плиоцен-четвертичного возраста.

На западе хр. Тонга ограничен разломом, по которому его породы опущены на 1500—2000 м. Они, по-видимому, подстилают осадочный бассейн Лаяу с молодыми подводными базальтовыми вулканами [3, 19]. Согласно данным Г. Каца [3], строение и состав земной коры хребтов Тонга и Лаяу, как и бассейна Лаяу, аналогичны.

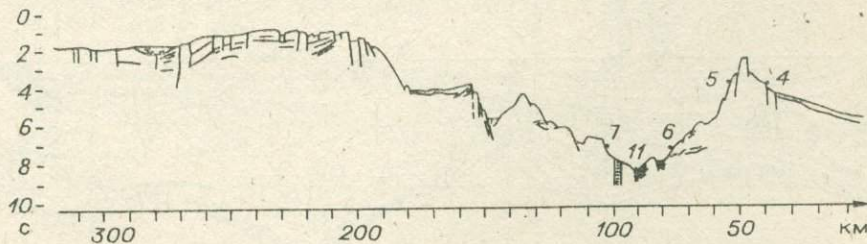


Рис. 2. Сейсмоакустический профиль Г-15 через сочленение желобов Тонга и Кермадек (по Г. И. Аносову и др.). По вертикали — скорость звукового сигнала; цифрами обозначены станции драгирования с координатами: 4—26°02' ю. ш., 175°06' з. д., глубина 3100 м; 5—26°50' ю. ш., 174°59,9' з. д., глубина 2600 м; 6—25°52,4' ю. ш., 175°17,6' з. д., глубина 6120 м; 7—25°51,5' ю. ш., 176°36,8' з. д., глубина 4200 м; 11—25°38,8' ю. ш., 175°13' з. д., глубина 6400 м.

Структура сейсмофокальной зоны в описываемом районе представлена в виде трендов гипоцентров землетрясений 4-го порядка, рассчитанных по данным В. Гануша и И. Ванека [15] (рис. 3). Их рассмотрение позволяет считать, что разлом Луисвиль разделяет литосферные блоки, на которых заложены грабены глубоководных желобов, и прослеживается до больших глубин. В поперечном сечении широкая зона сдвига имеет грубо трапецевидную форму и в литосфере ограничена с востока и запада примерно одинаковыми градиентными зонами.

Согласно существующим представлениям [3, 13], эффузивно-осадочные породы региона на глубинах свыше 2—4 км подстилаются офиолитами, которые вскрываются в наиболее глубоких участках желоба Тонга. Мощность земной коры в зоне сочленения желобов и хр. Луисвиль порядка 10—11 км, а в районе хр. Тонга до 20 км [3, 5, 12, 19, 20].

Состав эффузивных пород. Эффузивные породы хребтов Тонга и Кермадек, бассейна Лау, офиолиты северной части желоба Тонга описаны в работах [11—14, 16, 17]. Общие сведения о вулканизме региона приведены в [12].

Поднятые при драгировании эффузивные породы можно разделить на две генетические группы: 1) кислые пемзы, встреченные в пределах всех изученных морфоструктур, и 2) базальты и их лавобрекчии, обнаруженные лишь на подводной горе Осборна, борту желоба и его дне. Пемзы, судя по их равномерному рассеиванию, связаны с кислыми экструзиями андезитов вулканов дуги Тонга [12, 13], тогда как базальты — с вулканизмом в пределах указанного разлома в области стыка желобов и вулканического хр. Луисвиль.

Пемзы представляют собой сильно пористые порфировые стекловатые аналоги плагиодацитов и щелочных кварцевых трахитов (табл. 1). В их составе основную роль играет зеленоватое или светло-коричневое вулканическое стекло (табл. 2, ан. 5, 19) с перлитовой отдельностью. Вкрапленников обычно немного, не более 5%, редки также и микролиты плагиоклаза. Среди порфировых выделений в них преобладают плагиоклазы с высокой основностью — от 49 до 91% ($Np = 1,553-1,574$; $Ng = 1,560-1,585$), что подтверждается и химическими анализами (табл. 2, ан. 3, 17). Внешние зоны кристаллов плагиоклаза обычно значительно более кислые,

но в большинстве случаев они отсутствуют, а минерал несет следы растворения, что свидетельствует о его неравновесности с расплавом.

Кроме плагиоклазов в порфировых выделениях встречены орто- и клинопироксены (табл. 2, ан. 1, 2) в виде изометричных зерен, изредка во взаимных прорастаниях. Наличие основного плагиоклаза и значительные колебания железистости пироксенов в одном образце (табл. 2),



Рис. 3. Тренды четвертого порядка гипоцентров поперечного (АБ) и продольного (ВГ) сечения сейсмофокальной зоны Тонга — Кермадек (АБ — профиль А₉ по [15]). Цифры у кривых — плотности гипоцентров землетрясений (на разрезе АБ треугольник — ось желоба, на ВГ треугольники — современные вулканы).

Химический состав и «нормы Ритмана» эффузивных пород района сочленения желобов Тонга и Кермадек

Окисел	Станция 4					Станция 5						Станция 7	Станция 11			
	4/1880в	4/1880а	TK4/2	TK4/3	TK4/4	5/1880	TK5/2	TK5/3	TK5/5	TK5/4	TK5/6	7/1880а	11/1880	11/1880ж	11/1880з	TK11/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	41,50	39,67	43,04	62,90	42,65	60,20	44,16	48,00	42,40	44,24	38,11	52,43	43,63	43,25	42,68	42,98
TiO ₂	3,23	3,48	3,61	0,70	3,49	0,55	3,30	0,86	3,60	3,18	3,16	0,75	2,1	2,0	2,06	2,15
Al ₂ O ₃	15,02	15,88	15,78	13,16	16,67	11,71	15,75	14,12	12,19	15,96	12,04	12,06	11,78	11,86	12,54	13,32
Fe ₂ O ₃	15,23	14,55	11,65	2,17	13,55	1,63	9,99	12,93	18,28	9,67	17,1	8,72	10,06	9,70	9,90	10,85
FeO	1,41	2,30	4,12	4,28	5,00	3,82	3,61	—	—	3,12	—	2,76	3,37	3,58	3,30	3,39
MnO	0,21	0,19	0,35	0,17	0,24	0,10	0,54	1,20	2,55	0,25	5,35	0,12	0,17	0,06	0,18	0,31
MgO	2,62	4,09	4,26	1,71	3,13	1,25	2,79	3,42	2,74	2,62	3,51	3,11	10,07	10,22	9,54	10,94
CaO	5,85	8,80	9,57	4,63	8,37	5,87	9,6	2,79	5,30	10,25	6,74	4,13	8,13	7,61	7,78	6,45
Na ₂ O	3,31	2,95	2,64	4,67	2,84	5,65	3,21	3,54	2,36	3,36	2,00	3,18	2,32	2,40	2,43	2,13
K ₂ O	3,07	2,05	1,21	1,00	1,43	3,35	2,03	2,93	2,53	2,02	1,80	2,78	2,19	1,82	1,85	1,43
P ₂ O ₅	0,19	1,02	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	0,14	0,15	0,16	0,16	—
H ₂ O	3,44	1,76	—	—	—	0,46	—	—	—	—	—	3,80	1,75	2,28	2,18	—
П. п. п.	4,90	3,58	2,75	4,34	3,43	5,58	4,23	11,14	7,68	4,61	10,18	5,46	4,55	4,56	5,38	5,29
Сумма	99,98	100,32	98,95	99,73	100,81	100,27	99,21	100,93	99,63	99,28	99,99	99,44	100,27	99,60	99,98	99,15
Нормативный состав пород по А. Ритману [4], об. %																
Апатит	0,4	2,4	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	0,3	0,4	0,4	0,4	—
Магнетит	2,9	2,5	2,0	1,6	2,6	—	2,1	—	3,2	1,9	2,9	2,8	1,5	2,9	2,0	1,9
Ильменит	3,6	3,9	3,8	0,6	3,9	Не расщ.	3,1	—	4,4	2,8	3,1	0,8	2,6	1,8	2,0	2,5
Клинопрокссен	11,0	12,8	19,4	9,4	12,6	27,9	2,4	—	11,1	27,6	14,1	8,7	14,6	19,7	19,6	9,2
Гиперстен	—	—	—	3,6	—	—	—	—	8,7	—	—	12,5	27,2	—	—	3,3
Кварц	—	—	—	21,5	—	6,4	—	—	—	—	—	9,2	—	—	—	—
Плагиоклаз	35,9	42,9	58,7	63,3	59,9	—	46,0	—	38,5	43,5	35,4	36,6	31,5	32,1	37,5	50,0
Калишпат	27,6	13,5	32,8	—	5,5	65,6	13,0	—	26,0	13,0	13,9	29,2	17,2	13,9	15,4	9,3
Оливин	10,2	12,7	10,3	—	12,0	—	4,5	—	8,1	2,6	14,8	—	5,2	24,9	19,8	23,8
Нефелин	8,4	9,3	2,5	—	3,4	—	6,8	—	—	8,6	15,8	—	—	4,4	3,3	—

Примечание. Анализы 1—2, 6, 12—15 выполнены в СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, анализы 3—5, 7—11, 16 — в ЦХЛ ПГО «Запсибгеология». 1, 2, 7, 10, 11 — нефелиновые фототейриты (здесь и далее названия пород даны по схеме А. Штрекэйзена [23], исходя из нормативного состава А. Ритмана); 3, 5 — оливиновые гавайиты; 4 — плагиодацит (пемза), 6 — щелочной кварцевый трахит (пемза); 8 — измененный базальт; 9, 13, 16 — фототейриты; 12 — трахиандезит, 14, 15 — оливиновые муджириты.

Окончание табл. 2

Компонент	Станция 7			Станция 11				
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	49,396	—	74,287	47,834	51,211	42,35	53,289	13,167
TiO ₂	0,0	7,712	0,245	2,208	1,385	4,64	0,126	6,621
Al ₂ O ₃	31,610	2,114	12,158	5,539	3,462	8,93	28,055	4,908
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	0,479	—	2,361	8,009	6,450	11,49	0,963	50,401
MnO	0,023	0,896	0,082	0,149	0,124	0,16	0,014	0,098
MgO	0,022	1,155	0,771	13,800	14,524	10,31	0,108	8,026
CaO	15,327	0,079	3,378	22,690	22,466	19,98	12,203	0,753
Na ₂ O	3,291	—	0,666	0,493	0,422	0,41	4,734	2,889
K ₂ O	0,010	—	0,457	0,007	0,009	—	0,299	0,101
Сумма	100,158	—	94,405	100,728	100,053	98,27	99,791	86,664
Si	2,261			1,783	1,894	1,65	2,433	
Ti				0,062	0,039	0,14	0,004	
Al ^{IV}	} 1,706			0,155	0,067	0,35	} 1,510	
Al ^{VI}				0,088	0,084	0,06		
Cr								
Fe	0,018			0,250	0,199	0,37	0,037	
Mn	0,001			0,005	0,004	0,01	0,001	
Mg	0,001			0,767	0,801	0,60	0,007	
Ca	0,752			0,906	0,890	0,83	0,597	
Na	0,292			0,036	0,030	0,03	0,419	
K						—		
Сумма	5,032			4,051	4,008	4,04	5,019	
Fe·100%				25	20			
$\frac{Fe}{Fe + Mg}$								

Примечание. Содержание окислов в вес. %.

Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Операторы Л. В. Усова (1—6, 13—15, 17—21, 23—24) и О. С. Хмельникова (7—12, 16, 22).

1 — клинопироксен, вкрапленник в пемзе; 2 — ортопироксен, вкрапленник; 3 — плагиоклаз; 4 — магнетит; 5 — стекло (1—5 — анализы из одного образца); 6, 15, 20, 21 — клинопироксены — фенокристаллы в базальтах; 7 — плагиоклаз в основной массе базальта; 8, 9; 23 — вкрапленники плагиоклаза, ядерная часть (7—9 — анализы из одного образца); 10 — смесь гидроокислов железа и глинистых минералов, замещающих оливин; 11, 24 — внутренняя часть разложившегося кристалла титан-авгита; 12 — внешняя часть того же кристалла; 13, 14 — ортопироксен из вкрапленников в базальте; 16 — смесь гидроокислов железа, лейкоксена и глинистых минералов в псевдоморфозе по титан-авгиту в базальте; 17 — плагиоклаз — ксенокристалл; 18 — магнетит; 19 — стекло (17—19 — анализы из образца пемзы); 22 — титан-авгит в основной массе базальта.

В качестве эталонов использованы: диопсид, гранаты, альбит, ортоклаз, гематит, титансодержащее стекло. Все железо определено как FeO. Химические составы рассчитаны на ЭВМ способом последовательных приближений. Структурные формулы пироксенов рассчитаны на основе шести атомов кислорода, плагиоклаза — восьми.

соотношение железистости в сосуществующих парах орто- и клинопироксена, не соответствующее равновесным [21], являются основанием считать их ксеногенными. Вероятно, они были заимствованы из изверженных базитовых пород, слагающих кристаллический фундамент островной дуги. Содержание микроэлементов также свидетельствует о «заражении» кислого расплава хромом ($1,12 \cdot 10^{-2}\%$) и ванадием ($1,36 \cdot 10^{-2}\%$) (пемза, станция 11, аналитик А. С. Боброва). Это достаточно характерная особенность неизмененных обломков пемз. Отметим, что описание таких случаев в вулканических дугах северо-западной части Тихого океана в литературе мы не встретили.

Из вторичных минералов в пемзах определены смектиты и иллиты, развитые по вулканическому стеклу с периферии образцов, однако большей частью эти породы свежие.

Базальтовые породы, связанные с вулканизмом в пределах вышеупомянутого разлома, довольно однородны по минеральному составу. Среди них преобладают порфировые пористые разности, где вкрапленники в большинстве случаев представлены зональным плагиоклазом ($An_{60} - An_{85}$; $Ng = 1,568 - 1,582$; $Np = 1,560 - 1,570$, см. также табл. 2) и моноклинным пироксеном — авгитом ($+2V = 59 - 68^\circ$; $cNg = 41 - 43^\circ$), изредка гиперстеном. Лишь с океанской стороны желоба в некоторых образцах наблюдались отдельные случаи появления бурой роговой обманки ($-2V = 84^\circ$, $cNg = 41^\circ$) и разложенного оливина (табл. 2, ан. 10). Основная масса пород состоит из лейст лабрадора ($An_{51} - An_{66}$, $Ng = 1,570$; $Np = 1,563$), изометричных зерен титан-авгита (табл. 2, ан. 22), мелких вкраплений разложенного титаномагнетита и остатков коричневого вулканического стекла. Структуры основной массы базальтов интерсертальные, гиалопидитовые, гиадиновые.

Как показали микроскопические исследования и анализы на микрозонде, эти породы интенсивно изменены. Их основная масса превращена в смесь глинистых минералов: смектитов, иллитов и гидроокислов железа. Наибольшим преобразованиям в них подверглось вулканическое стекло, слабее затронуты клинопироксен (табл. 2, ан. 11, 12, 24) и плагиоклаз.

Данные по петрографическим исследованиям базальтов несколько не согласуются с химическими анализами и расчетами минеральных ассоциаций по методу А. Ритмана [4], которые приведены в табл. 1. Химический и, как следствие, нормативный состав базальтов весьма неоднороден, значительны колебания в содержании окислов кремния, магния, кальция и высоки величины потерь при прокаливании. По количеству TiO_2 базальты станций 4 и 5 приближаются к океанитам, а по MgO и Al_2O_3 породы станции 11 соответствуют толеитам. Высокие значения щелочей, по нашему мнению, не отвечают исходному, и, вероятно, они были привнесены при вторичных изменениях, тем более что реликтов нефелина или калишпата, появляющихся в нормативном составе, в шлифах не было обнаружено.

Таким образом, судя по минеральному составу эффузивных пород, базальтовые магмы, из которых они сформировались, ближе, по-видимому, толеитовым базальтам островных дуг, однако возможно, что они были и несколько более щелочными. Дать однозначный ответ на этот вопрос мы не можем.

Интерпретация состава эффузивных пород. Приведенная выше характеристика состава эффузивных пород переходной зоны ставит ряд проблем, которые требуют обсуждения: 1) о характере и типе гидротермальных систем, сопровождающих базальтовый вулканизм, в участке сочленения вулканического хребта и глубоководных желобов; 2) насколько и в каком направлении меняются петрохимические характеристики лав, 3) каковы особенности выплавления лав в сейсмофокальной зоне данного участка в переходной области?

Рассмотрение первой выходит за рамки настоящей работы. Следует лишь отметить широкий масштаб развития гидротермальных изменений

пород, охватывающих в данном структурном узле толщи эффузивов и с западной, и с восточной стороны желоба, а также на хр. Луисвиль.

Вопрос о соотношении «первичных» и «вторичных» петрохимических характеристик эффузивов, подвергшихся в той или иной мере низкотемпературному гидротермальному преобразованию, для анализа природы драгированных или разбуренных эффузивных пород океанического дна достаточно неопределенный.

В данной работе мы попытались решить его на базе имеющихся петрологических сведений об эффузивах юго-западной части Тихого океана.

Выяснилось, что формальные пересчеты с использованием насыщенных нормативных составов, о чем сказано ранее, и алгоритма Натана и Ван-Кирка [22]* явно не согласуются с минеральным составом пород, установленным по шлифам. Так, согласно пересчетам по Ритману и классификации А. Штрекайзена [23], во всех пунктах драгирования имеются щелочные базальты, часть из которых даже приближается к щелочным пикритам. Однако в порфириновых вкрапленниках псевдоморфозы по оливину (когда с уверенностью их можно диагностировать) составляют не более 5—10%.

Расчеты состава минералов и их количество на ликвидусе [22] дают еще более не согласующиеся с наблюдениями данные (заметим, что сопоставление расчетов норм и ликвидусных минералов для неизмененных базальтов качественно согласуется с петрографическим изучением состава вкрапленников). Первой фазой на ликвидусе оказывается или магнетит, или ортопироксен, а оливин вообще не кристаллизуется. Следовательно, состав измененных эффузивов существенно отличается от состава свежих пород. Тенденции этого изменения устанавливаются при сравнении с известными петрохимическими данными по базальтоидам юго-западного региона Тихого океана [1] и представлены на рис. 4 и 5. Из их анализа следует, что при гидротермальном низкотемпературном изменении океанических толеитов заметно увеличивается содержание калия и незначительно SiO_2 , происходит обогащение железом и уменьшение концентраций кальция и магния. В отношении первичного состава исследованные базальтовые породы (станция 11), вероятнее всего, являются промежуточными между островодужными толеитами Тонга — Кермадек и нефелинитами островной гряды Самоа. Содержание оливина во вкрапленниках, структура основной массы пород, состав плагиоклазов и клинопироксенов ближе к магнезиальным толеитам повышенной щелочности, чем к щелочным базальтам, да и точки составов этих пород на вариационной диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ (см. рис. 4) скорее отвечают толеитам, нежели нефелинитам.

Таким образом, лавы подводных вулканов хр. Луисвиль в участке его сочленения с желобами Тонга и Кермадек несколько отличаются от толеитов островной вулканической дуги более высоким содержанием калия и, возможно, железа. Среди этих пород, вероятно, в незначительном количестве имеются и щелочные базальты. Исходя из этого, можно проанализировать термодинамику выплавления базальтоидных пород переходной области от бассейна Лау до вулканического хр. Луисвиль с учетом известных геофизических данных [3, 19].

При сравнении сейсмических данных (см. рис. 3) с изменением состава базитов в поперечном сечении переходной области выявляется обратное соотношение между углом падения сейсмофокальной зоны (СФЗ) и содержанием K_2O в лавах (предельно низкие в базальтах бассейна Лау и максимальные у восточного борта глубоководного желоба). Ясно, что о решении задачи динамики плавления пород литосферы в рамках модели субдукции не может быть и речи, так как последует абсурдный с ее точки зрения вариант погружения глубины зоны плавления под океаническую пододвигаемую плиту. Описанное изменение состава лав наблюдается в

* Нами использовано численное его решение, предложенное Г. Д. Феоктистовым, который любезно передал составленную им программу.

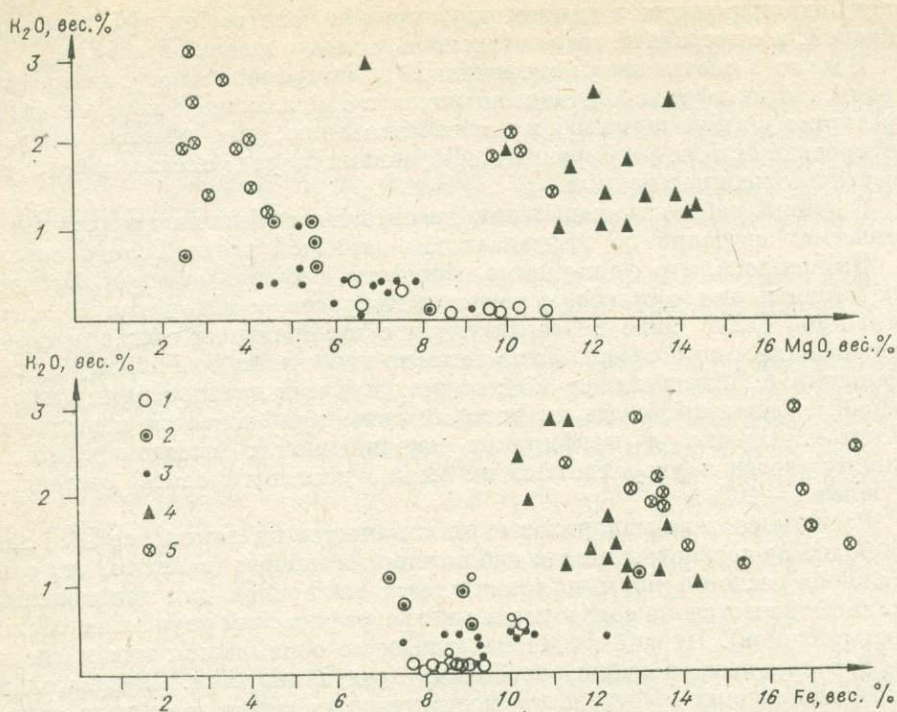


Рис. 4. Вариационная диаграмма соотношений K_2O , MgO и ΣFe в лавах юго-западной окраины Тихого океана.

1 — неизмененные базальты бассейна Ляу; 2 — измененные базальты бассейна Ляу; 3 — толеитовые базальты хребтов Кермадек и Тонга; 4 — нефелиниты островов Самоа; 5 — базальты станций драгирования

участке минимальной сейсмичности вулканической дуги. Вероятно, вообще нет прямой связи между характером сейсмичности и плавлением пород в пределах СФЗ в той форме, что предполагается в модели. В противном случае наблюдались бы совершенно иные соотношения между ними на севере и юге дуги, где проявления сейсмичности различны [15]. В действительности современный вулканизм вдоль дуги Тонга — Кермадек различается очень незначительно [12, 13].

Не ясно также, как, исходя из модели субдукции, объяснять переходы между толеитами бассейна Ляу и нефелинитами островной гряды Самоа и распределение теплового потока в этом регионе [5].

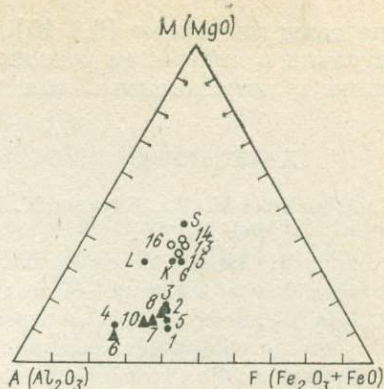
Ситуацию в отношении составов базитовых эффузивов в данном регионе Тихого океана можно истолковать на основе двух подходов: 1) решения задачи динамики плавления пород литосферы для различных разрезов коры и верхней мантии при величинах теплового потока, аномальных к «среднеземному», и 2) использования иной модели структурного контроля вулканизма, чем предлагается в случае субдукции.

В [7, 8] приведены данные о динамике плавления пород литосферы в пределах СФЗ, которые мы дополним здесь результатом расчета расплавления разреза земной коры и мантии (рис. 6), расчет сделан В. Г. Меламедом [5] для стационарного состояния. В отличие от данных работы [15], этот расчет позволяет оценить максимально вероятные уровни плавления литосферы для всех вариаций тепловых потоков, определенных в юго-западной части Тихого океана [5].

В совокупности отмеченные результаты расчетов динамики плавления пород литосферы с учетом геофизических сведений о строении земной коры региона [3, 5] позволяют сделать следующие предварительные заключения.

1. Уровни плавления пород верхней мантии в пределах всей переходной области от микроконтинента Фиджи до вулканического хр. Луис-

Рис. 5. Диаграмма составов эффузивных пород юго-западной части Тихого океана (содержания окислов в мол. %). Точки на диаграмме соответствуют породам станции 4, треугольники — станции 5, светлые кружки — станции 11. Цифры у знаков — номера анализов в табл. 1. *L* — среднее по 27 анализам базальтов бассейна Лау и о-вов Фиджи, *S* — среднее по 15 анализам (о-ва Самоа), *G* — среднее по 14 анализам (Новые Гебриды), *K* — среднее по 44 анализам толеитовых базальтов (рифт Коста-Рика). Данные заимствованы из работ [12, 13, 16–18].



виль различаются весьма незначительно. Все вариации состава базальтоидов можно объяснить колебаниями мощности и состава основания земной коры и мантии вблизи ее границы с земной корой.

2. Глубины формирования очагов плавления в регионе, если петрогенетическая «сетка» Д. Грина [2] близка реальным составам базальтов, выщепляющихся из ультраосновной мантии, порядка 25–40 км от поверхности. При этом верхняя граница плавления повышается с востока и северо-востока к архипелагу Фиджи. Оценки уровня формирования андезитовых магм, предложенные В. Ганушем и И. Ванеком [15], совершенно не согласуются с нашими данными по динамике плавления пород литосферы. Если бы это было так, как предполагается указанными исследователями, среди базитов преобладали бы или оливиновые мунджениты, или нефелиниты. Во всяком случае состав лав был бы существенно более щелочной и магниальный, чем реально существующий.

Уровень плавления мантийных, а возможно, и коровых пород повышается к зонам растяжения и прогибания в переходной области, а также в области интенсивных тектонических движений в земной коре центральной части Фиджийской плиты. Это обстоятельство может быть объяснено, если использовать геодинамическую модель широкого сложного сдвига-

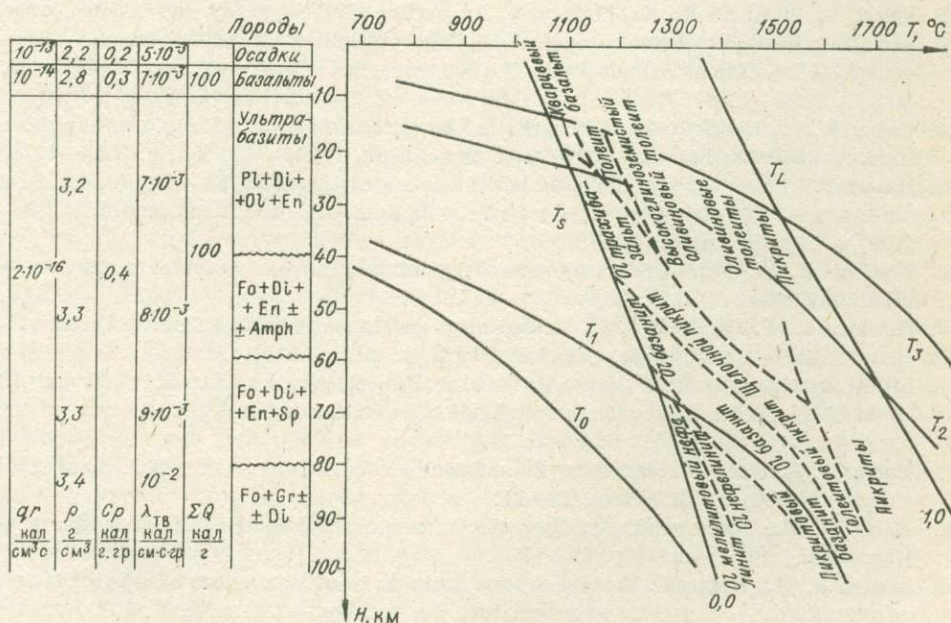


Рис. 6. Зависимость состава выщепов от глубины формирования и величины теплового потока в разрезах океанической литосферы в сейсмофокальной зоне Тонга — Кермадек (T_L — температура ликвидуса, T_S — температура солидуса, T_0 — начальное распределение температур, T_1 — стационарное распределение температур для $q = 1,5$ ед. т. п., T_2 — для $q = 2$ ед. т. п., T_3 — для $q = 3$ ед. т. п., штриховые линии — границы составов выщепов по Д. Грину [2]).

ния толщ литосферы [9, 10]. Тогда находит объяснение и структурная ситуация в описанном регионе в отношении характера развития вулканизма и широкомасштабных гидротермальных систем.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абрамович И. И., Клушин И. Г.** Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
2. **Грин Д.** Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии. — В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 25—44.
3. **Кац Г. Р.** Континентальные окраины в юго-западной части Тихого океана. — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978, с. 255—274.
4. **Ритман А.** Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М.: Мир, 1975. 288 с.
5. **Сюзюмов А. Е.** Строение дна морей юго-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1977. 74 с.
6. **Хокис Дж.** Геология котловины Лау — окраинного моря позади дуги Тонга. — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978, с. 207—225.
7. **Шарапов В. Н., Меламед В. Г.** Динамика плавления пород литосферы над зоной Бениоффа — Заварицкого. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 1, с. 169—171.
8. **Шарапов В. Н., Меламед В. Г.** Динамика плавления пород литосферы и латеральные неоднородности магматизма островных дуг. — Геол. и геофиз., 1982, № 6.
9. **Шарапов В. Н., Симбирева И. Г., Бондаренко П. М., Гнибиденко Г. С.** О структуре земной коры в зоне сочленения океан — континент в районе Камчатского желоба. — Геол. и геофиз., 1981, № 1, с. 3—17.
10. **Carev S. W.** The expanding Earth. Developments in geotectonics. V. 10. Amsterdam—Oxford — New York, 1976. 460 p.
11. **Chase C. G.** Tectonic History of the Fiji Plateau. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, p. 3087—3110.
12. **Churkin M., Paekham G. H.** Volcanic rocks and volcanic constituents in sediments. — Initial reports of the Deep Drilling Project, Leg 21, v. 21. U. S. Gov. Print Office, 1973, p. 85—91.
13. **Ewart A., Brothers R. N., Mateen A.** An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga — Kermadec — New Zealand island arc. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1977, v. 2, N 3, p. 205—250.
14. **Fisher R. L., Engel C. G.** Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga Trench. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, N 7, p. 1373—1378.
15. **Hanus V., Vanek J.** Morphology and volcanism of the Wadati — Benioff zone in the Tonga — Kermadec system of recent subduction. — N. Z. J. Geol. and Geophys., 1979, v. 22, N 6, p. 659—671.
16. **Hawkins J. W.** Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin. — Earth. Sci. Lett., 1976, v. 28, p. 283—297.
17. **Hawkins J. W., Hatland J. H.** Nephelinites and basanites of the Samoan linear volcanic chain. — Earth. Plan. Sci. Lett., 1975, v. 24, p. 427—439.
18. **Initial core descriptions.** Deep Sea Drilling Project, legs 68 (Site 501), 69 and 70 (Hole 504B), Costa Rica rift. Scripps institution of oceanography, California, 1980, p. 2—38.
19. **Karig D. E.** Kermadec arc-New Zealand tectonic confluence. — N. Z. J. Geol. and Geophys., 1970, v. 13, N 1, p. 21—27.
20. **Karig D. E., Mammerickx J.** Tectonic framework of New Hebrides island arc. — Mag. Geol., 1972, v. 12, p. 187—205.
21. **Liotard J. M., Dupuy C.** Portage des elements de transition entere clinopyroxene et orthopyroxene — variations avec la nature des rockhes. — Chem. Geol., 1980, v. 28, N 3/4, p. 307—319.
22. **Nathan H. D., Van Kirk C. K.** A model of magmatic crystallization. — J. of Petrology, 1978, v. 19, N 1, p. 66—94.
23. **Streckeisen A.** Classification and nomenclature of igneous rocks. — Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1967, Bd 107, S. 144—240.

В. П. АНДРЕЕВ, В. И. СОТНИКОВ,
О. Н. ВОЛЫНЕЦ, Г. Б. ФЛЕРОВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Mo, Cu, Zn, Pb
В ПОРОДАХ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО
ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 1975—1976 гг.

Известен обширный материал по распределению главных и многих редких элементов в базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения* [3, 4, 9, 14]. Однако поведение отдельных элементов в ходе извержения детально анализировалось лишь для некоторых из них (см., например, [9]). Предлагаемое сообщение восполняет этот пробел для некоторых халькофильных элементов (Mo, Cu, Zn, Pb).

Хотя общие закономерности распределения Cu, Pb, Zn в породах извержения уже были установлены ранее на основе изучения коллекции из 108 образцов, проанализированных в лаборатории физико-химических методов исследования ДВГИ ДВНЦ АН СССР [3], детальное рассмотрение вариаций перечисленных элементов в ходе извержения и анализ их распределения в различных фациях твердых вулканических продуктов извержения (лава, бомба, пепел) стали возможны только после получения дополнительных данных по коллекции из 198 образцов, проанализированных в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР, в которых определено также содержание Mo. Обе коллекции анализировались с помощью количественного спектрального метода аналитиками Т. В. Сверкуновой (ДВГИ) и А. А. Алабиной (ИГиГ).

Сравнение концентраций Cu, Pb и Zn в породах извержения по данным лабораторий ДВГИ и ИГиГ показывает хорошую сходимость для Cu и Zn и значительные отличия для Pb, хотя тенденция изменений содержания и этого элемента остается одинаковой (табл. 1). В связи с этим при дальнейшем обсуждении данные по Cu и Zn, полученные в разных лабораториях, были объединены, а для Pb использованы только данные лаборатории ИГиГ, так как коллекция, проанализированная в этой лаборатории, более представительна.

Динамика извержения и состав лав. Прежде чем перейти к изложению фактов, следует, по-видимому, напомнить о динамике извержения, хотя ход его описан в ряде публикаций [15, 16 и др.].

Начальный период извержения Северного прорыва БТТИ (с 6 по 23 июля 1975 г.) характеризуется непрерывным выносом огромного объема раскаленного пирокластического материала в газовой струе [16]. С 23 июля в режиме взрывной деятельности извержения появились паузы, 27 июля были отмечены первые порции лавы, а 29 июля и 2 августа произошло излияние первых лавовых потоков первого конуса. 8 августа первый конус перестал действовать, но уже 9 августа началось образование второго конуса, 17 августа — третьего, 22—23 августа — четвертого конуса и лавовых котлов. Третий и четвертый конусы, а также лавовые котлы действовали в течение всего нескольких дней, однако второй конус — до конца извержения Северного прорыва. Начиная с образования второго конуса извержение характеризовалось пульсирующим режимом взрывной деятельности и обильным излиянием лавы из всех эруптивных центров. Тем не менее индекс взрывности оставался высоким, а в целом для Северного прорыва он составил 83—87%.

С самого начала образования Южного прорыва БТТИ (18.IX.75 г.) извержение приобрело существенно эффузивный характер и характеризовалось излиянием жидких лав [16]. Взрывная деятельность, относительно активная в первые недели прорыва, быстро ослабела. Средний расход лавы постепенно снижался вплоть до начала апреля. 6 апреля 1976 г. началось резкое усиление взрывной деятельности, а 9 апре-

* В дальнейшем в тексте оно именуется БТТИ.

Содержание халькофильных элементов в базальтах БТТИ, г/т

Прорыв	Химический тип лав (дата извержения)	Cu			Zn			Pb		Mo
		I	II	III	I	II	III	I	II	I
Северный	Преобладающий (7.VI— 10.IX.75 г.)	137(43)	145(28)	140(71)	61(43)	75(27)	69(70)	6,8(43)	2,7(28)	1,1(43)
		82—180	100—220	82—220	30—120	42—91	30—120	3—10	0—5	0,9—1,7
Южный	Промежуточный (11—15.IX.75 г.)	122(42)	140(40)	131(22)	51(12)	52(40)	51,5(22)	5,6(42)	3,2(40)	1,2(42)
		90—180	110—190	90—190	40—70	28—110	28—110	3—8	0—6	0,9—1,6
	Промежуточный (18—24.IX.75 г.)	153(45)	170(41)	160(26)	50(15)	58(40)	53(25)	6,5(45)	4,4(41)	1,3(45)
		130—200	200—240	110—240	40—110	36—79	36—110	4—9	2—7	1,1—1,6
Промежуточный (25.IX—30.XI.75 г.)	165(48)	155(40)	161(28)	49(17)	45(40)	47,5(27)	7,7(47)	3,5(40)	1,6(47)	
	120—220	110—190	110—220	40—60	36—63	36—63	6—10	2—6	1,3—2,0	
Преобладающий (1.XII.75—10.XII.76 г.)	241(417)	175(50)	200(167)	44(411)	59(50)	49(161)	7,8(411)	5,9(50)	1,5(411)	
	110—330	110—290	110—330	30—90	30—100	30—100	2,5—44	0—12	0,9—2,0	

Примечание. I — по данным спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР, II — по данным лабораторий физико-химических методов ДВГИ ДВНЦ АН СССР, III — объединенные данные. В каждой графе в числителе — среднее содержание элемента и в скобках — количество анализов для подсчета среднего, в знаменателе — вариации содержания элемента в отдельных образцах.

ля — и эффузивной. В дальнейшем режим извержения Южного прорыва имел циклический характер, когда периоды некоторого усиления или ослабления эксплозивной и эффузивной деятельности чередовались. Однако резкого усиления активности извержения, какое было во время апрельской вспышки, больше не наблюдалось.

Как отмечалось ранее, твердые вулканические продукты извержения представлены базальтами; по особенностям вещественного состава типы базальтов Северного и Южного прорывов существенно различаются [3, 4]. Лавы Северного прорыва по сравнению с лавами Южного имеют более высокие содержания Mg, Ca, Cr, Ni, Co, Zn, V. Базальты Южного прорыва, напротив, обогащены Al, Ti, P, K, Na, Pb, Ba, Sr, La, F, B и другими литофильными элементами. Полярные по составу типы базальтов объединяются лавами промежуточного состава, излившимися в течение весьма ограниченного отрезка времени в конце деятельности Северного и начале Южного прорывов (11—24.IX.75 г.).

Результаты наблюдений.

Рассмотрим распределение Mo, Cu, Zn и Pb в базальтах Северного и Южного прорывов, а также особенности поведения этих элементов в ходе извержения.

Средние содержания Mo и Pb в базальтах извержения (см. табл. 1) близки к кларку в основных породах по А. П. Виноградову [2] — 1,4 г/т Mo и 8 г/т Pb, тогда как содержания Zn заметно ниже кларка (130 г/т), а Cu — выше кларка (100 г/т). По сравнению с соответствующими средними геохимическими типами базальтов Камчатки и Курил, а также по сравнению с преобладаю-

Средние содержания халькофильных элементов в различных типах базальтов Камчатки и Курил, г/т

Элемент	I	II	III	I	II	III	IV	II	III	IV	I	III	III
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Cu	92	100	108	93	110	148	80	100	246	94	87	—	185
Zn	87	92	114	78	95	97	95	105	110	100	89	75	58,5
Pb	3,2	5,5	4,8	2,4	5	—	4	7,4	5,3	7,4	—	—	6,3
Mo	3,1	3,2	3,3	1,0	3,2	—	2,4	1,7	2,3	2,4	—	—	1,45
n	34	17	6	69	110	18	29	51	40	20	16	8	15

Примечание. *n* — количество анализов для подсчета среднего. I—III — глиноземистые базальты: I — низкокальциевые, II — с умеренным содержанием К, III — высококальциевые; IV — магнезиальные базальты умеренной щелочности. 1—3 — Курильские острова; 4—13 — Камчатка: 4—7 — данные в целом для региона, 8—10 — для зоны Центральной Камчатской депрессии, 11, 12 — для зоны Южной Камчатки, 13 — для Толбачинской зоны шлаковых конусов. 1—3 — по данным Л. Л. Леоновой [6]; 4, 5 и 7—10 — по данным Л. Л. Леоновой и др. [7]; 11, 12 — по данным В. Д. Пампуры и др. [11]; 6 — по данным Л. Л. Леоновой и др. [1978] и В. Д. Пампуры и др. [11]; 13 — по данным авторов.

щами в пределах этого региона глиноземистыми базальтами умеренной щелочности (табл. 2) лавы БТТИ характеризуются более низкими концентрациями Zn, Mo (в 1,5—2,0 раза) и более высокими Pb и Cu (в 1,5—2,0 раза). От различных типов базальтов Ключевской группы вулканов (куда входит и Толбачинская зона шлаковых конусов, где и произошло извержение) лавы БТТИ также отличаются пониженным содержанием Mo [12] и Zn [7]. Однако лавы Южного прорыва по содержанию Cu, а Северного — по содержанию Pb сходны с соответствующими по щелочности типами базальтов этой группы вулканов (см. табл. 2). Таким образом, главными отличительными особенностями базальтов БТТИ в отношении анализированных элементов являются пониженные концентрации Mo и Zn.

Средние содержания Mo, Cu, Zn и Pb в преобладающих типах базальтов Северного и Южного прорывов отличаются существенно (см. табл. 1), что особенно наглядно показано на гистограммах (рис. 1). При этом концентрации Mo, Cu и Pb выше в базальтах Южного прорыва, а Zn — Северного. Содержания Mo, Cu, Pb и Zn в базальтах промежуточного состава, проявленных в последние дни деятельности Северного прорыва и в первые дни деятельности Южного прорыва, закономерно занимают промежуточное положение между величинами концентраций этих элементов в преобладающих типах лав каждого прорыва.

Вместе с тем выравнивание концентраций Mo, Pb и Zn в лавах Южного прорыва идет быстрее, чем выравнивание концентраций Cu, а также K, Rb и ряда других редких элементов (см. [31]), и уже через неделю после начала деятельности Южного прорыва («промежуточные лавы начала извержения» в табл. 1) содержания этих элементов достигают в среднем величин, характерных для преобладающей массы лав Южного прорыва.

Изложенные данные касаются средних содержаний изученных элементов в определенных группах пород, однако в ходе извержения при относительно стабильных содержаниях главных петрогенных элементов в течение основного периода деятельности как Северного, так и Южного прорывов в концентрациях Mo, Cu, Zn и Pb наблюдались значительные колебания.

М о л и б д е н. На графике вариаций содержаний Mo в ходе извержения (рис. 2) видно, что породы начального («чисто» эксплозивного) этапа деятельности Северного прорыва характеризовались самыми низкими концентрациями этого элемента — около 1 г/т. В дальнейшем вплоть до конца активности Северного прорыва нижний предел концентраций Mo в базальтах оставался на этом уровне, а с появлением первых пауз в режиме эксплозивной деятельности извержения и образованием лавовых потоков верхний предел концентраций Mo вырос до 1,25 г/т. С момента появления первых лавовых потоков несколько изменился петрографиче-

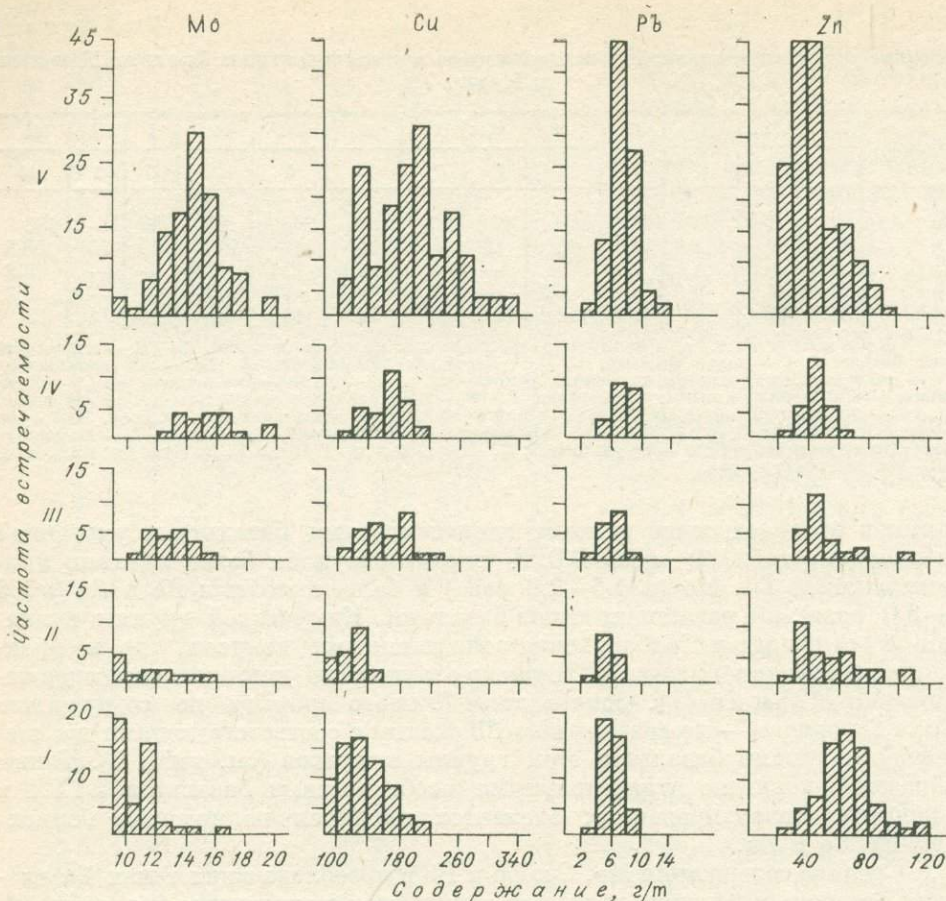


Рис. 1. Гистограмма распределения Mo, Cu, Pb, Zn в породах БТИ. Северный прорыв: I — высокомагнезиальные базальты умеренной щелочности (преобладающий тип), II — промежуточные базальты; Южный прорыв: III — промежуточные базальты первых дней извержения (18—25.IX), IV — промежуточные базальты (26.IX—30.XI), V — субщелочные глиноземистые базальты (преобладающий тип).

ский состав вулканитов [1], а также увеличились вариации концентраций целого ряда редких элементов (в частности, редких щелочей) при стабильном содержании главных петрогенных элементов. В дальнейшем содержании Mo в вулканитах Северного прорыва постепенно увеличивалось, а в самом конце деятельности Северного прорыва (11—15.IX.75 г.) при излиянии лав промежуточного состава верхний предел концентраций Mo резко вырос — до 1,6 г/т. Следует отметить некоторое обогащение лав молибденом во время образования третьего конуса и работы лавовых котлов (18—24.VIII.75 г.).

В первую неделю деятельности Южного прорыва среднее содержание Mo в вулканитах и разброс концентраций этого элемента в отдельных образцах оставались такими же, как и в конечный этап деятельности Северного прорыва (см. рис. 2). В дальнейшем в ходе излияния лав промежуточного типа содержание Mo в породах постепенно возрастало вплоть до начала декабря 1975 г., когда произошла окончательная стабилизация состава базальтов Южного прорыва в отношении главных петрогенных элементов. С декабря 1975 г. по апрель 1976 г. средние концентрации Mo в вулканитах в общем постепенно снижались, достигнув в середине апреля во время резкого усиления активности и расходов лавы («апрельская активизация») минимальных значений (1,3 г/т) при максимальных вариациях содержаний. Сразу же после апрельской активизации содержания Mo в вулканитах снова резко возросли до 1,7—1,8 г/т (уровня, который был характерен для начала декабря 1975 г.), а затем, с некоторыми флукту-

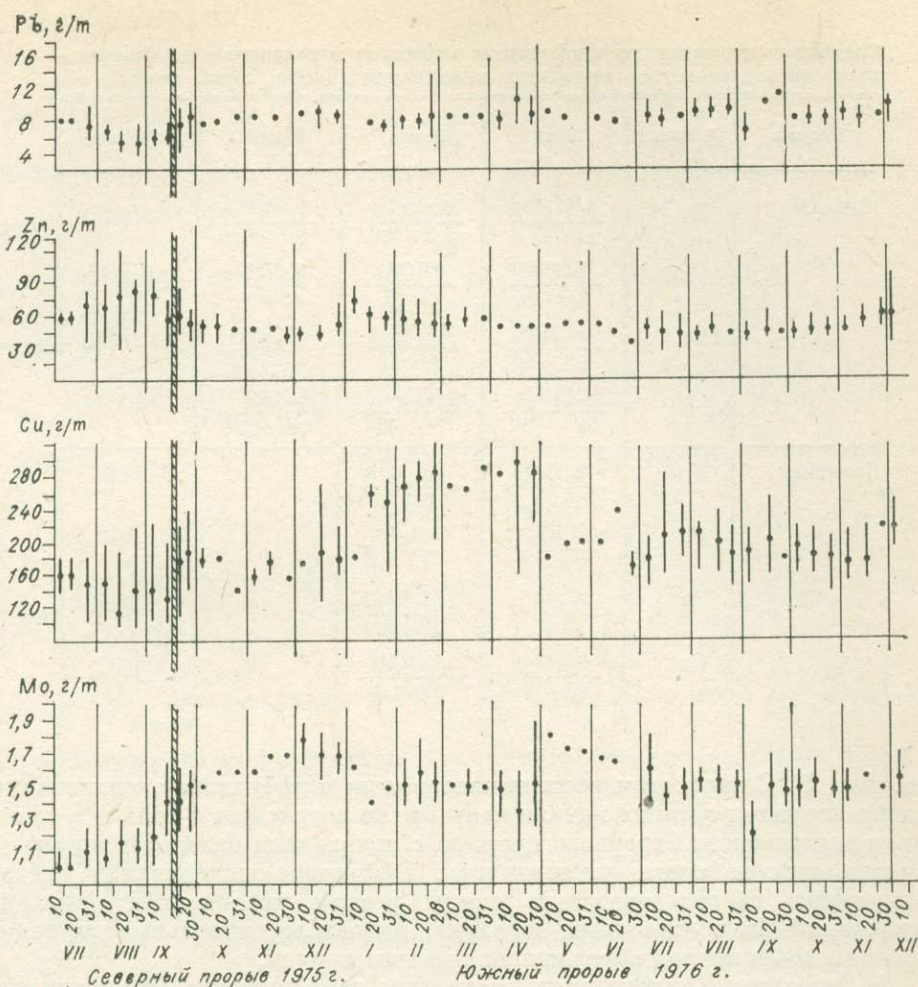


Рис. 2. Вариации содержаний Mo, Cu, Zn, Pb в ходе Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. Точкой указано содержание этих элементов (среднее за десять дней), чертой — разброс микроэлементов за этот период.

ациями, уменьшались вплоть до конца извержения. Небольшие снижения содержаний Mo в лавах отмечались в июле и сентябре 1976 г. (так же как и в январе), когда интенсивность эксплозивной деятельности несколько возрастала.

М е д ь. Распределение Cu в базальтах Северного прорыва неравномерно (см. рис. 2). Наиболее высокие средние значения содержаний Cu при минимальной их дисперсии на начальном (эксплозивном) этапе извержения. В дальнейшем с момента образования первых лавовых потоков средние содержания Cu несколько уменьшились, а дисперсии возросли. Наиболее низкая концентрация Cu в вулканитах наблюдалась в период образования третьего конуса (18.VII.75 г.), а максимальная дисперсия содержаний — в период деятельности лавовых котлов (22—24.VII.75 г.).

В базальтах Южного прорыва вариации содержаний Cu, значительные в течение всего извержения, достигли максимума во время апрельской вспышки эксплозивной активности. При этом средние содержания Cu в вулканитах в общем постепенно увеличивались от начала деятельности Южного прорыва до апреля 1976 г., а затем (в мае) резко уменьшились и испытывали лишь слабые колебания (180—210 г/т) вплоть до конца извержения.

Ц и н к. В базальтах Северного прорыва средние концентрации Zn и дисперсии их минимальны в начальный (эксплозивный) этап извержения

Таблица 3

Средние содержания халькофильных элементов в различных по фаціальным принадлежностям продуктах извержения (бомба, лава, пепел), г/т

Прорыв	Элемент	Лава	Бомба	Пепел	Средние
Южный	Mo	$\frac{1,47(68)}{1,0-2,0}$	$\frac{1,53(21)}{1,2-1,8}$	$\frac{1,53(23)}{1,1-1,8}$	1,51(112)
		$\frac{8,0(68)}{2,5-14}$	$\frac{8,4(21)}{6-12}$	$\frac{7,3(23)}{5-9}$	
	Zn	$\frac{44,3(68)}{30-80}$	$\frac{41,0(21)}{30-65}$	$\frac{41,3(23)}{30-60}$	43,1(112)
		Cu	$\frac{213(71)}{110-330}$	$\frac{216(23)}{130-330}$	
Северный	Mo		$\frac{1,03(9)}{0,8-1,2}$	$\frac{1,17(39)}{1,0-2,5}$	
		Pb	$\frac{4,3(9)}{3-6}$	$\frac{6,5(40)}{1-9}$	
	Zn		$\frac{47,8(9)}{50-65}$	$\frac{62,3(40)}{30-120}$	
		Cu	$\frac{116(14)}{80-180}$	$\frac{145(34)}{90-180}$	

(см. рис. 2). С переходом режима извержения в эффузивно-эксплозивную стадию значения средних начали непрерывно возрастать и только в самом конце деятельности Северного прорыва с появлением базальтов промежуточного состава снова уменьшились. Эффузивно-эксплозивная стадия извержения характеризовалась также резким увеличением вариаций содержаний Zn в отдельных образцах, причем максимальные вариации наблюдались в период образования третьего конуса.

В базальтах Южного прорыва средние концентрации Zn изменялись слабо: они лишь незначительно убывали в ходе излияния лав промежуточного состава до декабря 1975 г., затем слегка увеличивались в январе 1976 г. и далее монотонно убывали до октября 1976 г., когда начинали снова несколько увеличиваться вплоть до конца деятельности Южного прорыва. Каких-либо отчетливых вариаций в концентрациях Zn в связи с изменением режима извержения не наблюдается.

С в и е ц. Вариации содержаний Pb в базальтах Северного прорыва сходны с таковыми для Cu: максимальные концентрации Pb наблюдались в начальный (эксплозивный) этап извержения (8 г/т), с переходом к эффузивно-эксплозивной стадии они начали постепенно уменьшаться, достигнув минимума (5,5 г/т) в наиболее активную стадию извержения Северной группы конусов — деятельности второго, третьего конусов и лавовых котлов (9—22.VIII.75 г.). В лавах Южного прорыва содержания Pb оставались практически постоянными и лишь во время апрельской и сентябрьской 1976 г. всплеск эксплозивной активности заметно повышались (см. рис. 2).

С целью выяснения влияния фаціальных условий образований твердых вулканических продуктов на уровень концентрации Cu, Mo, Pb и Zn подсчитаны средние содержания указанных элементов отдельно для лав, бомб и пеплов каждого прорыва. Результаты, сведенные в табл. 3, показывают, что разница в концентрациях Cu, Mo, Pb и Zn в лавах, бомбах и пеплах Южного прорыва незначительна, однако пеплы Северного прорыва отличаются от бомб и лав более низкими концентрациями этих элементов. Это различие может быть связано со значительно более интенсивной эксплозивной активностью при извержении Северной группы конусов,

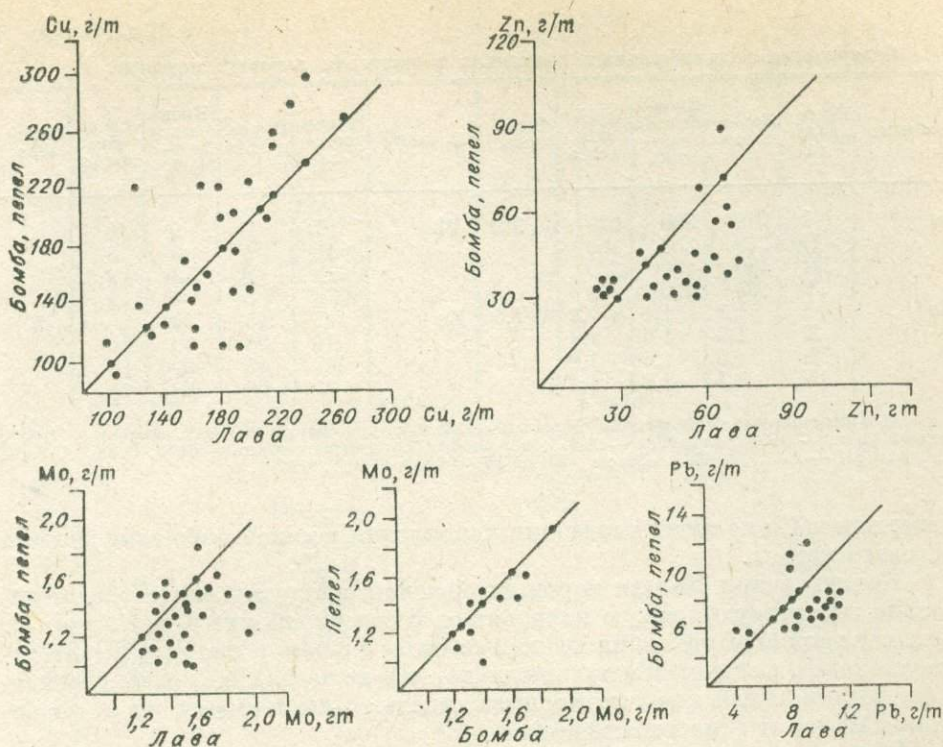


Рис. 3. Соотношение концентраций Mo, Cu, Zn, Pb в синхронно отобранных образцах лав, бомб и пеплов БТТИ.

Однако полученные различия нельзя уверенно считать надежными, так как концентрации халькофильных элементов заметно изменялись в ходе извержения. Правильнее сравнивать концентрации этих элементов в синхронно (т. е. в течение одного дня) отобранных образцах. Как видно на рис. 3, для Mo, Zn и Pb действительно наблюдается заметное обогащение лав по сравнению с бомбами и пеплами, а для Mo, кроме того, и обогащение бомб относительно пеплов. И только концентрации Cu в различных по фациальной принадлежности продуктах извержения статистически не различаются. Эти наблюдения указывают, по-видимому, на высокую летучесть Mo, Zn, Pb (и значительно меньшую летучесть Cu) при слабой сорбции их на поверхности пепловых частиц. Содержание халькофильных элементов в базальтах на различном удалении от истока лавы (от 0,1 до 3,0 км) существенно не меняется (табл. 4).

В четырех разрезах, сделанных на лавовых потоках Южного прорыва (табл. 5), видна тенденция обеднения верхней корки потока Mo, Zn и Pb. Цинк накапливается в более низких зонах лавовых потоков, более высокие содержания Mo и Pb наблюдаются в кровле потока (под коркой).

Таблица 4

Содержание халькофильных элементов в базальтах на различном удалении от истока лавового потока (все образцы отобраны из лав, излившихся в феврале 1976 г.), г/т

Расстояние от истока потока, км	Номер образца	Элемент				Расстояние от истока потока, км	Номер образца	Элемент			
		Cu	Mo	Pb	Zn			Cu	Mo	Pb	Zn
0,1	A-648	250	1,5	6	35	1,0	A-649	250	1,6	6	45
0,2	A-647	320	1,6	6	40	1,5	A-621	270	1,7	7	50
0,3	A-640	250	1,5	7	40	2,0	A-627	300	1,5	8	40
0,3	A-639	220	1,6	8	50	2,5	A-652	200	1,7	10	40
0,4	A-618	180	1,4	8	40	3,0	A-653	180	1,5	6	38

Содержание халькофильных элементов в разрезах лавовых потоков, г/т

Элемент	Номер разреза	Корка потока	Кровля (под коркой)	Средняя часть	Подощва	Элемент	Номер разреза	Корка потока	Кровля (под коркой)	Средняя часть	Подощва
Cu	I	240	300	220	240	Pb	I	7	9	10	8
	II	220	250	180			II	9	8	8	
	III	180	150	220			III	7	8	2,5	
	IV	250	220	200			IV	6	7	5	
Mo	I	1,3	1,4	1,2	1,5	Zn	I	45	50	50	70
	II	1,2	1,6	1,4			II	50	60	50	
	III	1,5	1,6	1,6			III	50	60	80	
	IV	1,4	1,5	1,1			IV	55	60	70	

Примечание. В разрезе I номера образцов для корки — А-642, кровли — А-645, средней части — А-644, подошвы — А-643; в разрезе II — соответственно — 6095, 6095/1, 6095/2; в разрезе III — А-663, А-662, А-661; в разрезе IV — 6059, 6059/1, 6059/2.

Содержание Cu не имеет тенденции накопления в какой-либо зоне разреза лавового потока.

Концентрации Mo для пород извержения обнаруживают в общем довольно отчетливую прямую корреляцию с содержаниями K и F (рис. 4). Для меди такая корреляция несколько более слабая, а для Zn и Pb отсутствует вовсе. Следует заметить, однако, что даже для Mo, если рассматривать данные для каждого прорыва отдельно, зависимости ни от содержания K, ни от F не наблюдается.

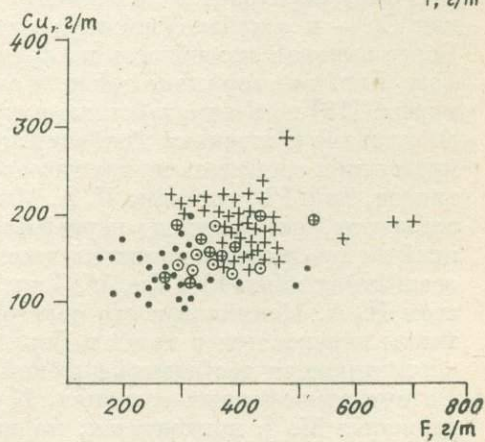
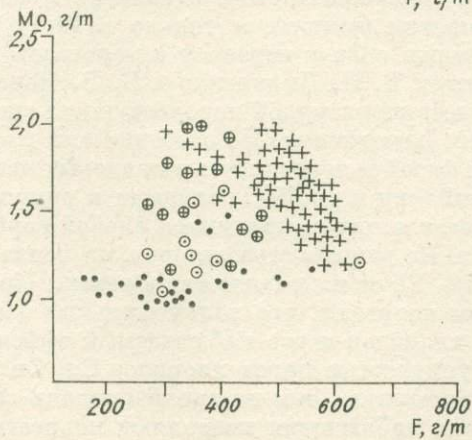
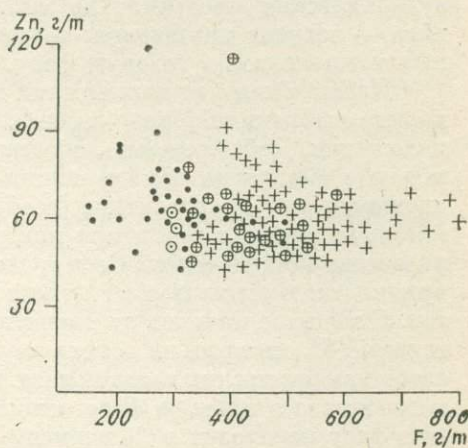
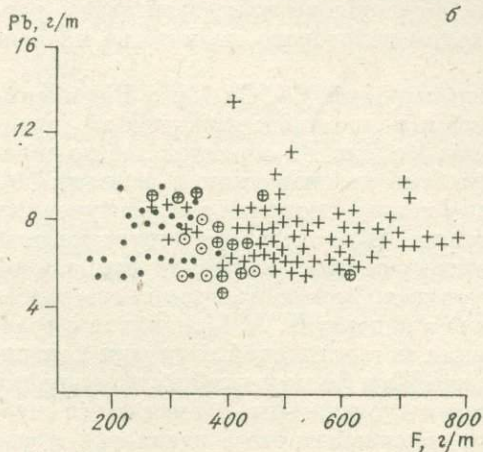
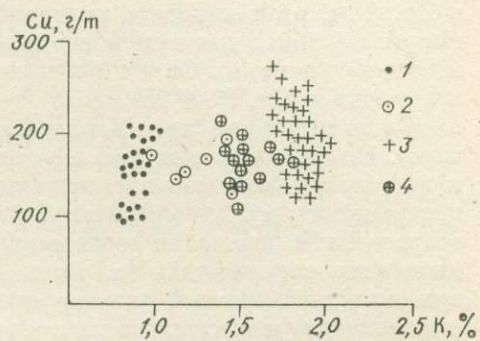
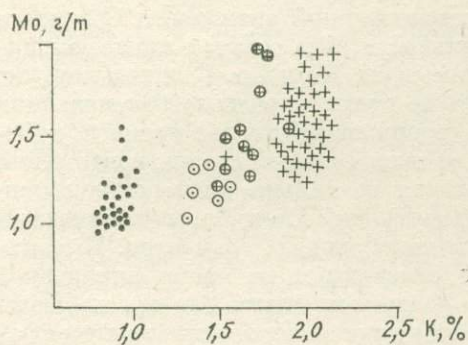
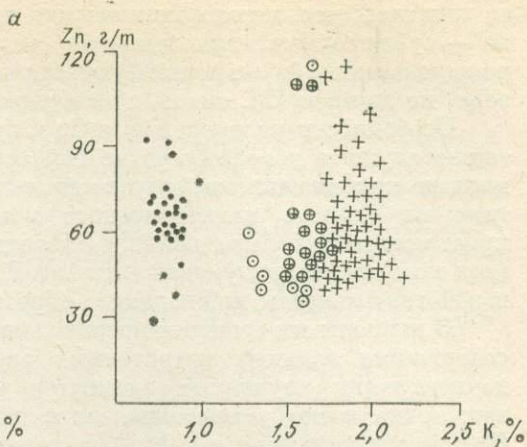
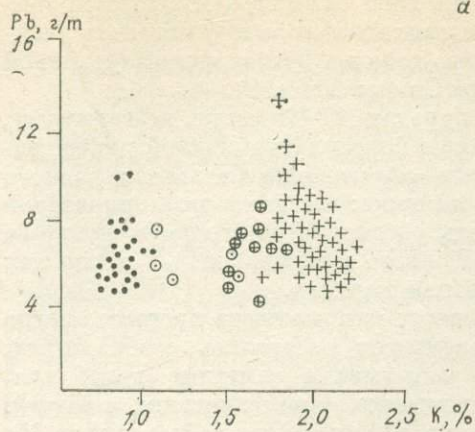
Обсуждение результатов. Изложенный материал показывает, что концентрации Mo, Cu, Zn и Pb в базальтах БТТИ обнаруживают отчетливую связь с их валовым химическим составом. Содержания Mo, Cu и Pb заметно более высокие, а Zn — низкие в субщелочных глиноземистых базальтах (Южный прорыв) по сравнению с магнезиальными базальтами умеренной щелочности (Северный прорыв). Концентрации анализированных элементов в базальтах промежуточного состава также промежуточные, что не противоречит гипотезе об образовании этих разностей за счет смешения расплавов, соответствующих по составу преобладающей массе пород каждого прорыва [3].

По классификации Д. М. Шоу [17], Pb и Mo относятся к фельсифильным, а Cu и Zn к фемафильным элементам. Первые обычно ассоциируют с породами, обогащенными полевыми шпатами и кварцем, вторые — с породами, обогащенными железисто-магнезиальными минералами. Кроме того, установлено, что Pb кристаллохимически связан с K, а Cu и Zn — с Mg и Fe [13]. Указанные различия в свойствах анализированных элементов объясняют природу повышенных концентраций Pb и Mo в лавах Южного прорыва, обогащенных полевошпатовым компонентом и калием, а Zn — в лавах Северного прорыва, отличающихся меланократовостью и высоким содержанием магния, тогда как геохимическое поведение Cu кажется аномальным. Необычность распределения Cu в базальтах БТТИ подчеркивается данными по другим регионам, в частности Исландии [5] и океаническим островам [18], где установлено, что щелочные базальты по сравнению с толеитовыми заметно обеднены Cu.

Известно, однако, что Cu обладает высоким химическим сродством к сере. Судя по данным И. А. Меняйлова с соавторами [8], магматические газы и конденсаты газов Южного прорыва по сравнению с таковыми Северного были заметно обогащены S. Возможно, что сходная специфика в отношении содержания S была характерна и для соответствующих расплавов, что и может объяснить аномальность распределения Cu. Следующее

Рис. 4. Корреляция концентраций Pb — K, Zn — K, Mo — K, Cu — K (а) и Pb — F, Zn — F, Mo — F, Cu — F (б) в базальтах БТТИ.

Базальты Северного прорыва: 1 — высокомагнезиальные, 2 — промежуточные; базальты Южного прорыва: 3 — субщелочные глиноземистые, 4 — промежуточные.



ет заметить, что петрогеохимические аналоги базальтов Южного прорыва — субщелочные глиноземистые («мегаплагиофировые») базальты, широко развитые в фундаменте Ключевского дола и в Толбачинской ареальной зоне, по данным [7], также обогащены Cu (см. табл. 2).

Особенности распределения Cu в породах БТГИ могут, по-видимому, также служить доводом против гипотезы кристаллизационной дифференциации как механизма, обусловившего образование базальтов разного типа из единого магматического источника: отсадка меланократовой кристаллической фазы должна вызвать обеднение остаточного расплава (под которым подразумеваются лавы Южного прорыва) медью, тогда как в действительности наблюдается обратная картина.

В периоды извержения преобладающих масс каждого прорыва, когда содержания главных петрогенных элементов оставались стабильными, концентрации изученных элементов испытывали заметные колебания, достаточно четко увязывающиеся с динамикой вулканических событий. При этом поведение Cu и Pb было прямо противоположно поведению Mo и Zn. Так, этап наиболее активной эксплозивной активности Северного прорыва (первые две недели его деятельности) был отмечен максимальными концентрациями Cu и Pb и минимальными Mo и Zn. Сходная картина в отношении Cu, Pb и Mo наблюдалась во время апрельской активизации на Южном прорыве (хотя вариаций в содержании Zn в это время не отмечено). На Северном прорыве переход от эксплозивной стадии извержения к эффузивно-эксплозивной сопровождался не только уменьшением концентраций Cu и Pb и увеличением концентраций Mo и Zn, но и заметным возрастанием дисперсии содержаний всех изученных элементов. Высокие дисперсии содержаний Mo, Cu и Pb отмечены и во время апрельской вспышки эксплозивной активности на Южном прорыве. Все эти наблюдения приводят к мысли, что распределение изученных элементов в твердых вулканических продуктах во многом обусловлено взаимодействием расплав — летучие компоненты и переходом некоторого количества изученных компонентов в газовую фазу.

Наблюдения над вариациями концентраций Mo, Cu, Zn и Pb в синхронно отобранных образцах лав, бомб и пеплов подтверждают это предположение. Действительно, обогащение Mo, Zn, Pb образцов лав по сравнению с образцами бомб и пеплов (и бомб по сравнению с пеплами Mo) предполагает, что последние (особенно пеплы) потеряли часть изученных металлов вместе с газом при извержении. В то же время статистическое равенство концентраций Cu в вулканических породах разной фациальной принадлежности позволяет думать, что для Cu этот процесс менее вероятен. Сказанное находит подтверждение в данных И. А. Меняйлова с соавторами [8], которые на основе изучения металлической нагрузки конденсатов магматических газов показали, что Pb и Zn по способности миграций из расплава в газовую фазу относятся к «подвижным» элементам (в газовую фазу переходит n % элемента от содержания его в расплаве), тогда как Cu — к «слабоподвижным» элементам (выносится только $n \cdot 10^{-1}$ %). Более высокая способность по сравнению с Cu к переносу в парогазовой фазе была подтверждена также в опытах В. П. Пилипенко и В. В. Пономарева [13] по взаимодействию высокотемпературной паровоздушной смеси с лавами и шлаками Толбачинского извержения. По особенностям распределения элементов между газовой фазой и поверхностью пепловых частиц Cu, Zn и Pb, согласно И. А. Меняйлову и др. [8], попадают в группу элементов, «остающихся в первой фазе», т. е. характеризуются слабой сорбцией на поверхности пепловых частиц. По данным этих авторов, на пеплах осаждаются лишь 12% Cu, 4% Zn и 1% Pb от их количества в газах. При этом И. А. Меняйлов и его соавторы полагают, что халькофильные элементы переносятся в газах в форме хлоридов и что наблюдаемый эффект обеспечивается достаточно высокой упругостью паров хлоридов Cu, Zn и Pb при атмосферных условиях. К сожалению, они не анализировали содержание Mo в конденсатах, но наши наблюдения позволяют полагать, что этот элемент не менее высоколетуч, чем Pb и Zn.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В. Н. Петрографические особенности базальтов Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 2, с. 72—76.
2. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
3. Вольнец О. Н., Флеров Г. Б., Андреев В. Н. и др. Петро-геохимические особенности пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. в связи с вопросами петрогенезиса. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 86—105.
4. Вольнец О. Н., Флеров Г. Б., Хренов А. П., Ермаков В. А. Петрология вулканических пород трещинного Толбачинского извержения 1975 г. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1419—1422.
5. Исландия и Срединно-океанический хребет. Геохимия/Герасимовский В. И., Поляков А. И., Дурасова Н. А. и др. М.: Наука, 1978. 184 с.
6. Леонова Л. Л. Геохимия четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги. — В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе М.: Наука, 1977, с. 148—157.
7. Леонова Л. Л., Пополитов Э. И., Вольнец О. Н. и др. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. — В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: изд. ИФЗ АН СССР, 1978, с. 157—176.
8. Меньяйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Геохимические особенности аксгалайид Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 236 с.
9. Петров Л. П., Вольнец О. Н., Флеров Г. Б. и др. Распределение F, В и Ве в породах Толбачинского извержения 1975—1976 гг. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 3, с. 18—29.
10. Пампура В. Д., Вольнец О. Н., Пополитов Э. И. Геохимические особенности четвертичных вулканитов. — В кн.: Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980, с. 66—76.
11. Пилипенко В. П., Пономарев В. В. Взаимодействие высокотемпературной паровоздушной смеси с лавами и шлаками вулкана Толбачик. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 5, с. 37—43.
12. Сотников В. И., Иванов Б. В. Молибден как один из показателей динамики вулканического процесса. — В кн.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: изд. ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 85—88.
13. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
14. Титасва Н. А., Ермаков В. А., Зозуля Т. А. и др. Геохимические типы базальтов Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. — В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: изд. ИФЗ АН СССР, 1978, с. 69—111.
15. Федотов С. А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 5—23.
16. Федотов С. А., Хренов А. П., Чирков А. М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г., Камчатка. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1193—1196.
17. Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Недра, 1969. 208 с.
18. Энгель Дж. А. Е., Энгель Ц. Г. Горные породы ложа океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1968, с. 183—217.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

М. П. МАЗУРОВ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОДИНОЧНОЕ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Одиночное месторождение входит в состав Краснокаменской группы скарновых железорудных месторождений, расположенной на стыке каледонских структур юго-западной части Восточного Саяна с девонским Минусинским межгорным прогибом. Месторождение имеет сложное строение, в связи с чем многие вопросы его структуры и генезиса на протяжении длительного времени оставались неясными, что затрудняло оценку его глубоких горизонтов, флангов и прилегающей территории.

Первые сведения о геологическом строении Одиночного месторождения, вошедшие в геологическую литературу, получены в результате геологоразведочных работ, выполненных в 1954—1966 гг. под руководством А. В. Капиноса, Ю. А. Байдакова, О. В. Андреева, Г. П. Демина, и тематических исследований. Установлено, что на месторождении развиты метасоматически измененные кембрийские и девонские вулканогенно-осадочные породы, зажатые в виде блока между гранитоидами позднекембрийского Канзыбинского массива и субвулканическим телом граносиенитов (сиенит-порфилов) девонского ирбинско-краснокаменского комплекса [3, 4, 9]. В отношении связи железуруднения с магматизмом высказывались разные соображения. В начале разведки рудоносной предполагалась Канзыбинская интрузия, а затем все большее число геологов склонялось к мысли о связи промышленного оруденения с ирбинско-краснокаменским комплексом. При этом предполагалось, что руды преимущественно локализованы в девонских альбитофирах, представляющих собой часть сложной вулканоплутонической ассоциации, а граносиениты являются во времени «внутрирудными», сопровождающими рудный процесс: местами они прорывают скарнированные и оруденелые породы, но зачастую сами подвержены амфиболизации, эпидотизации, а кое-где и магнетитовому оруденению [3, 4, 9]. В наиболее полном виде минералого-геохимические признаки этой связи были сформулированы Р. А. Виноградовой [1]. В этой же работе утверждалось наличие на соседних с Одиночным месторождениях Рудный Каскад и Маргоз оруденения двух этапов: «древнего», локализованного в скарнах и связанного с Канзыбинским массивом, и «молодого», сосредоточенного в гидросиликатовых метасоматитах и связанного с ирбинско-краснокаменским комплексом. Обосновывалось это положение косвенными геохимическими признаками. О присутствии в Ирбинско-Краснокаменском рудном районе разновозрастного метасоматического железуруднения писали В. В. Богацкий, Ю. Г. Шестаков и некоторые другие геологи.

Возобновившиеся в 1975 г. поисково-разведочные работы дали возможность проследить строение контактовых зон обеих присутствующих на месторождении интрузий, уточнить геологическую позицию и условия формирования скарново-рудной залежи. Новые факты, полученные в результате анализа пространственно-временных соотношений магматических проявлений, метасоматических пород и руд, определения последовательности и температур формирования околорудных пород, изучения внутренней структуры рудной залежи, текстурно-структурных особен-

ностей руд и типоморфизма магнетитов, положены в основу разработанной автором генетической модели, объясняющей последовательность рудообразующих процессов и строение месторождения.

Контакт Канзыбинской интрузии с вмещающими отложениями кембрийской осиновской свиты, претерпевшими ороговичивание, скарнирование и оруденение, вскрыт рядом скважин (87, 88, 98, 102 и др.) в интервале до 500 м. Краевая часть Канзыбинской интрузии во многих местах представлена диоритами, содержащими шпидры, дезинтегрированные и слабо измененные ксенолиты пироксен-плагноклазового, биотит-роговообманково-плагноклазового, биотит-полевошпатового состава с магнетитом, сфеном и другими аксессуарными и вторичными минералами. Местами постепенно, а в других частях резко, они сменяются гранодиоритами и рассекаются гранитами и дайками микрогранитов и аплитов. В породах краевой фации (диоритах, габбро-диоритах) и гранодиоритах встречаются почти неизмененные ксенолиты биотит-актинолитовых сланцев, туфопесчаников, диабазовых и андезитовых порфиритов и других эффузивно-пирокластических пород. На протяжении не менее 300 м в эндоконтакте породы метасоматически изменены, преобразованы в осветленные пироксен-полевошпатовые, в некоторых участках — в пироксен-скаполитовые и, так же как удаленные от контакта граниты, подвержены пропилитизации и грейзенизации. В эндоконтакте развиты жилы и гнезда апатит-пироксеновых, гранат-пироксеновых и пироксеновых скарнов, рассекаемых амфибол-магнетитовыми жилами. В некоторых участках в диоритах и габбро-диоритах (в частности, в интервале 873—875 м скв. 95) содержится богатая вкрапленность гистеромагматического магнетита, составляющая до 25—30% объема породы. Как и аксессуарный магматический, этот магнетит характеризуется наличием экссолюционных вростков ильменита, легко обнаруживаемых в шлифах даже при небольших увеличениях.

По ряду скважин прослежен постепенный переход от метасоматических прожилково-вкрапленных, развитых в эндоконтактных частях интрузии, через брекчиевидные к сплошным массивным рудам экзоконтакта, локализованных в грубозернистых гранат-пироксеновых и пироксеновых скарнах. Скарнирование и оруденению подвержены эффузивные и пирокластические породы среднего и основного состава осиновской свиты, а также диориты и габбро-диориты краевой части Канзыбинской интрузии. Более кислые эффузивно-пирокластические породы вмещающей толщи, превращенные в кварц-биотит-полевошпатовые роговики, содержат единичные гнезда скарнов и жилки амфибол-магнетитового состава. Широкое развитие высокотемпературных парагенезисов известковых скарнов на глубоких горизонтах месторождения опровергает ранее существовавшее мнение о наличии на месторождении обратной вертикальной зональности околорудных метасоматитов.

В большинстве новых скважин (и во многих пройденных ранее) обнаружено, что скарно-рудная залежь перекрыта и пронизана апофизами многофазного субвулканического тела девонских граносиенитов. Девонские субвулканические породы обнажаются на горе Красный Камень и вскрыты скважинами в южной, юго-западной и западной частях месторождения. Большинство их в рудном поле имеют эффузивовидный облик и описываются под названием альбитофиров, кератофиров (породы более темного вишнево-красного цвета) и эруптивных брекчий (породы, содержащие обломки, цементированные стекловатым магматическим материалом). Наличие в альбитофирах пятен и гнезд магнетита, эпидота, амфиболов послужило основанием для заключения о том, что именно они и эруптивные брекчии являются породами, вмещающими промышленное магнетитовое оруденение [2 и др.].

Верхняя часть девонской субвулканической интрузии на месторождении эродирована и перекрыта рыхлыми отложениями. Достаточно полно разрез ее нижнего контакта вскрыт скважинами 56, 87, 88, 93, 95, 99 и др., где установлено срезание и пронизывание скарно-рудной залежи многочисленными апофизами, выявлены ксенолиты скарно-магнетито-

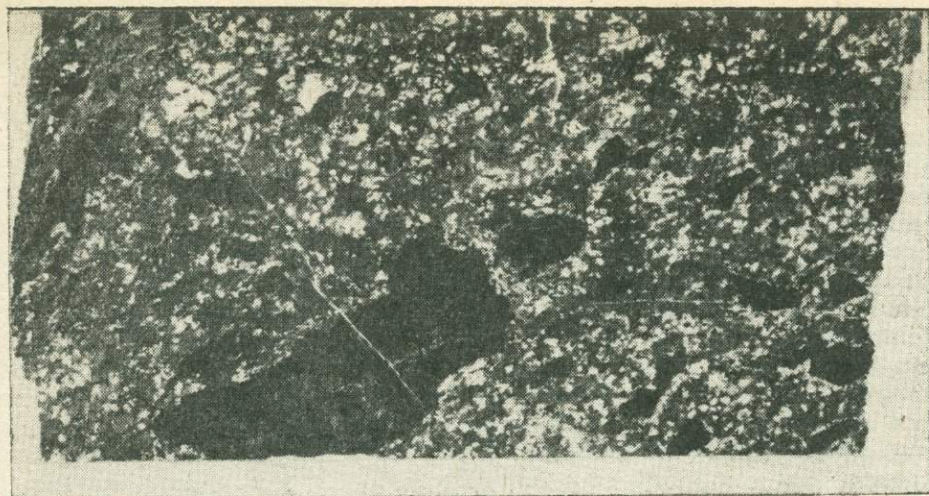


Рис. 1. Ксенолиты амфибол-магнетитовой руды (черное) в порфириковидном граносиените. Скв. 56, гл. 180 м. Ум. 1,5.

вой руды [6] и другие признаки контактового воздействия граносиенитов на скарново-рудную залежь, подобные тем, что были установлены автором ранее на Ирбинском месторождении [7]. Состав и текстурно-структурные особенности пород интрузии изменчивы. Поскольку в рудном поле вскрыта только краевая часть субвулканического тела, то равномернозернистые полнокристаллические граносиениты встречаются в немногих местах, а преобладают порфириковидные разновидности, в которых вкрапленники представлены каликатровым полевым шпатом (микроклин-пертитом), плагиоклазом, колеблющимся по составу от № 23—27 до № 5—7, немногочисленными зернами биотита, роговой обманки и кварца. Основная масса пород тонкозернистая, фельзитовая, местами микрографическая. Встречаются порфириковидные граносиениты флюидальной текстуры. Название «альбитофиры», употребляющееся и до сих пор для обозначения этих пород, не отражает их природы, к тому же во вкрапленниках содержится не альбит, а более основной плагиоклаз, поэтому предпочтительнее и правильнее назвать их граносиенитами.

Довольно часто краевые части субвулканического тела граносиенитов представлены эруптивными брекчиями, которые, как и другого облика эндоконтактные фации интрузии, содержат многочисленные и разнородные обломки пород, в том числе и ксенолиты скарново-магнетитовых руд. Например, скв. 56 с поверхности вскрыты порфириковидные граносиениты флюидальной текстуры, в которых содержатся многочисленные обломки амфибол-магнетитовой руды. Эти ксенолиты обычно остроугольной формы от 1—1,5 до 5 см в длину (рис. 1). Местами они составляют 15—20% объема породы. В приполированных штучках видно, что фельзитовая основная масса и вкрапленники полевых шпатов и кварца как бы обтекают эти обломки. Тонкораспыленный в основной массе граносиенита гематит делает эту картину еще более контрастной. Насыщенные рудными ксенолитами граносиениты в интервале 250—260 м этой скважины переходят в брекчиевидную тонкозернистую породу, состоящую из дезинтегрированных обломков магнетитовой руды, сцементированных микрографическим и аплитовидным магматическим материалом. Порода по цвету почти черная и похожа на роговик. Еще глубже, в интервале 250—265 м, этот «роговик» постепенно сменяется брекчированной гастингсит-магнетитовой рудой с немногочисленными пятнами, прожилками и гнездами аплитов, которая, в свою очередь, сменяется перекристаллизованной равномернозернистой гастингсит-магнетитовой рудой.

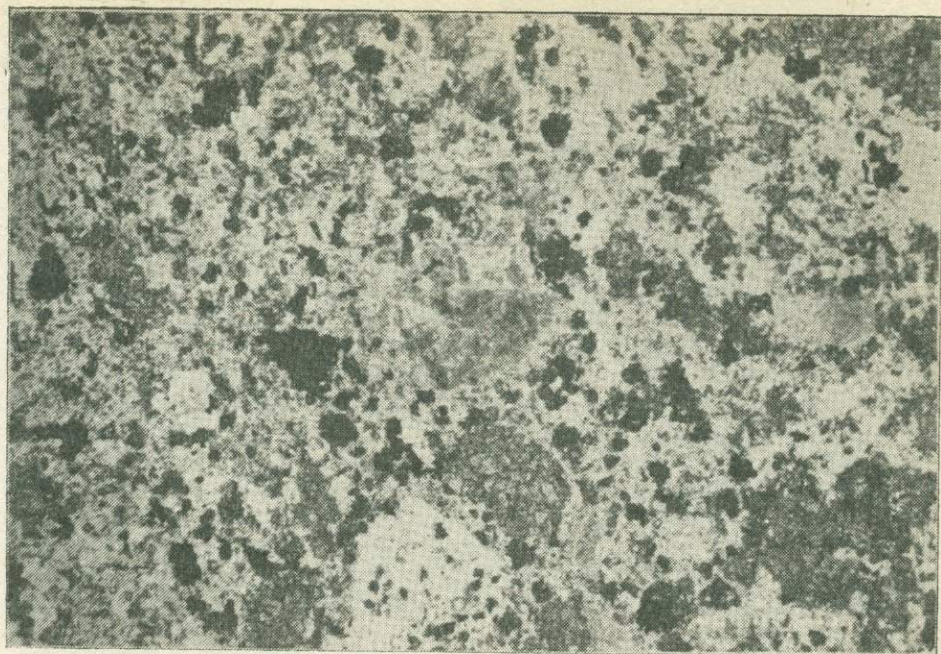


Рис. 2. Микроструктура полнокристаллического контаминированного граносиенита. Черное — магнетит, рельефные темно-серые зерна — пироксен, остальное — калишпат и кварц. Скв. 87, гл. 324 м. Проходящий свет, без анализатора. Ув. 100.

Более сложное строение имеет интрузивная залежь граносиенитов в участке, расположенном в 200 м западнее и вскрытом скв. 87. С поверхности здесь прослеживаются порфировидные граносиениты, содержащие отдельные гнезда до нескольких сантиметров в поперечнике кальцит-пирит-эпидот-актинолитового состава, местами с хлоритом и гематитом, число которых с глубиной возрастает. В интервале 210—217 м встречен участок, почти нацело состоящий из маргитизированных обломков магнетитовой руды, в которых сохранились гематит-хлоритовые псевдоморфозы по пироксену и амфиболу. В интервале 218—225 м вскрыта эруптивная брекчия граносиенитов: обломки и цемент магматические, но несколько отличаются по окраске и структуре. На глубинах 225—240 м этой скважины вновь появляются граносиениты с актинолит-кварц-сульфидными, кальцит-хлорит-гематитовыми гнездами, которые постепенно переходят в породы, обогащенные крупными ксенолитами магнетитовой руды. Форма последних остроугольная либо округлая с зазубренными краями, размер от нескольких миллиметров в поперечнике до 10 см. Ксеногенным материалом сложено до 30% объема породы; на метровом интервале зерна можно насчитать 20—30 обломков. Несколько глубже ксенолиты представлены не только магнетитовой рудой, но и биотит-полевошпатовыми роговиками, гранулированными диабазовыми порфиридами, а цементируются они порфировидными граносиенитами флюидального строения. Эти породы сменяются темно-серыми равномернозернистыми контаминированными граносиенитами. В шлифе такой породы видно, что калишпат и кварц цементируют гранулированные зерна пироксена, а неодинаковые по размеру зерна магнетита неравномерно распределены по всей массе (рис. 2).

Аналогичное строение установлено при изучении керн других скважин. В частности, по материалам скв. 99 можно выяснить, что скарноворудная залежь заключена в виде блока между крупными апофизами порфировидных граносиенитов, которые висячем боку залежи насыщены ксенолитами руды, а в лежащем вызвали локальное ороговикование, появление пироксен-апатитовых, пироксен-кварц-магнетитовых жил в перекристаллизованных амфибол-магнетитовых рудах. На простирании апо-

физ, в промежутках между ними и особенно в участках эруптивных брекчий сильно развита пропилитовая ассоциация с сульфидами. В экзоконтакте, вблизи мелких апофиз сиенит-порфиров, проявлены блочная калишпатизация и окварцевание. В шлифах видно, что крупные зерна калишпата равномерно пропитывают дезинтегрированную скарно-магнетитовую руду. Характерно, что пироксен, гранат и сорудный гастингсит подвергаются грануляции, а затем и растворению. Эпидот, оставаясь устойчивым, участвует в составе калишпат-альбит-эпидот-гематитовой и кварц-эпидот-гематитовой ассоциаций. Участки окварцевания местами прослеживаются на значительном удалении от контакта, а кварц-мушкетовитовые жилы встречаются и на поверхности вблизи устья скв. 66.

Особенно контрастно проявление контактовых процессов, сопровождавших становление интрузии граносиенитов, устанавливается по керну скв. 95, где ранее компактная рудная залежь амфибол-пироксен-магнетитовой руды разбита на несколько тел, разграниченных эпидот-актинолитовыми пропилизованными породами. Руды брекчированы, перекристаллизованы. Висячем боку залежи, вскрытой в интервале 487—528,4 м по этой скважине, преобладают пироксеновые скарны с пятнистой бедной вкрапленностью магнетита, с глубиной сменяющиеся брекчиевидной гастингсит-магнетитовой рудой, содержащей обломки пироксенового скарна, а еще ниже, с приближением к зоне воздействия граносиенитов, она также раздроблена. Обломки амфибол-магнетитовой руды (амфиболы типа ферроактинолита и гастингсита) цементируются крупнокристаллическим черного цвета дашкесанитом и крупнокристаллическим магнетитом. Дашкесанит и магнетит, кроме выполения промежутков между обломками, нередко формируют кокардовые текстуры, обрастая обломки руды. При изучении в шлифах обнаруживаются достаточно ясные отличия раннего магнетита, очень мелкозернистого и содержащего многочисленные включения силикатов, от более позднего, более крупнозернистого, свободного от включений силикатов, синхронного дашкесаниту. Характерно, что интенсивно проявленная в контактовых зонах гипогенная мартитизация затрагивает и достаточно удаленные участки, но форма и количество гипогенного гематита сильно колеблется. Если в эндоконтакте граносиенитов практические нет ксенолитов магнетитовой руды, не затронутых мартитизацией (рис. 3), в ближнем экзоконтакте гематит развивается по стыкам зерен магнетита и замещает самые мелкие зерна (рис. 4), то в удалении на десятки метров гематит встречается только в связи с проявлением эпидот-актинолитовых, эпидот-хлоритовых пропилитов и там, где много дашкесанит-магнетитовых гнезд. В последних случаях он содержится только в форме твердых включений в силикатах; магнетит остается устойчивым и мартитом не замещается.

Анализируя пространственное распределение мартита, можно заключить, что в определенный момент существовал градиент окислительно-восстановительного потенциала в контактовых зонах граносиенитов: в эндоконтакте окислительно-восстановительный потенциал соответствовал калишпат-гематитовому буферу, в ближнем экзоконтакте — гематит-магнетитовому, а на удалении — силикатно-магнетитовому.

Особенности строения контактовых зон, результаты изучения структурно-текстурных особенностей руд и микроструктуры магнетитов привели автора к мнению о том, что промышленная скарно-рудная залежь сформирована в додевонское время, а становление субвулканической интрузии граносиенитов вызвало срезание ее верхней части, контактовый метаморфизм и локальную перегруппировку рудных масс. Прямым признаком этого является совместный метаморфизм скарнов и руд в контактовой зоне граносиенитов.

Для выявления признаков отличия магнетитов разного генезиса автором выполнено детальное минераграфическое изучение магнетитов из разных парагенезисов, а некоторые из них исследованы с помощью методов просвечивающей электронной микроскопии. Установлено, что акцессорный магнетит пород прерудной Канзыбинской интрузии и со-

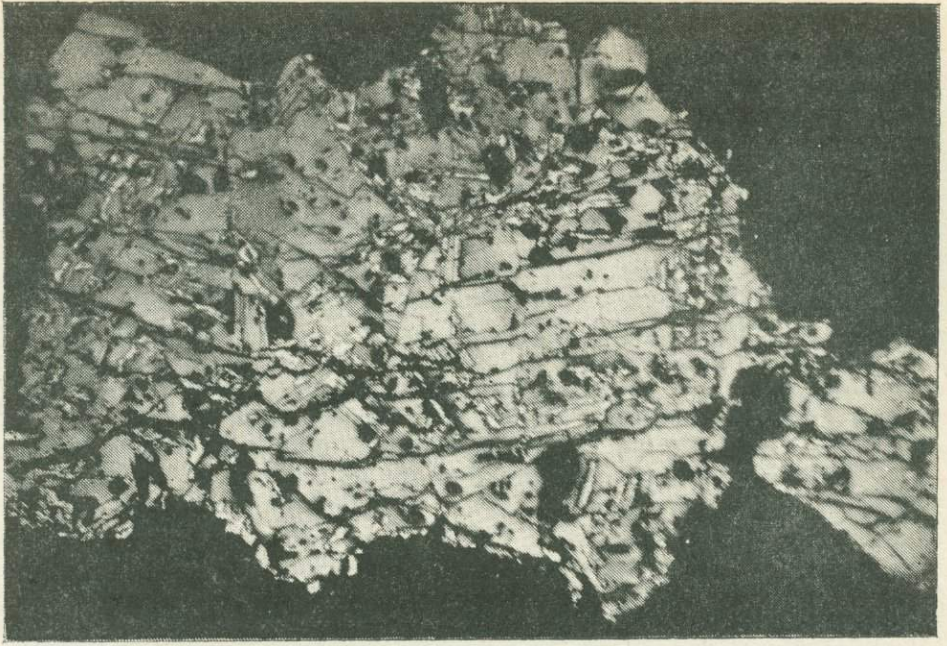


Рис. 3. Микроструктура мартитизированного магнетита в рудном ксенолите. Гематит (белое) развит по зонам роста, стыкам зерен магнетита и по краям ксенолита. Скв. 87, гл. 244 м. Отраженный свет. Ув. 200.



Рис. 4. Амфибол-гематит-магнетитовая руда вблизи контакта с гранодиоритом. Скв. 91, гл. 365 м. Отраженный свет. Ув. 200.

державшихся в ней гистеромагматических руд представлен твердым раствором ильменит — магнетит. В участках расланцевания диоритов и габбро-диоритов эндоконтакта происходит обособление фаз, образующих твердый раствор: сначала образуется сэндвич-структура, а затем полное обособление зерен магнетита и ильменита. Магнетит, составляющий главную рудную массу, экссолюционных выделений не содержит. В образцах видно, что он развивается по участкам раздробленного скарна, как бы цементируя обломки последнего. В шлифах и аншлифах отчетливо за-

метны реакционные границы магнетита с пироксеном, гранатом, апатитом, полевыми шпатами, тесная пространственная сопряженность магнетита с гастингситом, местами с хлоритизированным биотитом. Из более поздних минералов присутствуют в руде эпидот, кварц, сульфиды и другие минералы. При структурном травлении парами концентрированной соляной кислоты выявляются тонкие зоны роста и мелкозернистое строение. Определение температур гомогенизации газово-жидких включений в пироксенах и амфиболах [5] ограничивает интервал рудной стадии цифрами 520—480°C.

Изучение препарата, отобранного из пироксен-магнетитовой руды, в просвечивающем электронном микроскопе показало [8], что на границе пироксен — магнетит повсеместно присутствуют прослойки волокнистых силикатных фаз, блоки аморфной фазы, участки разупорядоченного строения. На некотором удалении от реакционной зоны магнетит монокристаллический, зерна его имеют размер 100—200 мкм, содержат высокую плотность ростовых дислокаций, формирующих сложную картину.

В брекчиевых рудах, содержащих гнезда дашкесанит-магнетитового состава, особенно контрастно выражены признаки перекристаллизации рудной массы: увеличение размеров зерен в кокардовых каймах, индукционные поверхности совместного роста магнетита и дашкесанита и др.

Особое значение для генетических построений имело изучение магнетитов из ксенолитов в граносиенитах и в «рудных» роговиках. Как уже упоминалось, размер ксенолитов руды варьирует от 3—5 мм до 5 см в поперечнике, форма близка к изометричной. Края ксенолитов имеют неровные границы с фенокристаллами полевых шпатов и корродированы альбитом, кварцем либо стекловатой основной массой. Магнетит на краях ксенолитов имеет зазубренные очертания и в большинстве участков мартитизирован. Мелкие чешуйки гематита многочисленны и в основной массе граносиенита, где их распределение подчеркивает флюидальное строение породы. Внешняя кайма ксенолитов шириной около 1 мм сложена тесно сросшимися зернами мартитизированного магнетита, калишпата и пироксена. Эта тонкозернистая кайма отмечена практически во всех ксенолитах и представляет собой продукт реакции ксенолита с расплавом, своеобразную корочку закалки.

Внутри ксенолита магнетит более крупнозернистый. Гематит развит либо по зонам роста, либо в промежутках зерен, как видно из рис. 3. Специфической особенностью является то, что магнетит в ксенолитах разбит тонкой сетью микротрещин, которые выполнены преимущественно кальцитом. Трещины эти возникли после мартитизации, так как гематит по этим трещинам не развит. Ни в одной из минеральных ассоциаций рудного поля такого явления больше не обнаружено. И еще одна особенность строения зерен магнетита из внутренних частей ксенолита: они окаймлены мелкозернистым агрегатом гематита и лейкоксена. В рудных ксенолитах, как и в других парагенезисах, достаточно полно проявились реакции регрессивного этапа. Это привело к тому, что первичные минералы сохранились далеко не во всех участках ксенолитов. К числу наиболее широко представленных новообразований относятся актинолит, хлорит, сульфиды. Весьма обычны в ксенолитах кальцит-хлорит-гематитовые и хлорит-альбит-кварцевые псевдоморфозы по пироксену, а также замещение гастингсита лучистым актинолитом. Поскольку в ксенолите среди граносиенитов создается обстановка, приближенная к автоклаву с шаровой симметрией нагрева и среды кристаллообразования, это находит отражение в строении минералов: амфиболы чаще всего образуют розетки, радиально-лучистые скопления, центральная часть нередко выполнена кальцитом, по направлению к центру ориентированы головки новообразованных кристаллов. В ксенолитах, где состав породы был подходящим для образования граната или пироксена, образуются эти минералы, но в отличие от рудоносных скарнов здесь не обнаружено их совместное присутствие. Специальные поиски не привели автора к обнаружению новообразованного магнетита. Даже в тех местах, где состав ксенолита, казалось бы, был

благоприятен для образования магнетита, вместо него кристаллизовался гематит, что обусловлено высоким окислительным потенциалом окружающей среды, находящимся на уровне калишпат-гематитового буфера.

Исследование магнетитов, отобранных из разных участков ксенолита, на просвет в электронном микроскопе позволило обнаружить неоднородности в распределении дефектов и их плотности, сложное сочетание блоков разного структурного совершенства. Установлено также периодическое распределение гематита в матрице магнетита, сочетание его с дефектными областями и участками высокой концентрации других примесных фаз.

Свои особенности строения имеет магнетит, локализованный в контаминированных граносиенитах и в «рудных» роговиках. Последний представляет собой тонко- и скрытозернистую породу черного цвета, очень плотную, массивную, биотит-амфибол-кварц-полевошпатового состава с тонкораспыленным магнетитом, составляющим до 35—40% объема. В шлифе видны тесные сростания кварца, полевых шпатов и магнетита, единичные зерна других минералов. Структура породы гранобластовая, зерна минералов имеют полигональные очертания и не превышают в поперечнике 0,1 мм. При просмотре препарата в электронном микроскопе обнаружено, что вмещающие магнетит минералы (и особенно кварц) содержат высокую плотность дислокационных стенок, что свидетельствует о значительных пластических деформациях. Магнетит здесь находится в виде зерен, не превышающих 0,5 мкм в поперечнике, в ассоциации с силикатными тонкодисперсными фазами. Встречается и другая морфологическая разновидность — дендриты магнетита, рост которых происходил после снятия нагрузки в условиях высокого пересыщения.

Таким образом, исследование методами световой и просвечивающей электронной микроскопии показывает, что пятна и гнезда магнетита в граносиенитах ксеногенны, захвачены расплавом в процессе внедрения. Устойчивой минеральной ассоциацией в ксенолитах является эпидот + + актинолит + гематит + хлорит, которая и замещает захваченные граносиенитовым расплавом скарново-магнетитовые руды. Наличие в граносиенитах ксенолитов скарново-магнетитовых руд и совместный метаморфизм руд и рудовмещающих пород в экзоконтакте однозначно свидетельствуют о послерудном возрасте девонской интрузии на Одиночном месторождении. Скарново-рудная залежь целиком локализована в скарнированных эффузивно-пирокластических породах кембрийской осиновской свиты и сформирована в связи с процессом становления Канзыбинской интрузии. Становление интрузии граносиенитов вызвало определенную структурную перестройку месторождения, локальный метаморфизм руд, их мартитизацию и разубоживание. Единая компактная залежь была разбита на несколько блоков, расчлененных апофизами граносиенитов либо зонами пропилитизации. Современная структура месторождения обусловлена двумя главными элементами: предрудной трещинной тектонической зоной и влиянием послерудной девонской интрузии граносиенитов. Встречающиеся на месторождении поздние дайки диоритовых порфиритов и других пород определяющего значения на строение рудных залежей, скорей всего, не имели из-за почти вертикального надения и малой мощности. Они фиксируют самые поздние блоковые движения.

Установление послерудного возраста субвулканического девонского комплекса позволяет по-иному взглянуть и на перспективы поиска скрытого оруденения. Прежде всего, более пристального внимания заслуживают контактовые зоны Канзыбинской интрузии и особенно те участки, где она прорывает кембрийские вулканогенно-осадочные толщи. Поскольку граносиениты сопровождаются многочисленными апофизами, расчленяющими рудные залежи на несколько частей, то возможно выявление рудных тел внутри субвулканического тела, включенных в него в виде крупных блоков. Анализ тренда изменения мощности рудных тел по известным контурам их на погоризонтных планах показывает устойчивую тенденцию погружения залежи на юг. В этом же направлении погружается и Канзыбинская интрузия, так что возможно появление оруденения на больших

**Схема последовательности эндогенного минералообразования на месторождении Оди-
почное**

Минералы	Становление Канзыбинской диорит-гранодиоритовой интрузии (I)				Становление Краснокамен- ской субвулканической интрузии (II)				Внедрение позднего комплекса даек (III)	
	Стадии минералообразования									
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2
Полевые шпаты:										
альбит-олигоклаз										
альбит										
кальшпат										
Кварц										
Апатит										
Сфен										
Скаполит										
Биотит										
Пироксены:										
диопсид-салит										
салит										
ферросалит										
диопсид										
Гранаты:										
грандиты										
андрадит										
Амфиболы:										
роговая обманка										
ферроактинолит										
гастингсит										
дашкесанит										
актинолит										
Эпидот										
Клиноцоизит										
Бабингтонит										
Хлорит										
Пренит										
Магнетит										
Мушкетерит										
Гематит										
Пирротин										
Пентландит										
Халькопирит										
Борнит										
Валлерит										
Молибденит										
Пирит										
Марказит										
Блеклая руда										
Сфалерит										
Галенит										
Кобальтин										
Арсенопирит										
Саффорит										
Флюорит										
Барит										
Ангидрит										
Кальцит										
Анкерит										
Цеолиты										

Примечание. Составил М. П. Мазуров с использованием материалов Р. А. Виноградовой [1]. I—III — циклы минералообразования.

глубинах. Встреченная в самой южной на месторождении скв. 101 в интервале 654—665 м прожилково-вкрапленная амфибол-магнетитовая руда в пироксен-гранатовых скарнах, образованных по андезитовым порфири-там осиновской свиты, подтверждает это предположение.

Систематизируя полученные данные и материалы предшественников, можно наметить последовательность эндогенных процессов и послемагматического минерало- и рудообразования (см. таблицу). В ранний позднекембрийский (?) этап, синхронный становлению Канзыбинской интрузии, в контактовой зоне последней происходили процессы ороговикования и последующего формирования скарново-рудной залежи. Вкрапленные гистеромагматические и прожилково-вкрапленные метасоматические руды локализуются в эндоконтактных участках интрузии, но промышленная скарново-рудная залежь формируется в метасоматически измененных эффузивно-осадочных породах осиновской свиты, подчиняясь структурному контролю со стороны трещинной зоны. Послемагматический гидротермальный цикл проявился до самых низкотемпературных стадий, включая развитие пирит-халькопиритовой и другой сульфидной минерализации в хлоритизированных участках. Граниты и гранодиориты, удаленные от контакта с базитами, претерпели грейзенизацию и содержат редкий молибденит-халькопиритовый штокверк.

Второй крупный эндогенный этап синхронен становлению девонских субвулканических граносиенитов, внедрение которых обусловило метаморфизм и срезание верхней части скарново-рудной залежи, перекристаллизацию руд в экзоконтакте, калишпатизацию и прожилитизацию. В качестве новообразований этого этапа следует рассматривать крупнокристаллические дашкесанит-магнетитовые гнезда среди мелкозернистых гас-тингсит-магнетитовых руд, формирование которых осуществлялось без привноса вещества, а также появление мушкетовит-кварцевых и мушкетовит-халькопирит-пиритовых жил и гнезд, кварц-диопсидовых, эпидот-бабингтонит-кальцитовых и других парагенезисов, имеющих лишь минералогический интерес. Самый поздний ритм эндогенного минералообразования на месторождении связан с дайками диоритовых порфиритов и лампрофиров, фиксирующих собой самые поздние тектонические нарушения. С ними синхронно проявление кобальто-арсенидной минерализации, а также ангидрит-гейландит-кальцитовых жил с сульфидами. Источниками рудных масс месторождения являются как сами рудовмещающие толщи, так и магматический расплав предрудного плутона. В пользу первого свидетельствует наличие рассеянного оруденения в локально скарнированных базитовых вмещающих породах, а в пользу второго — наличие гистеромагматических руд и мощных зон осветленных пироксен-полевошпатовых пород, залегающих в корневой зоне скарново-рудной залежи. Именно сопряжением выщелачивания и отложения рудного вещества в протяженной зоне, через которую фильтровались магматогенные флюиды, обусловлено формирование компактной скарново-рудной залежи, составляющей Одиночное скарновое железорудное месторождение.

Автор считает своим приятным долгом поблагодарить Ю. А. Байдакова, В. П. Волкова, С. С. Долгушина, А. В. Капиноса, Г. Б. Князева, И. Г. Резникова, В. Е. Хохлова за содействие в выполнении полевых работ и конструктивное обсуждение предложенной модели.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Виноградова Р. А.** Минералогия и генетические особенности железорудных месторождений Краснокаменской группы (Восточный Саян). Автореф. канд. дис. М., 1968. 24 с.
2. **Виноградова Р. А., Кононов О. В.** О роли эруптивных брекчий в локализации магнетитового оруденения в месторождении Одиночное (Восточный Саян). — Геол. рудных месторождений, 1966, № 4, с. 84—89.
3. **Капинос А. В.** Краснокаменская группа. — В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1970, с. 62—67.
4. **Корель В. Г.** Петрология магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области. М.: Недра, 1972. 152 с.

5. Мазуров М. П. Температуры и последовательность образования амфиболов в скарновых железорудных месторождениях Восточного Саяна. — В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1977, с. 155—160.
6. Мазуров М. П. Ксенолиты магнетитовых руд в граносиенитах Одиночного месторождения руд. — В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 84—89.
7. Мазуров М. П., Могилева М. П., Непейна Л. А. Преобразование скарнов и руд в контактовых зонах послерудных интрузий Ирбы. — В кн.: Локальный метаморфизм руд. Новосибирск: Наука, 1975, с. 45—57.
8. Мазуров М. П., Стенина Н. Г., Титов А. Т. Исследование микронеоднородности магнетитов Одиночного месторождения методами световой и просвечивающей электронной микроскопии. — В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1980, с. 105—113.
9. Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железоруднение юга Средней Сибири. М.: Наука, 1971. 312 с.

В. С. ГОЛУБЕВ, В. А. ТЕНЯКОВ

КОЭФФИЦИЕНТ ПОЛЕЗНОГО ДЕЙСТВИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ОТКРЫТЫХ ХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЗЕМЛИ

Эволюция земной коры — проблема первостепенного значения [8]. Современные исследования в этом направлении ведутся не только геологическими методами, но и путем математического и физического моделирования динамики геохимических процессов [1, 2]. Развитие этих исследований позволит найти количественные законы эволюции природных химических систем, в том числе на их пути к биологическим. Существенное значение в этой связи имеет представление о коэффициенте полезного действия (к. п. д.) геохимических процессов.

Ранее [2] изучена динамика сопряженных химических реакций (и других физико-химических процессов), протекающих в зонах подвижных градиентов физико-химических параметров (геохимических барьеров). В этих процессах реализуется механизм сопряжения несамостоятельных реакций (с увеличением свободной энергии) и самопроизвольных (с уменьшением свободной энергии, заведомо компенсирующим ее увеличение в несамостоятельных реакциях) [4, 5]. Процессы с уменьшением свободной энергии приближают открытые системы к равновесию с окружающей средой, с увеличением — удаляют их от равновесия. Последние процессы определяют эволюцию химических систем Земли на пути к более высокому уровню организации вещества.

Пусть имеется геологическая система, которая обменивается веществом и энергией с окружающей средой. В системе протекает геохимический процесс, включающий в себя r химических реакций (или других физико-химических процессов) с уменьшением свободной энергии, которые обеспечивают энергетическое функционирование системы, и s сопряженных с ними реакций с увеличением свободной энергии, благодаря которым система развивается (растет, самообновляется, концентрирует компоненты и т. п., удаляясь от равновесия со средой). Под к. п. д. геохимического процесса будем понимать отношение свободной энергии, потребляемой при сопряженных реакциях, к выделяемой в основных.

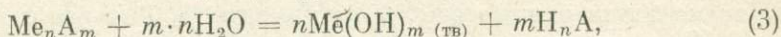
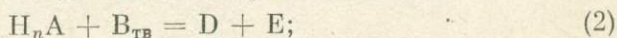
Если ΔF_i ($\Delta F_i < 0$, $i = 1, 2, \dots, r$) и ΔF_j ($\Delta F_j > 0$, $j = 1, 2, \dots, s$) — изменение свободной энергии в результате протекания в системе i - и j -химических реакций за определенное время, то к. п. д. геохимического процесса есть:

$$\eta = \frac{\sum_{j=1}^s \Delta F_j}{\sum_{i=1}^r |\Delta F_i|} \quad (1)$$

Величина η показывает, какая доля свободной энергии основных химических реакций «полезно» используется сопряженными реакциями для развития системы. Численные значения η для конкретных геохимических процессов могут быть найдены на основе решения задачи динамики этих процессов и аппарата химической термодинамики, если необходимые параметры процесса известны.

Рассмотрим конкретный геохимический процесс — минералообразование на подвижном щелочном барьере [2, 3]. Пусть кислый раствор, содержащий компонент Me (концентрации C_0), фильтруется через горные породы по направлению оси x с постоянной скоростью u . На подвижном фронте химического взаимодействия кислоты с породой возрастает щелочность раствора и происходит гидролиз Me с образованием основания или основной соли, выпадающих в осадок. Фронт кислотного выщелачивания породы играет роль подвижного щелочного барьера, на котором осаждаются Me .

Процесс для одного из случаев можно представить схемой:



где $H_n A$ — кислота, $Me_n A_m$ — растворенное вещество, B — выщелачиваемый минерал горной породы, D и E — продукты (растворимые) реакции выщелачивания, m и n — обычно целые числа ($n = 1, 2, 3$; $m = 2, 3$).

Если исходный раствор Me — ненасыщенный, то образующийся на щелочном барьере осадок вновь растворяется при поступлении исходного кислого раствора (реакция (3) протекает в обратном направлении). Благодаря непрерывно протекающим в потоке процессам отложения-растворения происходит концентрирование Me в жидком и твердом состоянии в области подвижного барьера [2, 3]. Суммарный результат данного процесса — отложение вещества из исходного ненасыщенного раствора и образование насыщенного раствора в зоне минерализации — удаляет систему от состояния равновесия с источником.

Процесс отложения вещества на подвижном щелочном барьере (и других) сопровождается увеличением свободной энергии ($\Delta F > 0$) [4]. Это возможно потому, что химическая реакция (3), протекающая в открытой системе с увеличением свободной энергии, сопряжена с реакцией (2), компенсирующей увеличение F .

Действительно, для частного случая, когда скорости реакций (2), (3) велики, зона минерализации ($w t \leq x \leq v t$) (v — скорость перемещения по x щелочного барьера; w — тыловой границы осадка [2, 3]) имеет резкие границы, а концентрация Me в ней равна C_n в растворе и q_{max} в породе (см. рисунок). Поскольку неравновесные концентрации $Me_n A_m$ и $H_n A$ равны C_0 и a_0 , а равновесные — C_n и a_0 , то изменение свободной энергии в результате образования 1 грамм-моля вещества $Me(OH)_m$ есть [5]

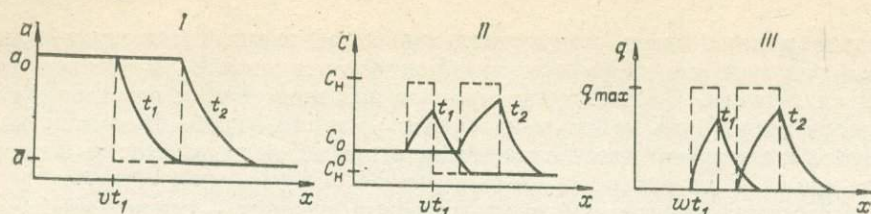
$$\Delta F'_0 = \frac{RT}{n} \left(\ln \frac{a_0^m}{C_0} - \ln \frac{a_0^m}{C_n} \right) = \frac{RT}{n} \ln \frac{C_n}{C_0}. \quad (4)$$

За время t образуется $q_{max} (v - w)t$ грамм-молей $Me(OH)_m$ (в расчете на 1 см^2 фильтрующегося потока), поэтому полная свободная энергия минералообразования за время t есть

$$\Delta F' = q_{max} (v - w) t \frac{RT}{n} \ln \frac{C_n}{C_0} \text{ (дж/см}^2\text{)}. \quad (5)$$

Величина $\Delta F'$ ($\Delta F' > 0$, так как $C_n > C_0$) характеризует ту энергию, которую надо затратить для отложения вещества из раствора (исходно ненасыщенного) на подвижном геохимическом барьере [4].

В области $w t \leq x < v t$ существует равновесие реакции (2) [2]. Поскольку в эту область поступает неравновесный раствор, в котором концентрации $H_n A$, D и E обозначим через a_{02} , $[D]$ и $[E]$, а концентрации



Распределение по x концентраций кислоты a (I), Me в жидком C (II) и твердом q (III) состоянии для двух моментов времени t_1 и t_2 ($t_2 > t_1$). Штриховой линией показан случай, когда реакции в системе $x > 0$ протекают мгновенно.

этих веществ в области $vt \leq x \leq ut - \bar{a}$ (см. рисунок), [D] и [E], то изменение свободной энергии в результате выщелачивания 1 г·моль вещества $B_{(ТВ)}$ есть [5]

$$\Delta F_0'' = RT \left(\ln \frac{[D][E]}{a_0} - \ln \frac{[D][E]}{a} \right) = RT \cdot \ln \frac{a}{a_0}. \quad (6)$$

За время t выщелачивается $q_0 vt$ грамм-молей $B_{(ТВ)}$ (в расчете на 1 см² потока) [2], поэтому полная свободная энергия реакции выщелачивания (2) за время t

$$\Delta F'' = q_0 vt RT \ln \frac{\bar{a}}{a_0}, \quad (7)$$

где q_0 — исходное содержание $B_{(ТВ)}$ в горной породе (в грамм-молях на 1 см³ породы). Так как $a_0 > \bar{a}$ (см. рисунок), то $\Delta F'' < 0$.

На основе (1), (4), (7) получим следующее выражение для к. п. д. минералообразования на подвижном щелочном барьере:

$$\eta = \frac{\Delta F'}{|\Delta F''|} = \frac{q_{\max}}{q_0 n} \cdot \left(1 - \frac{w}{v} \right) \cdot \frac{\ln \frac{C_H}{C_0}}{\ln \frac{a_0}{a}}. \quad (8)$$

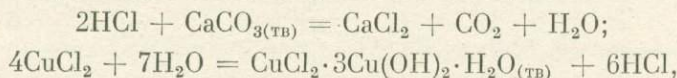
При подстановке в (8) теоретических значений q_{\max} , v и w [2] найдем

$$\eta = \frac{(C_0 - C_H^n)}{(a_0 - \bar{a})^n} \cdot \frac{\ln \frac{C_H}{C_0}}{\ln \frac{a_0}{a}} \approx \frac{C_0}{a_0^n} \cdot \frac{\ln \frac{C_H}{C_0}}{\ln \frac{a_0}{a}} \quad \text{при } C_0 \gg C_H, a_0 \gg \bar{a}. \quad (9)$$

Для частного случая $\frac{C_H}{C_0} = 1 + \frac{\Delta C}{C_0}$; $\frac{\Delta C}{C_0} \ll 1$; $\frac{a_0}{a} = 1 + \frac{\Delta a}{a}$; $\frac{\Delta a}{a} \ll 1$, когда исходный раствор близок по составу к равновесному на геохимическом барьере, выражение (9) принимает простой вид:

$$\eta = \frac{\bar{a}}{a_0^n} \cdot \frac{\Delta C}{\Delta a}. \quad (10)$$

Для изученного нами экспериментально (3) процесса образования основной хлористой соли меди $\text{CuCl}_2 \cdot 3\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (в природе — минерал атакамит), протекающего при взаимодействии фильтрующегося в колонке кислого раствора CuCl_2 с карбонатом кальция:



имеем $C_0 = 2,7 \cdot 10^{-3}$ г/см³, $\frac{C_H}{C_0} \approx 1,3$, $a_0 = 0,15$ г/см³, $\frac{a_0}{a} \approx 4 \cdot 10^6$, $n = 1/2$. Подставляя эти значения параметров в (9), найдем $\eta \approx 0,06$ (6%). К. п. д. минералообразования на подвижном щелочном барьере достаточно высок.

Величину η следует считать количественной характеристикой эволюции геохимических систем: чем больше η , тем более высокий уровень их эволюционного развития. Действительно, чем больше η , тем при меньших энергетических затратах $\left(\sum_{i=1}^r \Delta F_i\right)$ функционирует система (с заданным значением $\sum_{j=1}^s \Delta F_j$). При одинаковых энергетических затратах большим значениям η отвечают процессы с большим значением $\sum_{j=1}^s \Delta F_j$, что означает все большее усложнение системы, все большее удаление ее от равновесия с источником.

Таким образом, сущность эволюции открытых геохимических систем — увеличение со временем (t) к.п.д. геохимических процессов:

$$\frac{d\eta}{dt} > 0. \quad (11)$$

Применительно к природным процессам возрастание η означает все большее удаление соответствующих природных объектов (по составу и структуре) от усредненных по земной коре, все большую дифференциацию вещества коры. Именно таким образом, как свидетельствуют геологические данные [7], и протекает эволюция земной коры. В частности, применительно к рудообразованию эволюция происходит по пути образования руд со все более высокими кларками концентраций элементов [7]. Это согласуется с теоретической зависимостью (8).

Анализ зависимости к.п.д. процесса от концентрации $Me_n A_m$ в источнике (формула (9)) показывает, что с ростом C_0 величина η сначала растет (при $0 < C_0 < \frac{C_H}{e}$, $e = 2,718\dots$), а затем падает (при $\frac{C_H}{e} < C_0 < C_H$). Следовательно, при определенном изменении со временем концентрации $Me_n A_m$ в источнике система минералообразования эволюционирует $\left(\frac{d\eta}{dt} > 0\right)$. Особый интерес представляет ее эволюция при уменьшении концентрации $Me_n A_m$ в источнике, когда η возрастает $\left(\frac{d\eta}{dC_0} < 0\right)$.

Система реагирует на уменьшение подвода минералообразующего компонента ($dC_0 < 0$) совершенствованием, эволюцией процесса минералообразования ($d\eta > 0$). При этом фактически имеет место обратная связь системы с окружающей средой, не только препятствующая разрушению структуры системы, но и способствующая ее усложнению. Можно сказать, что при условии $\frac{d\eta}{dC_0} < 0$ протекает устойчивая эволюция системы, когда действует принцип ее «самосохранения» [4].

Формулу (8) переищем в виде:

$$\eta = \frac{Q' \Delta F'_0}{Q'' |\Delta F''_0|}, \quad (12)$$

где $Q' = q_{\max} (v - w)t$ — масса $Me(OH)_m$ в системе в момент времени t , $Q'' = q_0 vt$ — масса выщелоченного вещества В за время t . Дифференцируя (12) по C_0 , найдем, что условие устойчивой эволюции $\frac{d\eta}{dC_0} < 0$ выполняется, если:

$$\frac{1}{\Delta F'_0} \left| \frac{d\Delta F'_0}{dC_0} \right| > \frac{1}{Q'} \cdot \frac{dQ'}{dC_0}. \quad (13)$$

Величина $\frac{1}{Q'} \cdot \frac{dQ'}{dC_0}$ характеризует относительное изменение массы (объема) системы минералообразования при изменении концентрации минера-

лообразующего компонента, а величина $\frac{1}{\Delta F'_0} \cdot \frac{d\Delta F'_0}{dC_0}$ — относительное изменение свободной энергии минералообразования.

Следовательно, в процессе устойчивой эволюции ($\frac{d\eta}{dC_0} < 0$) происходит усложнение системы, удаление ее от равновесия с окружающей средой за счет уменьшения скорости ее роста (т. е. уменьшения величины $\frac{1}{Q'} \cdot \frac{dQ'}{dC_0}$). Наоборот, при эволюции на фоне роста концентрации минералообразующего компонента ($\frac{d\eta}{dC_0} > 0$) происходит преимущественно рост системы, тогда как процессы ее усложнения относительно менее выражены ($\frac{1}{\Delta F'_0} \left| \frac{d\Delta F'_0}{dC_0} \right| < \frac{1}{Q'} \cdot \frac{dQ'}{dC_0}$).

Указанная закономерность применительно к рудообразующим процессам находит отражение в том, что на фоне остывания Земли и соответственно уменьшения потоков массы и энергии более поздние рудные месторождения обычно характеризуются большей концентрацией элементов в них и меньшими запасами, чем более ранние [7].

Что касается зависимости к.п.д. от концентрации (a_0) кислоты в источнике, то она имеет более сложный характер (по сравнению с зависимостью η от C_0). Исследование показывает наличие в общем случае двух максимумов функции $\eta(a_0)$. Здесь также существует область устойчивой эволюции ($\frac{d\eta}{da_0} < 0, \frac{da_0}{dt} < 0$), протекающей при уменьшении концентрации кислоты в источнике (в отличие от случая $\frac{d\eta}{da_0} > 0, \frac{da_0}{dt} > 0$).

При одновременном уменьшении концентрации Me_nA_m и H_nA в источнике ($\frac{dC_0}{dt} < 0, \frac{da_0}{dt} < 0$) устойчивая эволюция реализуется лишь при одновременном выполнении условий $\frac{d\eta}{dC_0} < 0, \frac{d\eta}{da_0} < 0$. Этот случай в природе реализуется, по-видимому, достаточно часто, о чем свидетельствуют уже упомянутые данные об эволюции рудообразующих систем.

Величина η , видимо, возрастала и при предбиологической эволюции. Открытые химические системы, построенные на основе белков и нуклеиновых кислот, могли иметь среди прочих систем Земли наибольший к.п.д. функционирования, что явилось необходимой предпосылкой для их эволюции на пути к биологическим системам.

Что касается биологической эволюции, то она происходит в соответствии с дарвиновской теорией естественного отбора, когда выживают наиболее приспособленные к среде обитания организмы. Важной количественной характеристикой приспособляемости следует считать к.п.д. протекающих в организмах сопряженных биохимических процессов. Чем больше к.п.д., тем «экономнее» расходует организм питательные вещества, являясь при прочих равных условиях лучше приспособленным к среде обитания. Поэтому биологическая эволюция происходит по пути увеличения к.п.д. сопряженных биохимических реакций.

Действительно, автотрофные бактерии, обладающие среди других биологических систем минимальным к.п.д. реакцией хемосинтеза (меньше 26% [6]), находятся на низшей ступени эволюции, а растения — на высокой (к.п.д. фотосинтеза около 30%). Животные обладают еще более высоким к.п.д. биохимических процессов (к.п.д. биологического окисления — 50—60%)*.

* Данные числа носят ориентировочный характер, так как они рассчитывались [6] на основе стандартных значений свободной энергии соответствующих биохимических реакций.

В связи с предбиологической и биологической эволюцией следует отметить, что путь устойчивой эволюции на фоне одновременного уменьшения концентраций компонентов, формирующих открытые системы и обеспечивающих энергетически их функционирование (в случае системы митералообразования — это $Me_n A_m$ и $H_n A$ соответственно), оказался не основным для предбиологической и биологической эволюции. Это, по-видимому, связано с недостаточной «надежностью» такого пути, поскольку необходимо одновременное выполнение условий отрицательного знака производных от η по концентрациям этих компонентов. Выполнение этих условий при произвольном уменьшении концентраций компонентов в источнике неизбежно нарушалось, что прерывало линию устойчивой эволюции систем.

В противоположность этому предбиологические и биологические системы избрали основной путь устойчивой эволюции с использованием реакции фотосинтеза, связанный лишь с варьированием концентрации формирующего систему компонента (CO_2), тогда как энергетический источник функционирования систем — световая энергия Солнца — не менялся во времени. Это обеспечивало большую «надежность» избранного пути эволюции.

В заключение коснемся вопроса о скорости эволюции геохимических систем. С течением времени их эволюция может ускоряться ($\frac{d^2\eta}{dt^2} > 0$), замедляться ($\frac{d^2\eta}{dt^2} < 0$) или быть стационарной ($\frac{d^2\eta}{dt^2} = 0$) в основном в зависимости от изменения концентрации формирующего систему компонента в источнике. Поскольку $\eta = \eta(C_0)$, а $C_0 = C_0(t)$, то, дифференцируя η по C_0 дважды, после несложных преобразований получим

$$\frac{d^2\eta}{dt^2} = \frac{1}{C_0'^2} \left[\frac{d^2\eta}{dC_0^2} - \frac{C_0''}{C_0'} \frac{d\eta}{dt} \right]. \quad (14)$$

Из (14) видно, что эволюция ускоряется, если $\frac{d^2\eta}{dC_0^2} > \frac{C_0''}{C_0'} \frac{d\eta}{dt}$, причем в частном случае $\frac{d^2\eta}{dC_0^2} = C_0'' = 0$ необходимо $\frac{d^2\eta}{dC_0^2} > 0$. Таким образом, скорость эволюции системы (в том числе ее ускорение или замедление) определяется как внутренними свойствами системы — величиной $\eta(C_0)$, так и внешними условиями — величиной $C_0(t)$.

Линия устойчивой эволюции обусловила геологическую, предбиологическую и биологическую эволюцию химических систем Земли на их пути к функционирующим в настоящее время системам. Она неизменно выдерживалась на протяжении геологического времени благодаря постоянному уменьшению со временем подвода формирующих открытые системы компонентов, происходившему на общем фоне остывания Земли.

На этот закономерный эволюционный процесс накладывались локальные изменения, связанные с увеличением концентрации формирующих открытые системы компонентов источника в периоды тектоно-магматической активизации, когда прогрессивная эволюция переставала быть устойчивой и наблюдался рост некоторых систем без совершенствования их функций, что могло приводить в дальнейшем (при уменьшении концентрации компонентов) к вырождению систем.

Основные закономерности прогрессивной эволюции химических систем Земли с сопряженными химическими реакциями могут быть сформулированы следующим образом:

- 1) коэффициент полезного действия эволюционирующих систем возрастает со временем;
- 2) в процессе устойчивой эволюции коэффициент полезного действия

химических процессов увеличивается при уменьшении концентрации компонента источника, формирующего систему;

3) скорость эволюции открытых систем функционально зависит от внутренних свойств системы и внешних условий ее существования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубев В. С. III Симпозиум по кинетике и динамике геохимических процессов. — Геохимия, 1980, № 7, с. 1116—1118.
2. Голубев В. С. Динамика геохимических процессов. М.: Недра, 1981. 208 с.
3. Голубев В. С., Гарибянц А. А. Динамика минералообразования. — В кн.: Динамические модели физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 4—9.
4. Голубев В. С., Теняков В. А. Общие закономерности геохимических и биологических процессов, обусловившие возникновение жизни на Земле. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 5, с. 1221—1223.
5. Карапетьянц М. Х. Химическая термодинамика. М.: Химия, 1975. 582 с.
6. Пасынский А. Г. Биофизическая химия. М.: Высшая школа, 1968. 432 с.
7. Рундквист Д. В. О пространственно-временных закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 266—299.
8. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. М.: Недра, 1975, с. 3—15.

И. А. КАЛУГИН

ОСАДОЧНАЯ И ДИАГЕНЕТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЖЕЛЕЗА В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ РУДАХ АЛТАЯ

Месторождения гематитовых слоистых руд в Горном Алтае представляют богатый геологический материал для изучения вулканогенно-осадочного рудообразования [3, 4]. Приведенные в настоящей работе петрохимические данные дополняют известную генетическую модель формирования осадочных руд вблизи действующих вулканов, позволяя уточнить геохимическую обстановку рудоотложения.

Железные руды месторождений Водопадное, Калгутинское и Эльбесин слагают в толще девонских вулканогенно-осадочных пород стратифицированный горизонт мощностью до 80 м, прослеживающийся с перерывами на расстояние около 15 км. Типовой геологический разрез (рис. 1) месторождения Водопадного характеризует приуроченность железорудного горизонта к смене вулканических наземных образований осадочными прибрежно-морскими, включающими туффиты и известняки. Стратиграфически снизу вверх здесь наблюдаются:

Силурийская терригенная толща.

1. Песчаники серые и красные, алевролиты и глинистые сланцы красные, существенно кварцевые; конгломераты, гравелиты красно-белые кварцевые, реже с галькой и гравием песчаников, алевролитов и яшмы; прослой железистых карбонатных пород с фауной брахиопод нижнего силура.

Девонская рудоносная вулканогенно-осадочная толща. П о д р у д н а я п а ч к а .

2. Туфы риолитовых порфиров псаммитовые и гравийные, часто спекшиеся, пятнисто-красные и зелено-серые, витрокристаллокластические кварц-полевошпатовые с обломками эффузивов, биотита, ильменита, циркона, апатита; новообразования иллита, гематита, лейкоксена, карбонатов, апатита, халцедона.

Рудный горизонт.

3. Туффиты алевритовые и аргиллитовые, серо-зеленые, черные, красные; обломки кварца, циркона, реликты полевых шпатов, биотита; новообразования иллита, хлорита, карбонатов, халцедона, апатита, турмалина, лейкоксена, гематита, альбита.

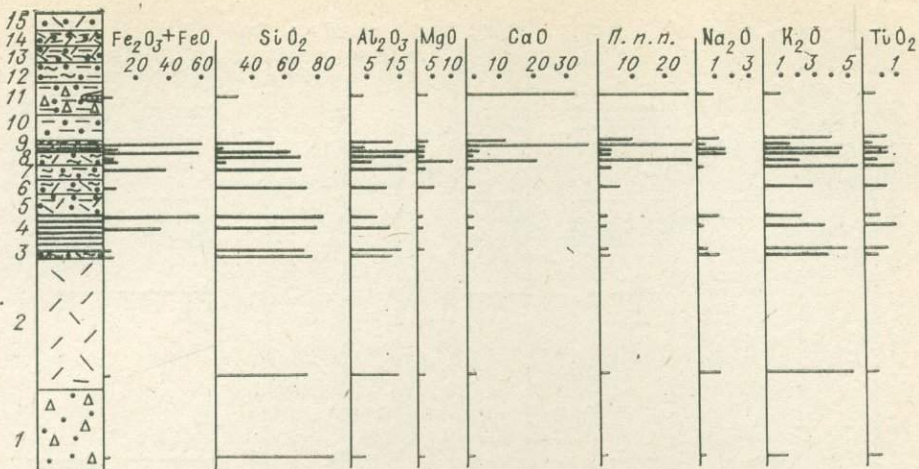


Рис. 1. Литолого-петрохимический разрез рудоносных отложений на участке Хребтовом месторождения Водопадного. Мощность колонки 140 м, описание слоев см. в тексте. Содержания (вес. %): для $Fe_2O_3 + FeO$ в породе (руде), для других компонентов — в пересчитанном к 100% безжелезистом остатке того же анализа.

4. Руды гематитовые слоистые и брекчиевые с обломками вулканического девитрифицированного стекла, кварца, циркона, ильменита, биотита; новообразования халцедона, кварца, хлорита, иллита, серицита, турмалина, апатита, лейкоксена, карбонатов и пр. В основании горизонта — туффит алевритовый кварц-полевошпатовый с пеплом и конкрециями гематита.

5. Туффит алевропелитовый красно-зеленый полевошпат-кварцевый гематит-хлорит-иллитовый с конкрециями железистых карбонатов.

6. Туффит-аргиллит серо-зеленый кварцевый карбонат-хлорит-иллитовый.

7. Туффит алевритовый серо-красный полевошпат-кварцевый кремнисто-гематитовый с линзами туффита пелитового и псаммитового.

8. Туффит-аргиллит зеленый полевошпат-кварцевый хлорит-иллит-кальцитовый.

9. Известняк серый с кораллами, водорослями, брахиоподами; линзы и прослои туффитов псаммитовых и гематитовых алевролитов.

На др уд н а я п а ч к а.

10. Туффит алевритовый красный и красно-черный.

11. Туффиты псаммитовые и гравелитовые, вверху — алевритовые, серые и красно-серые биотит-кварц-полевошпатовые кальцит-хлорит-иллитовые; линзы известняка.

12. Туффит алевритовый серый известковый.

13. Туффит пелитовый зеленовато-красно-серый, биотит-кварц-полевошпатовый кальцит-хлорит-иллитовый.

14. Туффит алевритовый красно-зелено-серый.

15. Туффит песчанистый темно-серый.

Химический анализ типичных разновидностей пород и руд (см. рис. 1) подтверждает наличие в разрезе алюмосиликатных, железистых и карбонатных пород. Причем близкий состав алюмосиликатной кварц-полевошпат-глинистой составляющей в подрудной, рудной и надрудной частях разреза указывает на вулканогенно-обломочный тип нерудной примеси. Несмотря на общее высокое содержание кремнезема, собственно кремнистые прослои отсутствуют, это еще раз свидетельствует о слабой, преимущественно механической дифференциации вещества при рудоотложении [3].

Типовой геологический разрез рудного горизонта месторождения Эльбесин приведен на рис. 2, ряд колонок имеется в описании А. Г. Гузмана [2]. На этом участке гематитовая руда отлагалась в относительно

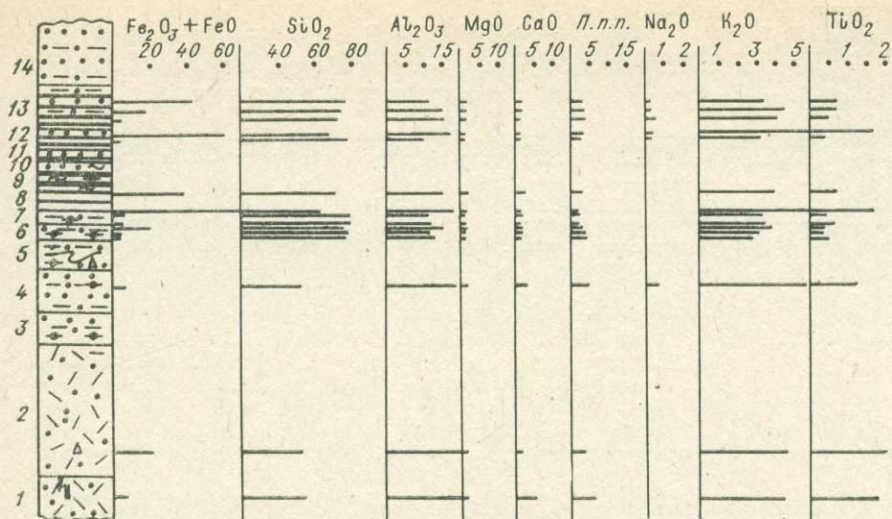


Рис. 2. Литолого-петрохимический разрез рудоносных отложений на южном участке месторождения Эльбесин. Мощность колонки 35 м, описание слоев см. в тексте. Содержание компонентов (вес. %) по той же схеме, что на рис. 1.

глубоководных частях бассейна, в бескарбонатной фации. Разрез в целом отличается мощной и разнородной туфовой толщей. В ней, в частности, отмечены рудные порфириты, а также туфоконгломераты и другие грубообломочные породы, указывающие на расчлененность рельефа вулканической постройки. Стратиграфически снизу вверх здесь наблюдаются:

1. Туфы риолитовых и дацитовых порфиров кварц-полевошпатовые, среднезернистые серые неяснослоистые с жилками кварца с турмалином и слабой послонной гематитизацией.

2. Туфы псаммитовые малиново-красные массивные до неяснослоистых, местами окремненные, жилы кварца и турмалина.

3. Туффиты псаммитовые с прослоями алевритовых, четко параллельно слоистые зелено-серые, с желваками и пятнами гематита.

4. Туффиты псаммитовые красно-серые мелкозернистые с желваками гематита и линзами зелено-серого алевролита.

5. Туффиты алевритовые бело-зеленые с прослоями ржаво-серого песчаника, слоистые, пятна и конкреции гематита, оползни, сверху — слой с турмалином.

6. Туффит алевритовый красно-серый с прослоями бело-зеленого и реже красного. В основании много желваков гематита, слоистый.

7. Туффит алевритовый красный с прослоями красно-серого и реже бело-зеленого. В основании конкреции гематита, выше — неровные слои гематита.

8. Гематитовая руда крупнослоистая с прослоями красно-серого туффита псаммитового и алевритового, слои местами конкреционные.

9. Гематитовая руда богатая, крупнослоистая пузырчатая с внутрислоевыми деформациями.

10. Гематитовая руда богатая, тонкослоистая, выше до крупнослоистой, сильно плейчатая, в зонах нарушений концентрации гематита, вверху — со сферолитами халцедона.

11. Гематитовая руда крупнослоистая оползневая без пузырей с красно-серыми прослоями туффита псаммитового.

12. Гематитовая руда крупнослоистая с прослоями красных до зелено-серых алевритовых туффитов.

13. Гематитовая руда бедная и средняя, грубослоистая, выше тонкослоистая с прослоями зеленого песчаника и красного алевролита.

14. Туффиты псаммитовые и алевритовые зеленые, реже лиловые и еще реже красные с прослоями гематита.

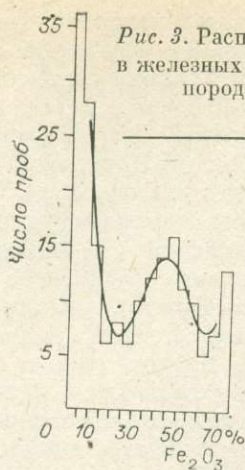
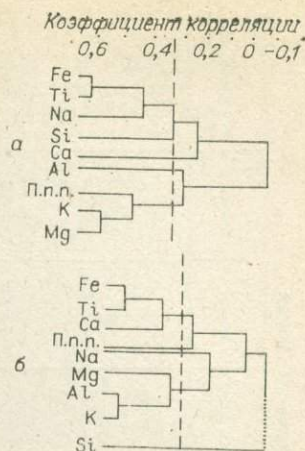


Рис. 3. Распределение содержания Fe_2O_3 общ в железных рудах и чередующихся с ними породах. Число анализов 197.

Рис. 4. Дендрографы, характеризующие группировку компонентов в выборках: а) химического состава безжелезистой части кремнистых гематитовых руд, число анализов $n = 31$ (см. таблицу), б) то же — глинистых руд, $n = 53$. По горизонтали — средний коэффициент корреляции в группе, по вертикали — расстояние (аресос r) между двумя группами одного кластера.



Химический состав характерных типов пород и руд (см. рис. 2) показал, что подрудная пачка здесь более основная, чем на Водопадном месторождении. В туфах Эльбесина содержится менее 60% SiO_2 , 1,5—2% TiO_2 , а Al_2O_3 , как правило, более 20%, что обусловлено аргиллизацией. Состав рудного горизонта примерно тот же, что и на Водопадном, поэтому руда и осадочная часть разреза на Эльбесине обогащены кремнеземом и беднее глиноземом, чем подрудные туфы.

Третий тип рудоносного разреза на Калгутинском месторождении отвечает мелководным условиям рудоотложения, так как в рудах широко развиты текстуры усыхания, ряби, отпечатки флоры, воздушные пузыри и др. Рудный горизонт с размывом залегает на туфах и туфолавах риолитовых порфиров и перекрывается подводными эффузивами кератофиров с шаровой отдельностью. В петрохимическом отношении подрудные породы существенно калиевые (6% K_2O , 1% Na_2O), а надрудные — натровые (1—2 и 5—6%) [5]. Слоистые гематитовые руды и чередующиеся с ними алевропелитовые туффиты мало чем отличаются по составу от руд других участков.

Рудный горизонт на перечисленных месторождениях сложен существенно гематитовыми слоистыми рудами, в которых чередуются слои гематита с туффитами пелитовой, алевритовой, реже псаммитовой размерности. Последние, как отмечалось ранее [3], близки по составу к подрудным туфам и к обломочной силикатной части собственно гематитовых слоев. Рассматривая большую выборку (около 200) анализов руд и междурудных пород, легко видеть две основные группы с различным содержанием железа. В рудах содержится около 45% Fe_2O_3 общ, а в безрудных песчаниках и алевролитах — около 8% (рис. 3).

Гематитовые руды по типу силикатной примеси подразделяются на кремнистую и глинистую разновидности (см. таблицу), которые распространены в соотношении примерно 1 : 2. Кремнезема статистически больше в кремнистых рудах, а глинозема и потеря при прокаливании — в глинистых. Похожие в известной мере различия имеются у современных кремнистых и глинистых глубоководных илов.

Главные химические компоненты руд содержатся в следующих минералах: Fe_2O_3 — в гематите, FeO — в хлорите, анкерите, турмалине, SiO_2 — в кварце, халцедоне, силикатах, Al_2O_3 — в иллите, хлорите, полевых шпатах, MgO — в хлорите, турмалине, CaO — в кальците, Na_2O — в альбите, K_2O — в калишпате, иллите, TiO_2 — в лейкоксене, п.п.п. ($H_2O + CO_2$) — в карбонатах и гидрослюдах. При корреляционном анализе выборки отмечена соответствующая минеральная ассоциация группировка компонентов (рис. 4). Четко обособляются группы: хомогенного железистого вещества ($Fe + Ti \pm Ca, Na$), хомогенного и обломочного кремнистого (Si) и существенно обломочного глинистого ($Al + K + Mg$).

Химический состав гематитовых руд вулканогенно-осадочных месторождений Юго-Восточного Алтая

Руды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. л. п.	Fe ₂ O ₃ +FeO	FeO	Na ₂ O+K ₂ O
С глинистой примесью, n = 53	X	0,81	14,60	1,41	0,51	0,46	3,97	2,96	48,24	2,47	4,55
	S	0,45	4,95	0,58	0,37	0,36	1,14	0,98	13,45	1,78	1,14
	cV	4	56	43	52	73	29	33	28	82	25
	c	-1,02	1,77	0,87	0,40	1,17	1,33	-0,01	0,77	0,25	0,39
Кремнистые, n = 31	X	0,75	0,68	0,76	0,78	0,75	0,78	0,78	0,80	0,76	0,80
	S	83,89	0,82	8,73	0,59	0,51	4,25	2,22	51,82	1,52	3,49
	cV	3,25	0,52	3,20	0,45	0,32	1,28	1,39	13,61	1,25	0,58
	c	4	63	37	76	63	102	63	26	82	17
Гематитовые слопстые, n = 84	X	0,79	1,09	0,93	0,29	0,73	-0,13	-0,08	-0,18	1,95	0,36
	S	0,82	0,79	0,81	0,87	0,77	0,89	0,82	0,80	0,71	0,72
	cV	78,43	0,82	12,44	0,92	0,51	0,75	3,32	49,56	1,93	4,46
	c	5,19	0,47	3,77	0,59	0,35	0,90	1,49	13,54	1,63	1,10
		57	30	64	69	120	45	48	27	84	26
		0,30	1,49	-0,84	0,48	1,85	-0,36	0,52	0,07	1,55	0,78
		0,80	0,73	0,75	0,80	0,72	0,76	0,78	0,81	0,76	0,78

Примечание. X — среднее арифметическое, S — стандартное отклонение, cV — коэффициент вариации (%), A — асимметрия, c — показатель эксцесса. Состав дан в вес. % в безжелезистой части руд, пересчитанной к 100%.

Примесные карбонаты и сульфиды не выделяются на фоне более сильных связей.

Высокое в среднем содержание SiO₂ сближает руды Калгуты, как и других метаморфизованных месторождений Алтая (Коргонского, Кедровского, Коксинского), с типичными железистыми кварцитами, причем только с их глиноземистыми разновидностями, заключающими терригенную примесь. Для подобных руд характерна небольшая величина отношения MgO/Al₂O₃ — меньше единицы. Таковы, например, некоторые железистые кварциты типа Алгома в Канаде [7], руды силикатной фации в Кривом Роге [6]. Вместе с тем повышенное количество глинозема и пониженное — магнезии позволяет близко сопоставить руды Калгуты с оолитовыми рудами мезозоя (Лисаковское) и докембрия (Ишимбинское) [4].

Руды с кремнистой и глинистой примесью присутствуют совместно в большинстве разрезов рудного горизонта. Наиболее характерны разрезы с кремнистыми рудами на участках Эльбесин и Сейсмический (Водопадное), а с глинистыми — на Канавном (Калгутинское) и Хребтовом (Водопадное). На площади Водопадного месторождения (4×2 км) нами выполнен анализ латеральной изменчивости содержания окислов по 18 пунктам опробования методом построения трендов. Обнаружились довольно слабые колебания состава руд в отношении компонентов: SiO₂, TiO₂, CaO, MgO, K₂O и п. л. п. И только пространственные

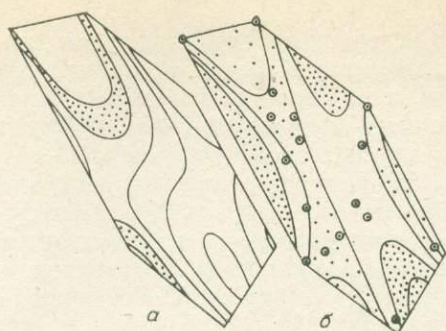


Рис. 5. Пространственные закономерности (тренд третьего порядка) изменения состава гематитовых руд на площади 4×2 км месторождения Водопадного (а — величины K_2O/Na_2O , крапом обозначены поля натровых руд с отношением $0 < K_2O/Na_2O < 4$; б — густым крапом обозначены поля кремнистых руд с отношением $SiO_2/Al_2O_3 > 8$; а редким — глинистых при отношении < 6). Горизонталы проведены через 2 единицы. Геологическая основа по А. С. Калугину [4].

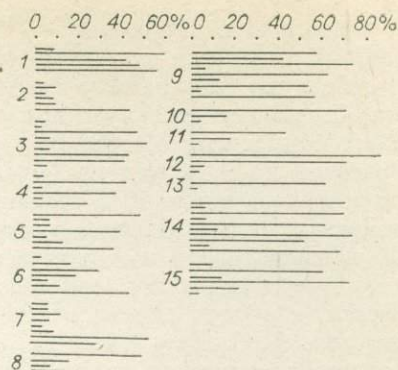


Рис. 6. Послойное содержание окиси Fe в образцах гематитовых руд (руды алеврито-псаммитовой литофаши: 1—4 — уч. Канавный, 5—8 — Хребтовый; руды пелито-алевритовой фаши: 9 — Сейсмический, 10—15 — Эльбесин).

изменения величин SiO_2/Al_2O_3 и K_2O/Na_2O дали возможность выделить районы распространения кремнистых руд (участки Яшмовый, Музейный, Фирновый) и глинистых (Дресвяный, Хребтовый и др.) с калиевой и натровой специализацией (рис. 5).

Упомянутые особенности химизма руд тесно связаны с условиями рудоотложения. В подстилающей туфовой пачке, характеризующей область сноса вещества, выделяются также два типа массовых вторичных изменений — окремнение и аргиллизация. Кремнистые жилы и метасоматические зоны свойственны наземным туфовым полям кислых вулканитов. Аргиллизация носит менее контрастный «площадной» характер и преобладает над окремнением в подводных туфах и туффитах, особенно с пониженной кремнекислотностью. Из этого следует, что кремнистые руды накапливались скорее в участках бассейна, приближенных к наземным туфовым полям, т. е. суша располагалась к югу и юго-западу от месторождения Водопадного в современной структуре, а также на севере — в районе участка Ближнего. И наоборот, в удаленных от центров гидротермальной активности зонах бассейна силикатная примесь поставлялась в руды главным образом за счет подводного выветривания (аргиллизации) подстилающих и синхронных туфовых масс.

Основным минералом железных руд является дисперсный и тонкошуйчатый гематит, которым сложены рудные прослои в ритмично-слоистых агрегатах. Выделяются два типа ритмов, снизу вверх: песчаник — алевролит — руда, алевролит (алевропелит) — руда. Рудные слои имеют мощность от первых миллиметров до сантиметров, стально-серого цвета. Ритмика рудоотложения (по А. С. Калугину [3]) определяется опережающим отложением из взмученной смеси обломочных частиц, а наиболее тонкодисперсное до коллоидного рудное вещество завершает ритмы. Химический анализ типичных разновидностей рудных и нерудных прослоев позволил выделить несколько уровней концентрации железа: 1) 7—15% Fe_2O_3 общ. в песчаниках и алевролитах, 2) 20—30% в гематитовых массивных алевролитах, 3) ~48% в гематитовых рудах массивных и микрослоистых, 4) ~70% в центральных зонах гематитовых слоев, 5) 80% в гематитовых конкрециях. Из них наиболее распространены первый и третий уровни, отражающие первично-осадочную дифференциацию железа. Судя по присутствию гематитовых алевролитов с рассеянным дисперсным гематитом в количестве 20—30 вес.%, эта дифференциация эффек-

тивна только начиная с 30—40%-ного содержания Fe_2O_3 в рудном слое. При более низких концентрациях железо рассеивается в осадке, чему способствуют постоянные взмучивания, и не образует прослоев. Например, близкие по составу глинисто-кремнисто-железистые пачки в офиолитовых комплексах обычно не содержат рудных слоев, так как общее содержание Fe_2O_3 в них не более 20%. По-видимому, при концентрации окиси железа около 40% осадок приобретает индивидуальные физические свойства и быстро твердеет в отличие от переслаивающихся глин и песков. На примере осадочных рудных брекчий Калугутинских месторождений легко убедиться в том, что обломки в них всегда представлены рудными слоями, а цемент преимущественно глинистый. Подобные факты подчеркивались А. С. Калугиным [3] как примеры быстрого затвердевания рудных прослоев в сравнении с безрудными. Можно добавить, что в перекрывающих руду песчаниках и гравелитах с размерами зерен 1—4 мм присутствуют исключительно куски сплошного гематита, как наиболее устойчивые при истирании, и, наоборот, отсутствуют гематитовые алевриты и бедные руды из смежных подстилающих прослоев.

После отложения слоистый рудный осадок неравномерно уплотняется, теряя воду. Мощность глинистых слоев уменьшается вдвое, а у рудных слоев почти сохраняется, если судить по наличию неискаженных пепловых частиц, отпечатков флоры, газовых пузырей и др. Одновременно в нерудных слоях развивается редукция гематитовой примеси с переходом части железа в легкорастворимую двухвалентную форму. Редукция силикатных прослоев выражается в осветлении и появлении зелено-серых окрасок вместо красно-фиолетовых. Здесь образуются хлорит, анкерит, пирит, а гематит из дисперсного перекристаллизуется до мелкочешуйчатого либо выносится из участков карбонатизации и хлоритизации. Особенно хорошо видно перераспределение железа при образовании гематитовых конкреций с «законсервированной» слоистостью [3]. Характерным признаком миграции железа служит также образование осевых зон сплошного гематита в рудных прослоях за счет оттока вещества от границ слоев к центру. Ширина краевых «красных каемок» составляет около половины мощности первичного недифференцированного слоя. Содержание Fe_2O_3 в конкрециях возрастает до предельного — 80—90%, а в осевых зонах слоев — до 70%. Таким образом, появление упоминавшихся выше максимальных уровней концентрации железа обусловлено диагенетическим перераспределением вещества.

На рис. 6 приведены послойные анализы образцов гематитовых руд, из которых видна степень дифференциации слоев по железу. Руды псаммито-алевритовой литофашии (по А. С. Калугину) участков Канавного и Хребтового характеризуются средней разностью содержаний Fe_2O_3 общ в слоях — 34% (34 нерудных и 19 рудных слоев из 9 образцов). В них практически нет конкреций. Руды пелито-алевритовой фашии, наоборот, часто содержат конкреции и красные каймы, они лучше дифференцированы за счет диагенетического перераспределения железа. В них средняя разность достигает 56% (15 нерудных и 14 рудных слоев в 7 образцах).

На постдиагенетическом этапе гематитовые руды подверглись слабым эпигенетическим изменениям. Образовались трещины и локальные зоны тектонических брекчий, но миграции железа не происходило. Трещины выполнены зернистым кварцем с железной слюдкой, хлоритом и др. Единичные определения температур гомогенизации включений в кварце показали верхний предел около 240°C.

Гематитовые слоистые руды Юго-Восточного Алтая образовались при совместном осаждении в мелководном морском бассейне железистого и алюмосиликатного вещества. Источником рудной и нерудной составляющих осадка были девонские вулканические породы и эггалации. Железные руды близки по составу к силикатным фашиям железистых кварцитов и оолитовым рудам. Слабые латеральные изменения состава руд обусловлены соотношениями кремнистой и глинистой примесей. Минимальное

содержание окиси железа в рудных прослоях составляет 30—40%. При диагенезе увеличивается контрастность послойного содержания железа за счет перераспределения его из нерудных слоев в рудные.

ЛИТЕРАТУРА

1. Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1970. 217 с.
2. Гузман А. Г. Вулканыты и синхронные им железные руды месторождения Эльбесин (Горный Алтай).— В кн.: Рудоносность вулканоплутонических комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 42—52.
3. Калугин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л.: Недра, 1970. 176 с.
4. Калугин А. С. Геология и генезис руд типа железистых кварцитов в девонских отложениях Алтая.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972, с. 175—187.
5. Кассандров Э. Г. О связи вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая с эффузивными толщами риолито-кератофирового ряда.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Зап. Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1966, с. 178—187.
6. Стрыгин А. И. Метаморфизм железистых пород Украинского щита.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наукова думка, 1969, с. 155—168.
7. Gross G. A., McLeod C. R. A preliminary assesment of the chemical composition of iron formations in Canada.— Can. Mineral., 1980, v. 18, N 2, p. 223—229.
8. Trendall A. F., Blockley J. G. The iron formations of the precambrian Hamersley Group, Western Australia.— Geol. Surv. of W. Austral. bull., 1970, v. 119, 366 p.

М. С. ПЕТЧЕНКО, В. П. ЕФРЕМОВ

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕМИР-ТАУ (ГОРНАЯ ШОРИЯ)

Железорудное месторождение Темир-Тау является типичным представителем контактно-метасоматического типа месторождений. Расположено оно внутри интрузивного массива, где сохранились небольших размеров останцы карбонатных пород, которые распространяются в интрузивном массиве цепочкой в основном в широтном направлении. К этим останцам доломитов и известняков приурочены многие крупные и мелкие железорудные месторождения района.

В структурном отношении месторождение Темир-Тау расположено в южном крыле Темирской антиклинали, в области ее флексурного поворота, несколько севернее Ташелгино-Темирского субширотного разлома.

Месторождение Темир-Тау изучалось неоднократно. В процессе его эксплуатации (1932—1981 гг.) появлялись дополнительные данные. Первые детальные исследования были проведены Г. Л. Поспеловым [4] и С. С. Лапиным [1]. По их мнению, в образовании месторождения крупную роль сыграли известняки и доломиты, которые сохранились среди интрузива в виде зоны сложно распределенных останцов, глубоко распространяющихся внутрь интрузива, не меняя своего первоначального структурного положения относительно первичной толщи.

При вскрытии центральной части месторождения были проведены работы [3] по изучению вещественного состава скарново-рудной зоны.

На месторождении Темир-Тау в интрузивном теле выделяются две главные разновидности пород: а) светлоокрашенные розовато-серые плотные от мелкозернистых до крупнозернистых амаделлиты, состоящие из плагиоклаза типа олигоклаза (35—40%), калиевого полевого шпата (30—35%), кварца (20—25%) и небольшого количества темноцветных (не более 10%), представленных главным образом роговой обманкой, реже био-

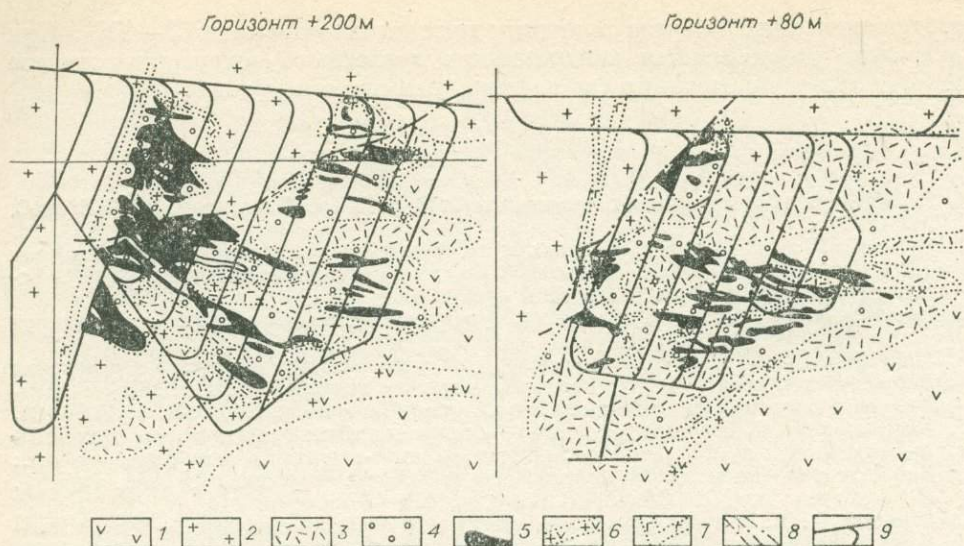


Рис. 1. Геологический план месторождения Темпр-Тау (гор. +200 м, +80 м).
 1 — диорит; 2 — адамеллит; 3 — роговик; 4 — скарны; 5 — магнетитовая руда; 6 — дайка адамеллит-порфира; 7 — дайка диабаз; 8 — тектонические нарушения; 9 — горные выработки.

титом; б) темноокрашенные серые плотные неравномернозернистые и мелкозернистые диориты, состоящие в основном из плагиоклаза типа андезита, темноцветных минералов (до 40%), представленных роговой обманкой и биотитом.

В лежачем боку месторождения, а также к северу и западу от него распространены адамеллиты, висячем боку месторождения и к востоку от него залегают диориты. В рудных полях других месторождений района известны породы, являющиеся переходными разновидностями между описанными двумя главными разновидностями, — гранодиориты, кварцевые диориты. Они менее распространены, связаны друг с другом постепенными переходами и не имеют резких границ. Породы, непосредственно вмещающие рудные тела, — мраморизованные известняки, доломиты, слабоскарнированные роговики, магнезиальные и известковые скарны.

Визуальное картирование горных выработок на месторождении с петрографическим изучением пород позволило установить некоторую зональность в строении рудной зоны. Как отмечалось выше, скарново-рудная зона находится внутри интрузивного массива, который в северной и северо-западной частях месторождения представлен адамеллитами, а в южной и восточной — диоритами. От интрузива к рудным телам идет зона роговиков, а затем магнезиально-известковых скарнов. Рудные тела месторождения располагаются непосредственно внутри скарновой зоны. Исключение составляет лишь западная часть Восточного рудного тела (рис. 1), где магнетитовая руда контактирует непосредственно с интрузивом. Однако это, как показали исследования, является результатом послерудной дизъюнктивной тектоники.

Взаимоотношения карбонатных пород и рудных тел в вертикальном разрезе на месторождении различны. На верхних горизонтах месторождения карбонатные породы отсутствовали. С глубиной они появляются в виде небольших пятен среди рудных тел и скарнов. На нижних горизонтах некоторые рудные тела (Угловое и Дальнее) полностью выклиниваются среди сплошных карбонатных пород.

Наиболее широко распространены на месторождении роговики. Это породы, утратившие особенности первичного состава и структуры. При вскрытии центральной части месторождения (гор. +260 м) были обнаружены реликты первичных пород. Они имели форму почти изометричных пятен размером до 1 м и постепенно переходили в роговики. Реликты пред-

ставлены порфиритами и пироксеновыми диоритами [3]. Последние встречаются довольно редко.

Роговики прослежены на всех горизонтах месторождения и представлены пестрой группой пород, одинаковых по структуре и текстуре, но отличающихся по минералогическому составу. Выделяются три основных типа роговиков: кварц-биотит-плаггиоклазовые, амфибол-плаггиоклазовые и пироксен-плаггиоклазовые. Наиболее широко распространены в скарново-рудной зоне пироксен-плаггиоклазовые роговики. Остальные разновидности встречаются в незначительном количестве.

Роговики представляют собой плотные породы с раковистым изломом и с различной окраской — от темной зеленовато-серой до светло-серой. Часто у контактов интрузива наблюдаются зоны осветления, в которых роговики имеют лейкократовый облик. Это связано с уменьшением количества темноцветных в процессе метасоматической полевошпатизации роговиков, которая проявляется пятнами, жилевидными полосами или сплошными зонами. Нередко макроскопически видна примесь граната в виде буроватых пятен с характерным блеском, гранат распределяется в некоторых случаях неравномерно, полосами и пятнами.

Под микроскопом кварц-биотит-плаггиоклазовый роговик представляет собой мозаику плаггиоклаза и биотита с небольшим количеством мусковита и магнетита. Структура микрогранобластовая. Благодаря ориентированному расположению чешуек биотита создается микропараллельная текстура. Плаггиоклаз и кварц образуют более или менее изометричные зерна. Плаггиоклаз в той или иной степени серицитизирован. Содержание кварца колеблется от 15 до 43%. Биотит бурый, отчетливо плеохроитует. В роговике имеется вкрапленность магнетита и сфена. Рудный минерал развит в виде точек и пыли. Сфен представлен отдельными чечевицеобразными зернами или их скоплениями. Сфен отчетливо плеохроитует от бесцветного до красно-бурого.

В пироксен-плаггиоклазовом роговике главным минералом является плаггиоклаз, в подчиненном количестве присутствует пироксен и эпидот. Структура гранобластовая. Зерна имеют более изометрическую форму, простые полигональные ограничения. Размеры зерен 0,05—0,2 мм. Участками пироксен-плаггиоклазовый роговик обладает пятнисто-полосчатой текстурой за счет того, что пироксен группируется в агрегаты мономинерального состава в виде пятен и полос.

Амфибол-плаггиоклазовый роговик представлен плаггиоклазом и роговой обманкой. Зерна имеют ровные полигональные ограничения, плотно прилегают друг к другу. Плаггиоклаз обычно серицитизирован. Роговая обманка распространяется в породе равномерно, иногда группируется в виде пятен. Размер зерен 0,1—0,3 мм. В роговике обильно развит сфен в виде отдельных чечевицеобразных зерен, местами амфибол-плаггиоклазовый роговик эпидотизирован. Эпидот образует хорошо ограниченные идиоморфные кристаллы.

Метасоматически измененные породы — магнезиальные и известковые скарны — на месторождении имеют значительное распространение, являясь вмещающей толщей рудных тел.

Магнезиальные скарны преимущественно развиты в области верхней выклинки, а известковые скарны, наоборот, сосредоточены в нижней части месторождения. Минеральный состав магнезиальных скарнов представлен фассаитом, шпинелью, форстеритом, монтичеллитом, везувианом и флогопитом. При детальном изучении скарново-рудной зоны выделяется хорошо выраженная минеральная зональность, от неизменной интрузивной породы наблюдается следующая последовательность зон: амфиболовая — везувиановая — шпинелевая — форстеритовая — диопсидовая и заканчивается зоной магнетитовых руд (рис. 2).

Амфиболовые скарны появляются в приконтактной зоне скарнов с интрузивом. Структура амфиболовой зоны лепидогранобластовая, иногда слабо вырисовывается структура интрузивной породы. Представлена она в основном зеленой роговой обманкой, небольшим количеством эпидота, каль-

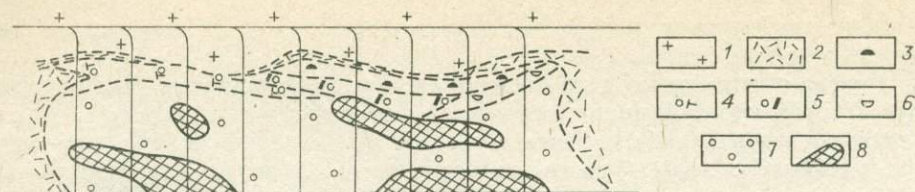


Рис. 2. Горизонтальная зональность магниезных скарнов северного контакта рудного тела Дальнее месторождения Темир-Тау (гор. +200 м).

1 — адамеллиты; 2 — роговики; 3—7 — зоны: 3 — амфиболовая, 4 — везувиановая, 5 — шпинелевая, 6 — форстеритовая, 7 — диопсидовая; 8 — магнетитовая руда.

цита и редкими единичными зернами кварца. Зерна роговой обманки имеют вид удлинённых призм, ограничения зерен зубчатые, шестоватые.

Роговая обманка отчетливо плеохроирует от светло-желтого по *Np* до синевато-зеленого по *Ng*. Зерна группируются в агрегаты, имеющие в разрезе шлифа формы снопов. Порода густо пропитана иголочками апатита. Мощность зоны амфиболов колеблется от нескольких сантиметров до 4 м, и встречаются они только в лежачем боку месторождения.

Далее на юг и с глубиной скарнирование нарастает. В северо-западной части скарно-рудной зоны появляется везувиановая, достигающая мощности 7,0 м. Везувиан образует ксеноморфные зерна. При одном николе он бесцветен, при скрещенных николях обладает аномальной интерференционной окраской — синей и буровато-зеленой.

С погружением рудного тела на восток, в северо-восточной его части, везувиановая зона сменяется диопсидовой зоной со шпинелью мощностью до 5,0 м с редкой, участками густой, вкрапленностью магнетита. Частично флогопит замещается хлоритом, серпентином или хлорит-серпентиновым материалом. В этих скарнах в виде редких зерен встречается зеленая шпинель. В некоторых участках видно, как шпинель замещается магнетитом.

Диопсид-форстеритовая зона (мощность ее достигает 10,0 м) встречается как в северо-восточной части скарно-рудной зоны, так и внутри нее. Площадь этих скарнов незначительная. Расположены они в виде отдельных пятен среди диопсид-гранатовых скарнов.

Основная часть скарновой зоны мощностью до 80 м, вмещающая рудные тела, представлена известковыми скаернами диопсид-гранатового состава. В верхней и центральной частях месторождения для них характерно появление «цементирующей» микрочешуйчатой массы пренита. В этом скарне контуры отдельных зерен диопсида нечеткие, с неровными границами.

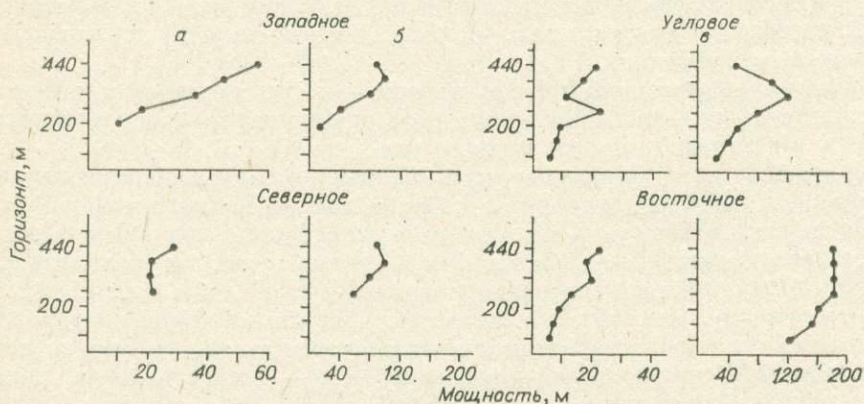


Рис. 3. График изменения суммарных мощностей по падению рудных тел (а) и скарно-рудной зоны (б).

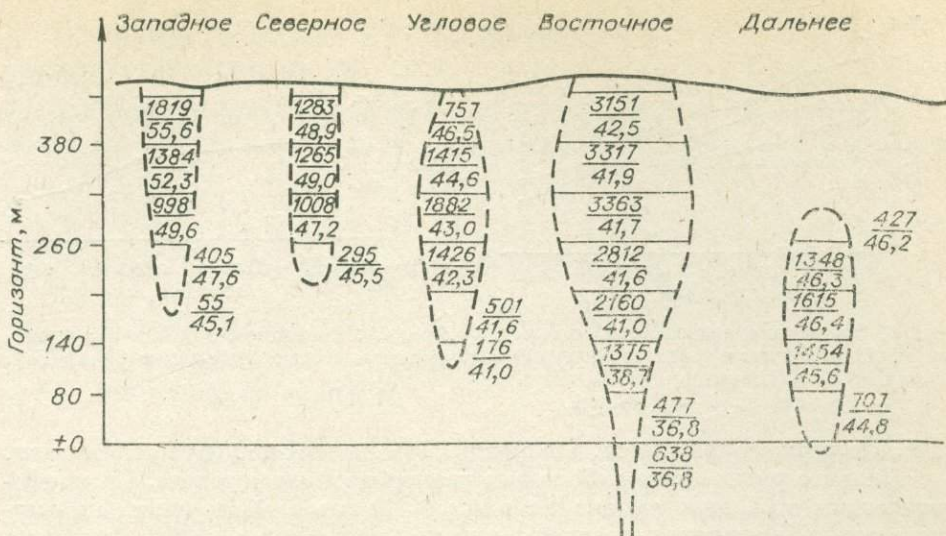


Рис. 4. Изменение запасов руд и содержаний железа с глубиной на месторождении Темир-Тау (числитель — запасы руды в этаже, знаменатель — среднее содержание железа в этаже).

ми. Гранат агрегативный, затем идут равномерно-среднезернистые диопсид-гранатовые скарны.

С глубиной мощность скарново-рудной зоны сокращается. На уровне горизонта выклинивания рудных тел (гор. +80 м) скарновая зона представлена в основном известковыми скарнами с гранатом гроссуляр-андрадитового ряда. Среди поля гранатового скарна встречаются небольшие участки пироксен-гранатового скарна. Зерна диопсида с неровными гранями и как бы изъедены гранатом.

Месторождение Темир-Тау представлено пятью рудными телами: Западным, Северным, Угловым, Восточным и Дальним. Как показали разведочные и эксплуатационные работы, все рудные тела, несмотря на то, что они располагаются в единой скарново-рудной зоне, отличаются друг от друга морфологическими особенностями, запасами руд, химическим составом и характером залегания.

Западное рудное тело имело более простую, близкую к столбообразной форму с падением на юго-восток под углом 80—85°. Рудное тело монолитное и сложено самыми богатыми магнетитовыми рудами на месторождении. В то время как рудное тело является самым крупным и выдержанным по мощности, его окаймляет самая маломощная оторочка магнетитовых скарнов (рис. 3). Запасы рудного тела до гор. +270 м изменяются незначительно и только ниже этого горизонта начинают резко сокращаться (рис. 4).

Северное рудное тело имеет более сложную форму, чем Западное. С глубиной оно расчленяется на серию ответвлений, внутри которых появляется значительное количество скарнов и известняков. Мощность скарновой зоны у Северного рудного тела больше, чем у Западного, и составляет в среднем 20—25 м. Здесь так же с глубиной наблюдается по мере сокращения рудных площадей снижение содержания железа. Например, если на гор. +440 м содержание железа составляет 49,0%, то на гор. +260 м оно равно 45,5% (рис. 5).

Угловое рудное тело является «слецом». Оно приурочено к останцу доломитизированного известняка. Форма рудного тела более сложная, чем у предыдущих тел, а мощность его с глубиной быстро сокращается, хотя мощность скарновой зоны увеличивается (см. рис. 3). Угловое рудное тело как бы обволакивает с периферии массив доломитизированных известняков, достигая своей максимальной мощности только в верхней части рудного тела, на уровне гор. +270—290 м. Ниже гор. +270 м площадь руд-

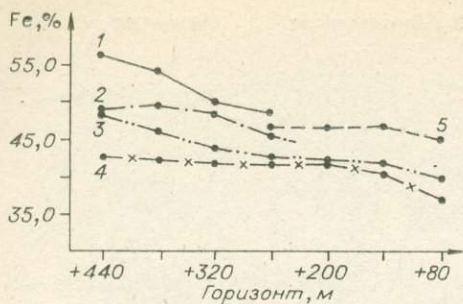


Рис. 5. Изменение содержания железа с глубиной по рудным телам и этапам (1 — Западное; 2 — Северное; 3 — Угловое; 4 — Восточное; 5 — Дальнее).

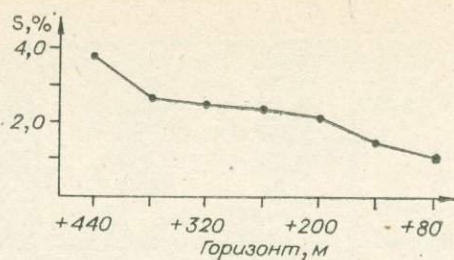


Рис. 6. Изменение с глубиной содержания серы по месторождению Темир-Тау.

ных линз резко сокращается, а площадь карбонатных пород увеличивается.

Дальнее рудное тело небольших размеров также «слепое». По морфологическим особенностям оно напоминает Угловое. Максимальная мощность его наблюдается в средней части на уровне гор. +200 м, где отмечается и максимальное содержание железа (см. рис. 4). Содержание железа в верхней части рудного тела по сравнению с центральной почти не изменяется: расхождение составляет всего 0,1—0,2%. В нижней части рудного тела повторяется общая для месторождения закономерность в распределении железа, т. е. с погружением рудного тела на глубину уменьшается его мощность, соответственно снижается и содержание железа (см. рис. 4).

Самым крупным рудным телом на месторождении по запасам является Восточное рудное тело. Оно не монолитно. Здесь максимальная мощность скарновой зоны при самой сложной морфологии и минимальной мощности рудных линз (см. рис. 3). Рудное тело характеризуется самым низким содержанием железа (см. рис. 5), состоит из серии не выдержанных по мощности рудных линз, уходящих на глубину, среди которых наблюдаются постоянные раздувы и сжатие пятен «пустых» пород. Здесь, как и в других рудных телах, проявляются вертикальная зональность в распределении полезного компонента и изменчивость мощности скарново-рудной зоны.

В заключение можно отметить, что если на верхних горизонтах известковые скарны проявляются в виде небольших пятен и жил среди роговиков и магнезиальных скарнов [2], то на нижних горизонтах выклинивания рудных тел они развиты более широко. Появляются известковые скарны после магнезиальных. Сверху вниз наблюдается уменьшение мощности рудных тел и сокращение скарновой зоны (см. рис. 3).

В распределении содержания железа и серы имеет место прямая корреляционная связь. С распространением рудных тел на глубину происходит снижение содержания железа и серы (рис. 5, 6).

Там, где морфология рудного тела простая, наблюдаются максимальная мощность рудного тела, высокое содержание железа и минимальная оторочка скарновой зоны его. Наоборот, при сложной морфологии рудного тела имеем более мощную скарновую зону и пониженное содержание железа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лапин С. С. О формах проявления реликтового карбоната в некоторых скарново-железорудных месторождениях Горной Шории. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2, с. 111—124.
2. Лапин С. С. Магнетитовые рудные тела и их строение и магнитные свойства. Новосибирск: Наука, 1976, с. 33—48.
3. Лапин С. С., Шарапов В. Н. Структурно-генетические особенности железорудного месторождения Темир-Тау (Горная Шория). — Геол. и геофиз., 1964, № 1, с. 110—123.
4. Поспелов Г. Л. Исторический очерк. — В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. 1. Кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 137—156.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ДИНАМИКИ И КИНЕТИКИ МАГМАТОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Г. Ю. ШВЕДЕНКОВ, А. М. ДОРОШЕВ, Г. Н. КУЗНЕЦОВ

О МОДЕЛИ МЕХАНИЗМА РАЗУПОРЯДОЧЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ПРИ СУХОМ ОТЖИГЕ

Анализ литературных данных по сухому отжигу гомогенных каликатровых полевых шпатов [4, 9, 12, 13, 17, 18] показывает, что температуры опытов, как правило, выше 900°C. Чтобы определить влияние содержания калия на структурное состояние вблизи области триклин-моноклинного перехода, были подвергнуты длительному отжигу калий-содержащие альбиты. Отжиг в сухих условиях выбран при температурах 700, 800 и 900°C, чтобы избежать перекристаллизации полевого шпата и получить результаты, обусловленные только процессами в твердом состоянии. Точность поддержания температуры во время отжига составляла $\pm 15^\circ\text{C}$.

Исходный неупорядоченный альбит был приготовлен из высушенного геля при 700°C и 2 кбар давления воды за 48 ч. Упорядоченный альбит получен ионным замещением природного микроклина при 900°C на воздухе. Сначала из порошка природного микроклина в расплаве хлористого натрия был получен чистый альбит. Затем альбит был обработан в расплаве, содержащем 20 вес.% хлористого калия при соотношении расплава к твердому веществу 1 : 3.

Упорядоченность в полевых шпатах определена по уравнениям, связывающим параметры элементарной ячейки и заселенность тетраэдрических позиций алюминием [11]:

$$\begin{aligned}\Delta(bc) &= \frac{c - 0.48635b - 0.7711}{1.8388 - 0.1306b}; \\ \Delta(\alpha^*\gamma^*) &= \frac{\alpha^* - 2.0066\gamma^* + 90.594}{0.208245\gamma^* - 23.2978}; \\ Al_{T_{10}} &= \frac{\Delta(bc) + \Delta(\alpha^*\gamma^*)}{2}; \\ Al_{T_{1m}} &= \frac{\Delta(bc) - \Delta(\alpha^*\gamma^*)}{2}; \\ Al_{T_{20}} = Al_{T_{2m}} &= \frac{1 - \Delta(bc)}{2}.\end{aligned}$$

Образцы сняты на дифрактометре ДРОН-1,5. Геометрия щелей: входные 1 и 2 мм, щель счетчика — 0,25 мм. Напряжение на трубке 32 кВ, сила тока 10—13 мА, скорость вращения образца 1/4 град/мин. В качестве эталона использовался полупроводниковый кремний, который снимался до и после съемки образцов [15]. Центр тяжести рефлекса измерялся по полуширине линии на половине максимальной интенсивности. По результатам дифрактометрической съемки полевых шпатов на ЭВМ «Мир-2М» сделан расчет параметров элементарной ячейки. Программа расчета основана на методе наименьших квадратов. Язык программы — «Аналитик». В основу алгоритма положена минимизация квадратов отклонения измеряемых величин — 2θ . Линеаризация осуществляется разложением квадратичных функций в ряд Тейлора в точке $A(a, b, c, \alpha, \dots)$, соответствующей набору параметров прямой решетки.

Зависимость параметров элементарной ячейки неупорядоченного альбита состава Ab_{90} после отжига при $700^{\circ}C$ от длительности опыта

№ п/п	$a, \text{Å}$	$b, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	$\alpha, \text{град}$	$\beta, \text{град}$	$\gamma, \text{град}$	Длительность, ч
1	8,161(9)	12,912(13)	7,129(6)	93,19(160)	116,25(130)	90,08(120)	Исходный
2	8,164(8)	12,890(15)	7,110(7)	93,520(253)	116,525(88)	89,797(192)	50
3	8,155(9)	12,902(12)	7,127(6)	93,146(144)	116,220(104)	90,067(111)	114
4	8,162(11)	12,895(15)	7,131(8)	93,144(188)	116,211(132)	90,091(145)	165
5	8,167(11)	12,891(15)	7,112(8)	93,234(183)	116,419(128)	90,046(142)	235
6	8,162(12)	12,878(17)	7,118(9)	93,263(208)	116,292(146)	89,993(161)	276
7	8,163(8)	12,890(11)	7,130(6)	93,191(134)	116,234(94)	90,019(104)	328
8	8,158(8)	12,903(10)	7,124(5)	93,188(124)	116,196(91)	90,045(97)	500
9	8,175(8)	12,905(9)	7,123(5)	93,075(189)	116,419(84)	90,163(173)	1380

Примечание. Здесь и далее в скобках указаны дисперсии в последней значащей цифре.

Для определения параметров элементарной ячейки использовались отражения: $\bar{2}01$, 111 , $1\bar{1}1$, 130 , $\bar{1}\bar{1}2$, $\bar{1}12$, $\bar{2}20$, 002 , 131 , $\bar{1}\bar{3}1$, $0\bar{4}1$, $\bar{2}\bar{4}1$, 041 , $\bar{3}31$, 060 , $\bar{2}41$, 400 , $\bar{2}04$. Индексация рефлексов на дифрактограммах проведена по данным И. Борга и Д. Смита [5, 6].

За достаточно длительную для диффузионного превращения экспозицию при 700 , $800^{\circ}C$ степень упорядоченности ни низкого, ни высокого альбита практически не изменилась (табл. 1—4). При $900^{\circ}C$ за 3072 ч удалось разупорядочить полевой шпат Ab_{89} до $\varphi = 1,46$. Для альбита «Amelia» состава $Ab_{98,3}$ $\varphi = 1,567$ достигнуто за 1219 ч [12]. На рис. 1 для сопоставления с нашими экспериментальными результатами нанесено содержание Al в позиции T_{10} в зависимости от времени отжига альбита состава $Ab_{97,5}$ [4]. Таким образом, наши эксперименты подтверждают факт торможения скорости разупорядочения альбита калием.

Были зафиксированы колебания содержания алюминия в позиции T_{10} в зависимости от времени отжига при $700^{\circ}C$, выходящие за пределы ошибки определения. Это подтверждается колебаниями $\varphi = \Delta 2\theta_{131-\bar{1}31}$, которые синхатны колебаниям t_{10} (рис. 2). Специальные эксперименты показали, что процедура закаливания образца не влияет на значение φ . Вероятно, эти колебания обусловлены квазистационарным состоянием системы с малыми скоростями реакции в ней. Параметры наших опытов лежат в области триклино-моноклинной инверсии. Определенные методом высокотемпературной порошковой рентгенографии температуры триклино-моноклинного перехода для образцов состава Or_0 , Or_5 и Or_{10} соответственно равны 980 , 885 и $780^{\circ}C$ [3]. В настоящее время не решен вопрос, какого рода этот фазовый переход. Возможно, что он представлен двухфазной областью.

Таблица 2

Заселенность тетраэдрических позиций после отжига неупорядоченного альбита состава Ab_{90} при $700^{\circ}C$

№ п/п	α^*	γ^*	$\Delta(bc)$	$\Delta(\alpha^*\gamma^*)$	t_{10}	t_{1m}	$t_{20}=t_{2m}$	$\varphi, \text{град}$
1	86,445	88,341	0,512	0,046	0,279	0,233	0,244	1,80
2	86,161	88,468	0,449	0,156	0,302	0,146	0,276	1,71
3	86,445	88,374	0,527	0,060	0,294	0,234	0,236	1,72
4	86,450	88,450	0,571	0,090	0,330	0,240	0,214	1,75
5	86,366	88,340	0,460	0,062	0,261	0,199	0,270	1,78
6	86,378	88,394	0,533	0,082	0,308	0,266	0,234	1,74
7	86,433	88,404	0,578	0,074	0,326	0,252	0,211	1,71
8	86,424	88,380	0,504	0,066	0,285	0,219	0,248	1,72
9	86,485	88,288	0,465	0,016	0,240	0,224	0,268	1,72

Параметры элементарной ячейки после отжига упорядоченного полевого шпата состава Ab_{89}

№ п/п	$a, \text{Å}$	$b, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	$\alpha, \text{град}$	$\beta, \text{град}$	$\gamma, \text{град}$	Длительность, ч
	8,189(4)	12,832(6)	7,171(3)	93,67(60)	116,45(60)	87,67(50)	Исходный
1	8,177(4)	12,827(7)	7,170(3)	93,65(60)	116,35(70)	87,72(60)	96
2	8,174(7)	12,838(10)	7,167(5)	93,77(100)	116,26(90)	87,57(80)	66
3	8,187(8)	12,823(10)	7,170(6)	93,76(100)	116,60(100)	87,67(100)	138
4	8,173(5)	12,822(8)	7,172(4)	93,79(70)	116,46(70)	87,67(70)	235
5	8,174(4)	12,814(5)	7,167(3)	93,76(50)	116,58(50)	87,68(50)	341
6	8,171(6)	12,817(9)	7,168(5)	93,90(80)	116,50(70)	87,69(70)	412
7	8,184(5)	12,826(8)	7,170(4)	93,59(90)	116,42(80)	87,74(60)	71
8	8,192(5)	12,840(8)	7,171(3)	93,44(90)	116,17(110)	87,78(60)	116
9	8,204(7)	12,856(12)	7,180(6)	93,65(120)	116,44(120)	87,78(90)	147
10	8,204(5)	12,846(9)	7,181(9)	93,71(90)	116,36(90)	87,66(70)	240
11	8,188(9)	12,836(16)	7,177(7)	93,68(260)	116,27(260)	87,49(120)	284
12	8,200(4)	12,842(7)	7,171(3)	93,33(120)	116,178(120)	87,787(50)	333
13	8,198(6)	12,839(10)	7,171(4)	93,31(160)	116,210(170)	87,826(70)	48
14	8,206(6)	12,836(10)	7,173(5)	93,53(160)	116,289(170)	87,709(70)	160
15	8,203(6)	12,843(10)	7,173(5)	93,41(160)	116,263(170)	87,791(70)	160
16	8,198(8)	12,818(10)	7,167(6)	93,26(220)	116,086(240)	87,730(100)	336
17	8,191(7)	12,831(10)	7,167(5)	93,35(180)	116,216(190)	87,742(80)	336
18	8,196(3)	12,837(5)	7,166(2)	93,33(10)	116,175(110)	87,790(3)	1344
19	8,202(3)	12,866(4)	7,157(2)	93,16(10)	116,168(90)	88,30(700)	1712
20	8,2045(4)	12,870(10)	7,150(9)	93,11(10)	116,167(110)	88,80(5)	2405
21	8,2055(3)	12,913(9)	7,147(6)	93,04(12)	116,163(120)	89,00(10)	2840
22	8,212(18)	12,920(14)	7,135(6)	92,84(220)	116,156(140)	89,804(200)	3072

О. Ф. Туттл и Н. Л. Боуэн [1] отмечали, что в частично инвертированном материале под микроскопом при 1050°C различаются спайные обломки с закругленным ядром, обнаруживающим несколько отличные оптические свойства. Они предположили, что это ядро представляет непревращенный материал, и инверсия начиналась с поверхности, постепенно проникая внутрь.

Вероятно, в наших опытах идут процессы диффузионного выравнивания состава и степени упорядочения в пределах зерен полевого шпата. Порошковая дифрактометрия отражает состояние кристаллической решетки в частице полевого шпата только в области проникновения рентгеновских лучей. В процессе закалывания фиксируется в поверхностном слое то существенно «триклинная», то существенно «моноклинная» фаза, что и обуславливает колебания степени упорядоченности и φ .

Традиционно считается вслед за Лавесом [10], что упорядочение алюмокремнекислородного каркаса представляет собой диффузию алюминия и кремния по тетраэдрическим позициям. Сопоставление кажущихся энергий активации

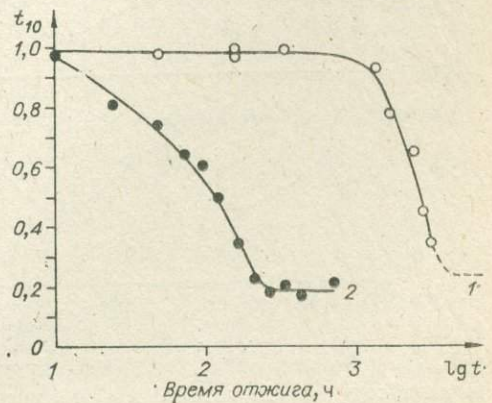


Рис. 1. Изменение содержания алюминия в позиции T_{10} калийсодержащего альбита от времени опыта (1 — наши данные, 900°C , Ab_{90} ; 2 — [4], 1118°C , $Ab_{97,5}$).

Заселенность тетраэдрических позиций после отжига упорядоченного альбита состава Ab_{89}

№ п/п	$\Delta(bc)$	α^* , град	γ^* , град	$\Delta(\alpha^*\gamma^*)$	t_{10}	t_{1m}	$t_{20} = t_{2m}$
700°C							
1	0,975	86,960	90,731	1,023	1,00	0	0
2	0,938	86,992	90,853	1,078	1,00	0	0
3	0,994	86,962	90,728	1,021	1,00	0	0
4	1,004	86,924	90,716	1,024	1,00	0	0
5	0,991	86,947	90,706	1,014	1,00	0	0
6	0,991	86,789	90,636	1,014	1,00	0	0
800°C							
7	0,983	87,110	99,734	0,991	0,987	0	0,004
8	0,956	87,256	90,778	0,980	0,968	0	0,010
9	0,978	87,028	90,661	0,973	0,976	0	0,013
10	1,007	87,018	90,775	1,033	1,0	0	0
11	1,004	87,133	90,985	1,113	1,0	0	0
12	0,954	87,376	90,831	0,979	0,966	0	0,020
900°C							
13	0,961	87,380	90,795	0,960	0,960	0	0,020
14	0,980	87,193	90,813	1,012	0,995	0	0,010
15	0,964	87,286	90,782	0,975	0,970	0	0,018
16	0,982	87,480	90,933	1,007	0,994	0	0,010
17	0,954	87,377	90,869	0,998	0,976	0	0,020
18	0,934	87,374	90,741	0,934	0,934	0	0,030
19	0,810	87,314	90,342	0,750	0,780	0,030	0,095
20	0,757	87,134	89,809	0,540	0,648	0,118	0,121
21	0,628	90,490	89,620	0,270	0,449	0,179	0,186
22	0,530	86,932	88,823	0,147	0,338	0,191	0,235

разупорядочения альбита 74 ± 1 ккал/моль [12] и микроклина $99 \pm \pm 10$ ккал/моль [18] с энергиями разрыва связей Al—O 115 ккал/моль и Si—O 98 ккал/моль [2] не в пользу такого механизма. Особенно если учесть, что кажущаяся энергия активации больше истинной, поскольку представляет собой сложную комбинацию энергий активации элементарных стадий, фактически не нормированную на изменение поверхности раздела с глубиной превращения. Экспериментальные результаты показывают, что процесс разупорядочения в гомогенном полевошпате с реальной скоростью в сухих условиях может происходить только вблизи или выше области триклин-моноклинного перехода. В этом случае

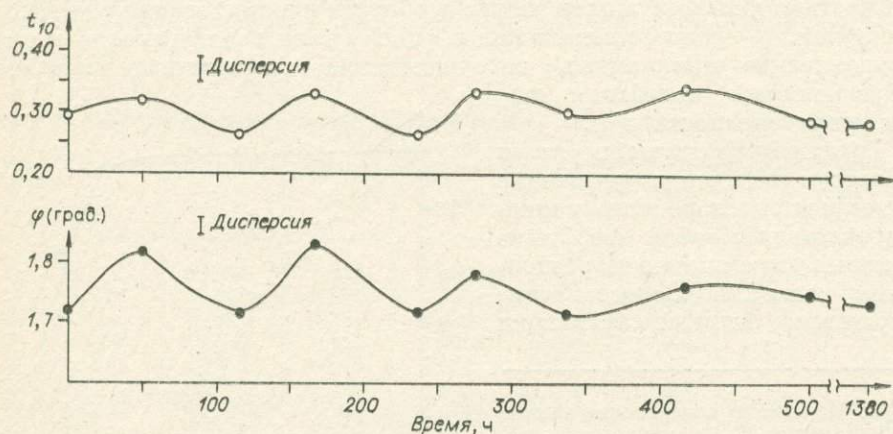


Рис. 2. Колебания $\varphi = 2\theta_{131-131}$ и содержания алюминия в позиции T_{10} синтетического калийсодержащего альбита Ab_{92} в зависимости от времени отжига при 700°C.

каркас решетки настолько деформирован и разрыхлен, что становятся вероятными «поворот» и «расширение» тетраэдров AlO_4 и SiO_4 . Разворот тетраэдров фиксируется перераспределяющимися щелочными катионами, и скорость диффузии K и Na лимитирует степень упорядоченности, остающуюся после закалки. В этом случае механическая деформация каркаса также будет способствовать разупорядочению альбита. Особенно заметен этот вклад ниже $900^\circ C$, т. е. там, где эффект триклин-моноклинного перехода за счет термического расширения мал [19].

Энергии активации диффузии калия 68,2 ккал/моль и натрия 52,7 ккал/моль в решетке полевого шпата более приемлемы для сопоставления с кажущимися энергиями активации разупорядочения.

Модель разупорядочения, не связанная с материальным переносом Al и Si, согласуется с одноступенчатым (одновременный «разворот» тетраэдров) механизмом в сухих условиях. Замедление скорости разупорядочения при замене $K \rightarrow Na$ находит свое объяснение при сравнении коэффициентов самодиффузии калия, которые почти на три порядка меньше, чем натрия в интервале температур $500-800^\circ C$ [8].

С точки зрения этой модели становится понятным падение скорости разупорядочения при $1050^\circ C$ микроклина в зависимости от крупности зерна [18]. При дроблении кристаллитов возникает множество дефектов, ответственных за вакансионный механизм диффузии щелочных ионов в щелочных полевых шпатах [16]. Лимитирующее влияние диффузии калия и натрия подтверждается опытами по сухой гомогенизации смеси гомогенных калишпата и альбита [14] или пертитов [7]. В них скорость разупорядочения на порядки выше по сравнению с отжигом гомогенного полевого шпата.

Выводы. Экспериментальное изучение процесса разупорядочения в гомогенном калийсодержащем альбите в сухих условиях показывает, что он с реальной скоростью может происходить только вблизи или выше триклин-моноклинного перехода. Такое трансформационное превращение лимитируется диффузионным перераспределением катионов калия и натрия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боуэн Н. Л., Туттл О. Ф. Система $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-H_2O$. — В кн.: Полевые шпаты. М.: ИЛ, 1952, с. 134—164.
2. Гурвич Л. В., Карачевцев Г. В., Кондратьев Г. В. и др. Энергии разрыва химических связей. Потенциалы ионизации и средство к электрону. М.: Наука, 1974. 351 с.
3. Bamberger H. U., Kroll H., Schirmer H. Phase transformations and thermal expansion of synthetic, sodium-rich alkali feldspars (c). — Phys. and Chem. Mineral., 1978, v. 3, N 1, p. 57.
4. Baskin Y. Observations on heat-treated authigenic microcline and albite crystals. — J. Geol., 1956, v. 64, N 3, p. 219—224.
5. Borg I. Y., Smith D. K. Calculated powder patterns. Part 1. Five plagioclases. — Amer. Mineral., 1968, v. 53, N 9—10, p. 1709—1723.
6. Borg I. Y., Smith D. K. Calculated powder patterns. Part 2. Six potassium feldspars and barium feldspar. — Amer. Mineral., 1969, v. 54, N 1—2, p. 163—181.
7. Cherry M. E., Trembath L. T. Order — disorder path of alkali feldspars. — Amer. Mineral., 1979, v. 64, N 1—2, p. 66—70.
8. Folland K. A. Alkali diffusion in orthoclase. — In: Geochemical transport and kinetics. Carnegie Institution of Washington, publication 634, 1974, p. 77—98.
9. Goldsmith J., Laves F. The microcline — sanidine stability relations. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1954, v. 5, N 1, p. 1—19.
10. Laves F. Phase relation of the alkali feldspars. 1, Introductory remarks. — J. Geol., 1952, v. 60, N 4, p. 436—450.
11. Luth W. C. Analysis of experimental data on alkali feldspars unit cell parameters and solvi. — In: The feldspars. Proc. NATO Adv. Study Inst., N. Y., 1973, p. 249—296.
12. McKie D., McConnel J. D. C. The kinetics of the low-high transformation in albite. 1. Amelia albite under dry conditions. — Mineral Mag., 1963, v. 33, N 262, p. 581—588.
13. Müller G. Der Ordnungs — Unordnungs — Übergang in getemperten Mikroklinen und Albiten. — Z. Kristallogr., 1970, Bd 132, H. 3, S. 212—227.
14. Orville P. M. Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solutions series. — Amer. Mineral., 1967, v. 52, N 1—2, p. 55—86.

15. Parrish W. Results of the I. U. Gr. precision lattice project.— Acta Crystallogr., 1960, v. 1 B, p. 838—850.
16. Petrović R. Diffusion of alkali ions in alkali feldspars.— In: The feldspars. Proc. NATO Adv. Study Inst., N. Y., 1973, p. 174—182.
17. Schneider T. T. Röntgenographische und optische Untersuchung der umwandlung Albite — Analtbite — Monalbite.— Z. Kristallogr., 1957, Bd 109, S. 245—271.
18. Sipling P. J., Yund R. A. Kinetics of Al/Si disordering in alkali feldspars.— In: Geochemical transport and kinetics. Carnegie Institution of Washington. Publication 634, 1974, p. 185—194.
19. Yund R. A., Tullis J. The effect of water, pressure and strain of Al/Si order— disorder kinetics in feldspar.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1980, v. 72, N 3, p. 297—302.

Д. В. КАЛИНИН, В. В. СЕРДОВИЦЕВА

ИЗУЧЕНИЕ

ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЕДЕНБЕРГИТА С H_2S

ПРИ $T = 300^\circ C$ И $P_{H_2O} = 50,6 \cdot 10^2$ МПа

До настоящего времени изучение сульфидно-силикатных реакций в гидротермальных условиях проводилось в области высоких температур и давлений с использованием элементарной серы. Так, Дж. Тсо, М. Гилберт, Дж. Крайд [8] изучали равновесные состояния пирит-биотитовых смесей в области температур $600-800^\circ C$ при $P_{H_2O} = 202,6 \cdot 10^2$ МПа в двойных золотых ампулах. Н. Макрае [6] исследовал сульфуризацию базальта при $T = 700^\circ C$ и $P_{H_2O} = 101,3 \cdot 10^2$ МПа. Н. Макрае, М. Грант, Г. Кулеруд [7] изучали сульфуризацию тремолита при $T = 600^\circ C$ и $P_{H_2O} = 101,3 \cdot 10^2$ МПа в золотых ампулах. Г. Кулеруд и Х. Йодер [4, 5] занимались исследованием реакций между железосодержащими силикатами (фаялит, оливин, кордиперит, геденбергит) и серой в области $T = 560-675^\circ C$ при $P_{H_2O} = 202,6 \cdot 10^2$ МПа в кварцевых трубках и при $T = 800^\circ C$ в разрывающихся золотых ампулах. Установлено, что состав продуктов реакции зависит от соотношения силикат/сера.

Значительный интерес и практическую важность представляют исследования взаимодействия силикатов с сероводородными растворами при более низких температуре и давлении, характерных для условий гидротермальной сульфидной минерализации.

В предлагаемой работе на примере взаимодействия геденбергита с растворами, насыщенными H_2S , при $T = 300^\circ C$ и $P_{H_2O} = 50,6 \cdot 10^2$ МПа даются представление о скоростях реакции разложения, составе образующихся фаз и самые общие сведения о механизме реакций. Подобные данные необходимы для того, чтобы перейти к изучению равновесий.

Эксперименты проводились в автоклавах из сплава ЭИ437В объемом 12 см^3 , футерованных изнутри фторопластом. В качестве источника H_2S был использован многосернистый водород (полисульфановое масло), H_2S_x , приготовленное по методике, описанной в [1]. В процессе реакции H_2S_x постепенно разлагается на H_2S и S, создавая избыточное давление H_2S в паровой фазе. Чтобы избежать загрязнения шихты, образующейся серой, полисульфановое масло заливали во фторопластовую пробирку, которую устанавливали внутри автоклава таким образом, чтобы ее устье находилось над уровнем жидкости (рис. 1). 100 мг природного геденбергита $CaFe[Si_2O_6]$ помещалось на дно сосуда в жидкость. Эксперименты продолжительность от 3 до 7 сут проводили в 5—10%-ных растворах NaCl. В ходе экспериментов раствор NaCl находился в контакте с избытком сероводорода и, можно предполагать, был насыщен H_2S до равновесного при данных P и T уровня.

По имеющимся литературным данным оценим растворимость H_2S в условиях экспериментов. С ростом температуры от 0 до $100^\circ C$ растворимость H_2S в H_2O уменьшается с 4,67 до 0,81, т. е. практически в 5,8 раза

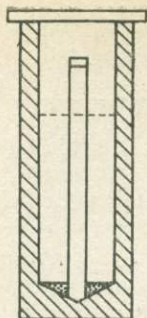


Рис. 1. Вкладыш и пробирка из фторопласта.



Рис. 2. Электронномикроскопическое изображение фазы X.
Ув. 90.

[3]. Экстраполяция на температуру 300°C дает цифру $0,25-0,3$ объемов газа, поглощенных 1 объемом жидкости. Однако возрастание давления до 500 атм должно вновь увеличивать растворимость H_2S . Данных по зависимости растворимости H_2S от давления нет. Анализ данных по системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ [2] показывает увеличение растворимости CO_2 в воде с ростом давления от 200 до 500 атм при $T = 270-370^{\circ}\text{C}$ в $1,5-2$ раза. На основа-

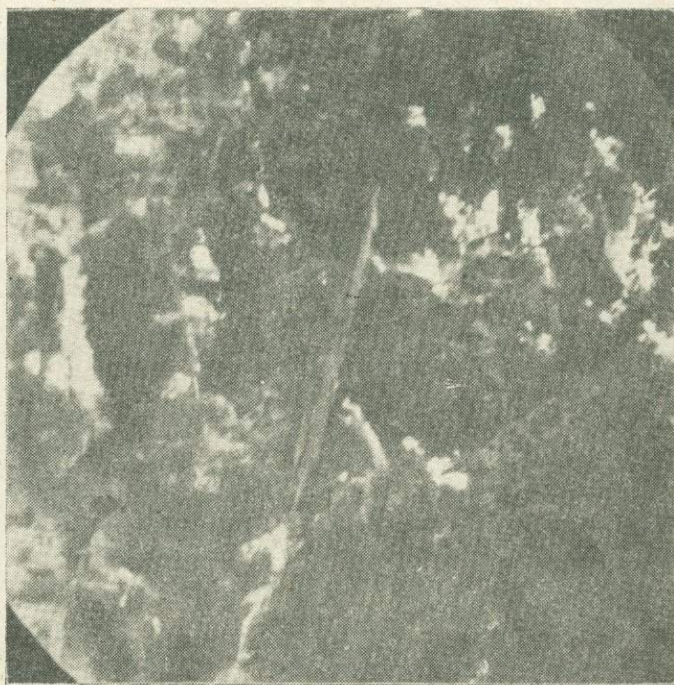


Рис. 3. Электронномикроскопическое изображение фазы Y.
Ув. 200.

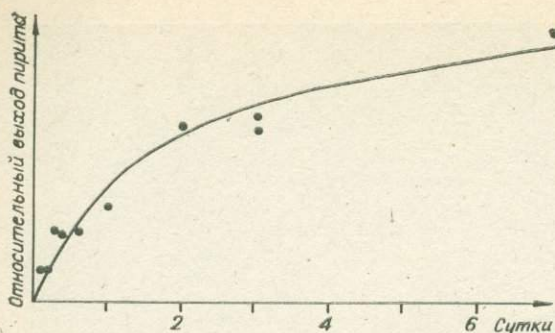


Рис. 4. Кинетическая кривая зависимости выхода пирита от времени.

ного ряда газов (N_2 , H_2 и др.) растворимость в 5–10%-ных растворах NaCl падает в 1,3–2 раза [3]. Для H_2S это может составить 0,2–0,4 объема газа в 1 объеме жидкости.

Продукты реакции исследовались методами рентгеноспектрального, рентгенофазового анализов и с помощью электронной микроскопии. В результате установлено, что в этих условиях происходит разложение геденбергита на следующие фазы: пирит, магнетит, а также фазы X и Y, хорошо различающиеся морфологически. Фаза X представлена короткопризматическими часто уплощенными прозрачными бесцветными кристаллами, рентгеноспектральный анализ обнаруживает в ее составе около 40% CaO и столько же SO_3 . Фаза Y представлена белыми игольчатыми и волокнистыми кристаллами, собранными в сноповидные и лучистые сростки; фиксирует кремнезем, освобождающийся при разложении геденбергита.

Электронномикроскопические фотографии этих фаз показаны на рис. 2 и 3. По данным рентгеновского анализа построена кинетическая кривая выхода пирита в зависимости от продолжительности экспериментов (рис. 4). Образование пирита начинается уже в течение первых 3 ч, затем выход быстро нарастает, что свидетельствует о высоких скоростях разложения геденбергита. Исследования зависимости состава продуктов реакции от продолжительности экспериментов показали различие начальных скоростей образования фаз. В то время как пирит и магнетит фиксируются начиная с 3-часовых экспериментов, фазы X и Y удаётся обнаружить только с 15 ч. Это свидетельствует о сложном механизме реакции, при которой форма существования кремнезема и кальция в начальный период реакции требует дополнительного изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карякин Ю. В., Ангелов И. П. Чистые химические вещества. М.: Химия, 1974. 87 с.
2. Малинин С. Д. Вопросы термодинамики системы H_2O-CO_2 . — Геохимия, 1974, № 10, с. 1523–1550.
3. Справочник химика. Т. 3. М.—Л.: Химия, 1964. 319 с.
4. Kullerud G., Joder H. S. Sulfide — Silicate reactions. — Carnegie Institution of Washington, 1963–1964, p. 218–222.
5. Kullerud G., Joder H. S. Sulfide — Silicate reactions and their bearing on ore formation under magmatic, postmagmatic, and metamorphic conditions. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. II. Прага, 1965, с. 327–332.
6. MacRae N. D. Sulfurization of Basalt under thermal Metamorphic conditions to produce cordierite-bearing rocks. — Canad. J. of Earth Sciences. 1974, v. 11, N 2, p. 246–253.
7. MacRae N. D., Grant M., Kullerud G. A note on the Sulphurization of Fe-tremolite. — Geol. Magazine, 1976, v. 113, N 6, p. 575–578.
8. Tso T. L., Gilbert M. C., Craig J. R. Sulfidation of synthetic biotites. — Amer. Miner., 1979, v. 64, p. 304–316.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОСВЕЧИВАЮЩЕЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПЛАГИОКЛАЗОВ

Плагиоклазы, образующиеся в широком диапазоне физико-химических условий, характерны практически для всех типов пород: магматических, метасоматических, метаморфических, осадочных. С этой точки зрения они являются универсальным объектом для моделирования природных процессов минералообразования. Благодаря же своему сложному химическому составу и структуре, которые непосредственно зависят от параметров образования и преобразования минерала, плагиоклазы могут служить материалом для качественного и количественного воспроизведения параметров геологических процессов. Именно поэтому они выбраны нами для сравнительного изучения истории ряда геологических объектов.

Считавшиеся ранее единым непрерывным рядом твердых растворов между альбитом $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и анортитом $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ [2] плагиоклазы на самом деле представляют собой группу соединений с очень сложной структурой. Структурный тип, с которым кристаллизуется каждое конкретное соединение, зависит от его химического состава и термической истории. Их многообразие в ряду плагиоклазов иллюстрирует рис. 1. Такая сложная картина структурных переходов обусловлена двумя явлениями при кристаллизации и субсолидусном остывании в системе плагиоклазов: а) упорядочением алюминия и кремния в его решетке и б) распадом твердого раствора. При определенном химическом составе плагиоклаза эти явления непосредственно зависят от термической истории минерала, т. е. начальной и конечной температуры и скорости кристаллизации из расплава, характера процесса субсолидусного остывания. Таким образом, знание структуры плагиоклаза, в которой зафиксированы термически обусловленные процессы структурных переходов, позволяет расшифровать процесс формирования минерала и включающей его породы. Такая возможность нами реализована в результате изучения плагиоклазов пяти геологических объектов методами просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ). Целенаправленная постановка задачи, в рамках которой были получены данные о микроструктуре плагиоклазов с разной геологической историей, позволила расширить границы традиционного применения методов ПЭМ в таких исследованиях. Так, в результате проведенной работы оказалось возможным не только зафиксировать факты фазового расслоения и упорядочения, специфические дефекты микроструктуры, но и использовать эти особенности для интерпретации геологической истории соответствующих пород.

Характеристика образцов. Для исследования методами ПЭМ использовался высоковольтный электронный микроскоп JEM-1000, ИФТГиЭМ АН ГДР. Образцы плагиоклазов были подготовлены методом ионного утонения [4]:

- 1) из базитовых включений базальтоидных лав Камчатки и Курильских островов ($\approx 92\%$ Ан);
- 2) из троктолита массива Лукинда — дунит-троктолит-габбровая формация Восточной Сибири ($\approx 65\%$ Ан);
- 3) из оливинового габбро Когтахского массива — габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау ($\approx 74-82\%$ Ан);
- 4) из оливинового рудного меланогаббро Ангашанского массива — титаноносная габброидная формация Юго-Западного Забайкалья ($\approx 55\%$ Ан);
- 5) из оливинового габбро массива Осерёдок — пироксенит-габбровая (сиенит-габбровая) формация Алтае-Саянской складчатой области ($\approx 44\%$ Ан).

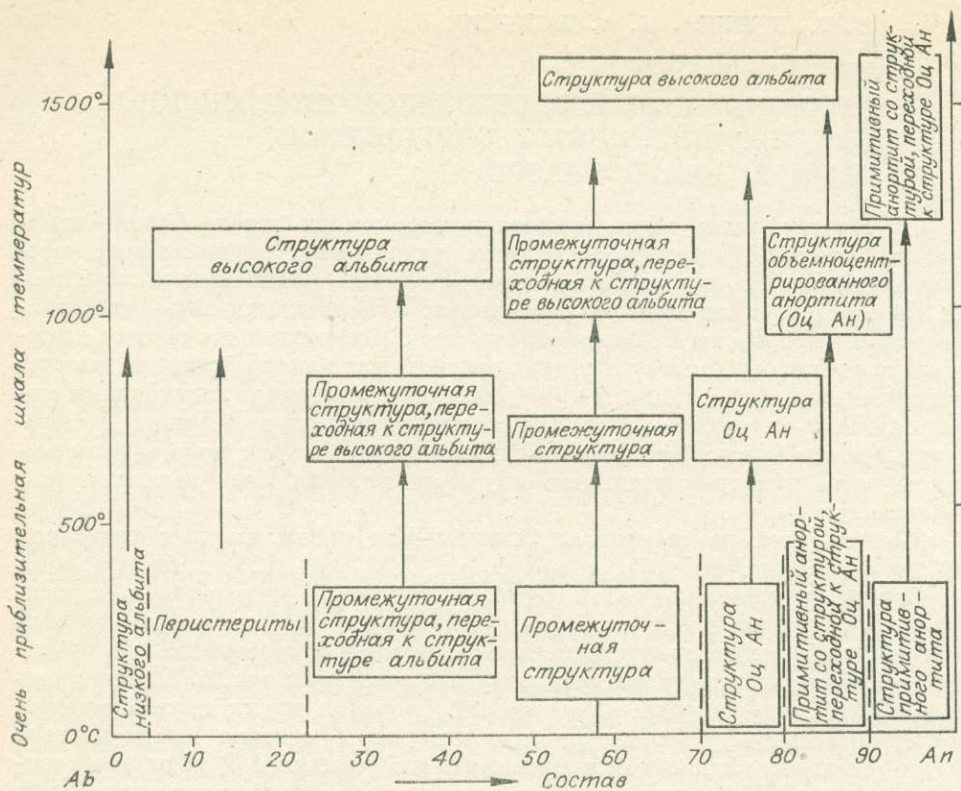
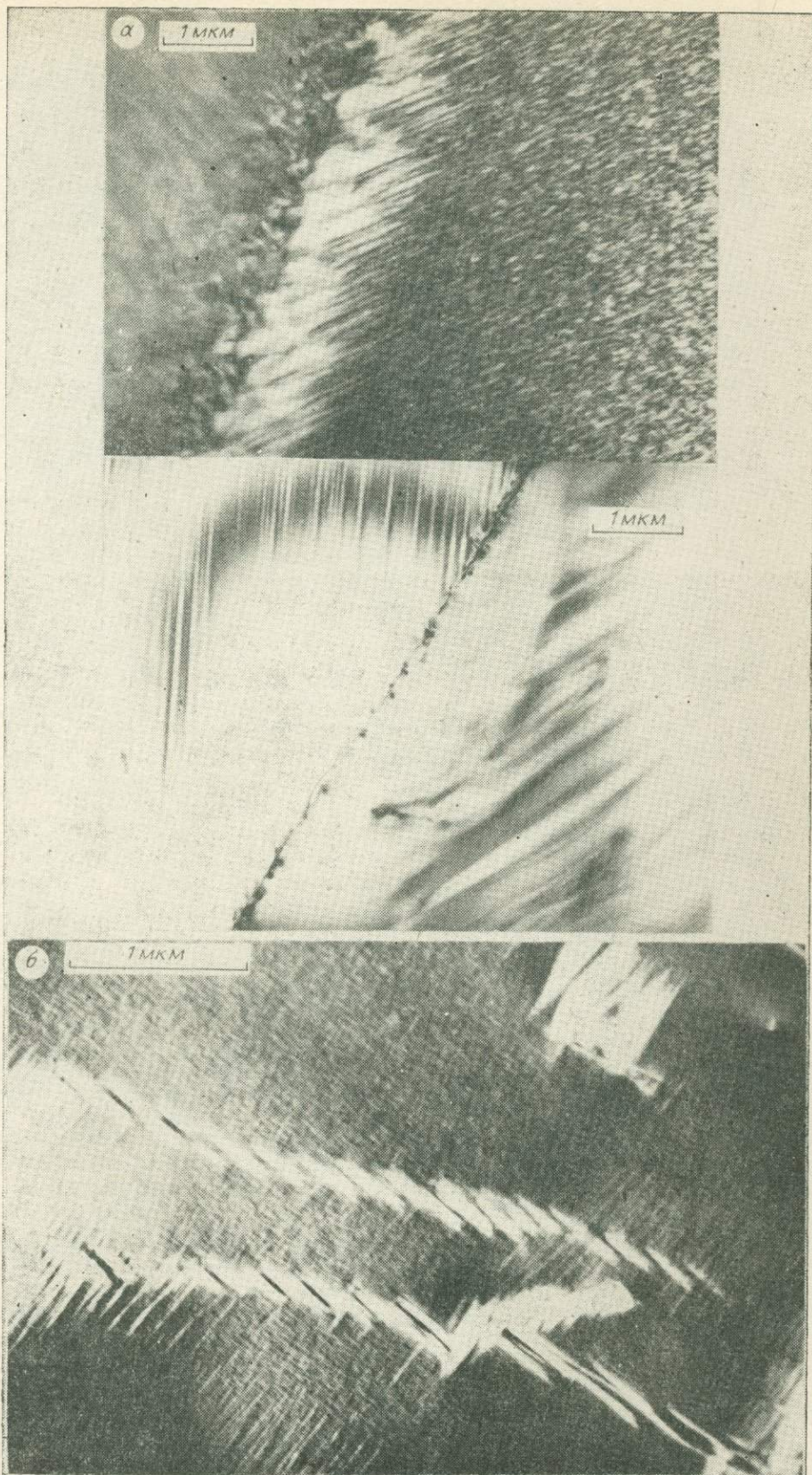


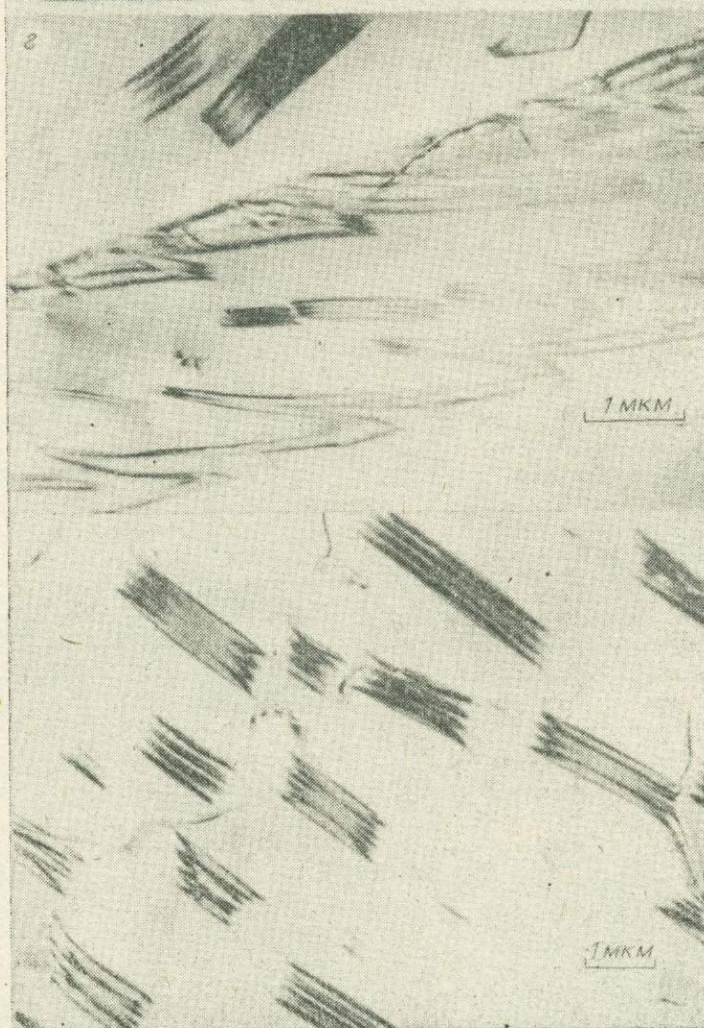
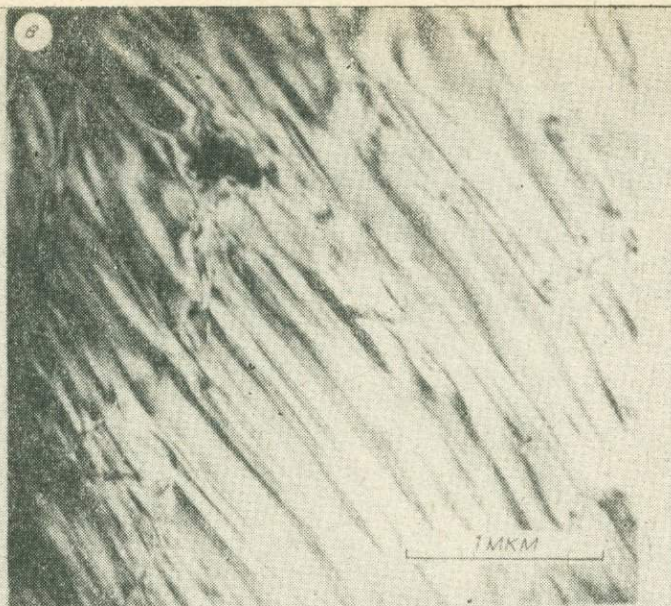
Рис. 1. Зависимость структуры плагиоклаза от химического состава и температуры его образования.

Микроструктура плагиоклазов. Особенности микроструктуры плагиоклазов указанных выше объектов позволяют разделить их на три группы: 1) плагиоклазы (анортиты) из ксенолитов базитовых пород вулканов Камчатки и Курильских островов, 2) плагиоклазы из массива Лукинда и 3) плагиоклазы из пород габброидных массивов Осерёдок, Когтах, Ангашанский.

Дефекты структуры анортитов из базитовых ксенолитов базальтоидных лав подробно описаны в работах [5, 6]. Данные плагиоклазы представляют собой однородную по составу матрицу, в которой содержатся микросталлические включения пироксенов и амфиболов с разупорядоченной структурой, вспененного стекла, микрообласти деструкции решетки. Для этих образцов характерно полное отсутствие дефектов типа доменных границ, которые свидетельствуют о частичном или полном полиморфном превращении в решетке кристалла.

Напротив, в плагиоклазах (лабрадорах) из дунит-троктолит-габбрового массива Лукинда установлен широкий спектр дефектов, указывающих на их сложную термическую историю. Монокристаллические зерна лабрадора имеют микроблочное строение (размер блоков — несколько микрон) (рис. 2, а). Все образцы содержат структуры распада, масштаб которых в разных участках или микроблоках образца варьирует от сотен (структуры распада под названием «твид» — рис. 2, б) до тысяч ангстрем. Соседние микроблоки содержат структуры распада разного масштаба (рис. 2, а), что однозначно указывает на их разный химический состав. Структуры распада на электронномикроскопических снимках (рис. 2, а, б, в) характеризуются диффузными межфазовыми границами и малым размером ламелей. Следовательно, они возникли в результате субсолидного распада данных плагиоклазов по спиноидальному механизму. Кроме таких структур распада, называемых модулированными, в плагиоклазах из массива Лукинда установлены крупные (размером в несколько микрон) ламели с резкой межфазовой границей (рис. 2, г), которые, ве-





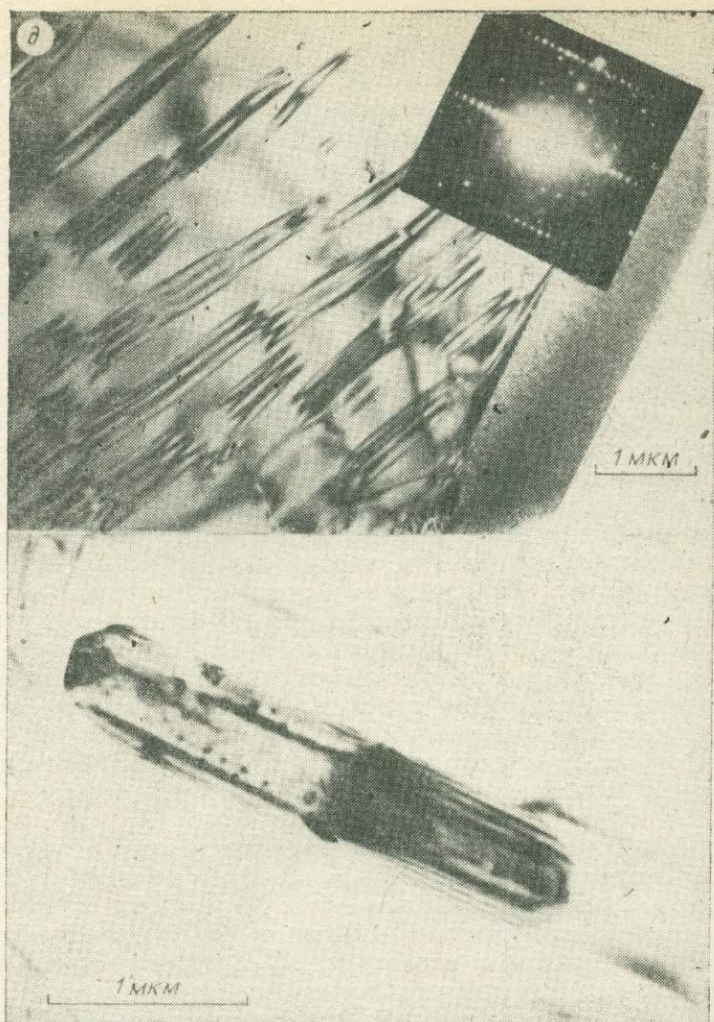


Рис. 2. Микроструктура плагиоклаза (лабрадора) из троктолита массива Лукинда (обр. П-1559).

a — разный масштаб структур распада в соседних микроблоках; *б* — структуры распада с минимальным размером ламелей («ствид»); *в* — модулированная структура распада; *г* — домены упорядочения; *д* — включения преобразованных амфиболов.

роятно, образовались по механизму гетерогенного зарождения на линейных или плоских дефектах решетки. Дальнейший их рост осуществлялся за счет диффузии катионов. Кроме структур распада отмеченных двух типов в этих образцах установлены дефекты типа доменных границ, называемых антифазными доменными границами (АФГ). На электронномикроскопических снимках (рис. 2, *г*, *д*) они имеют полосчатый контраст, а на соответствующих этим микроучасткам кристалла микродифракционных картинках присутствует сетка слабых диффузных рефлексов сверхрешетки (на врезке). Как известно [7], такие АФГ возникают в результате упорядочения алюминия и кремния по позициям внутри кремнекислородных тетраэдров; полностью упорядоченный плагиоклаз имеет двойной период решетки, что соответствует полиморфному фазовому превращению $C\bar{1} \rightarrow \bar{1}1$. В лабрадоре образца П-1559 (рис. 2, *г*, *д*) такой переход заморожен в начальной стадии. Последней особенностью микроструктуры этих образцов являются включения ограниченных микрокристаллов амфиболов (это показывают соответствующие микродифракционные картины на вклейках, рис. 2, *д*). Судя по особенностям дифракционного контраста на их электронномикроскопических изображениях, структура амфиболов в зна-

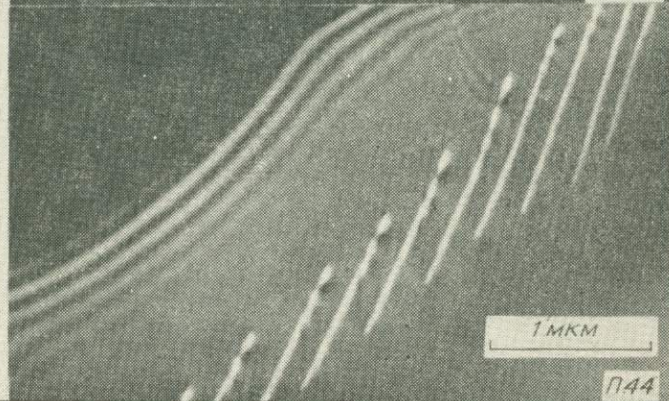
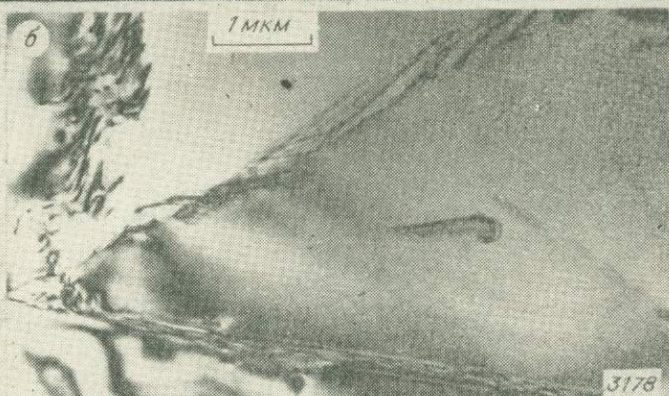
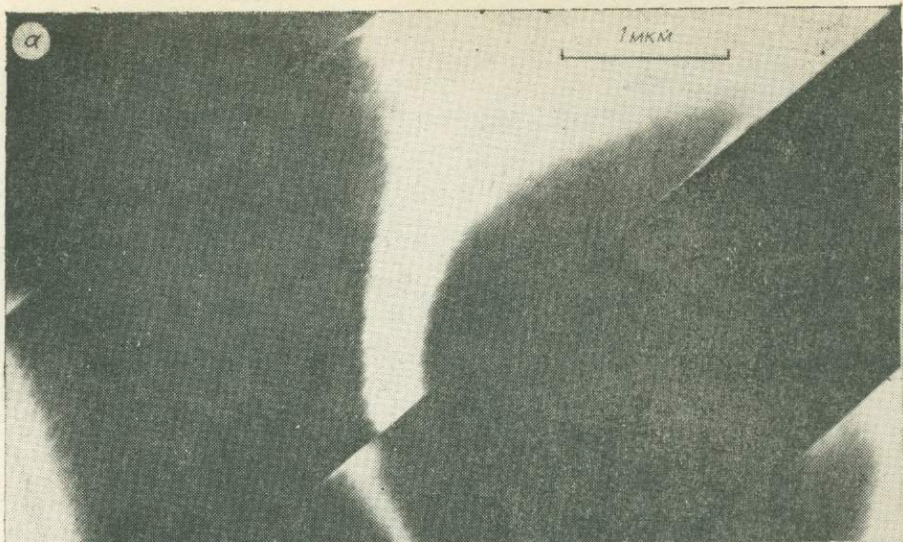
чительной степени разупорядочена. Отмеченные выше особенности микро-структуры имеют общий характер для нескольких изученных образцов, следовательно, они типичны для плагиоклаза из данной точки массива.

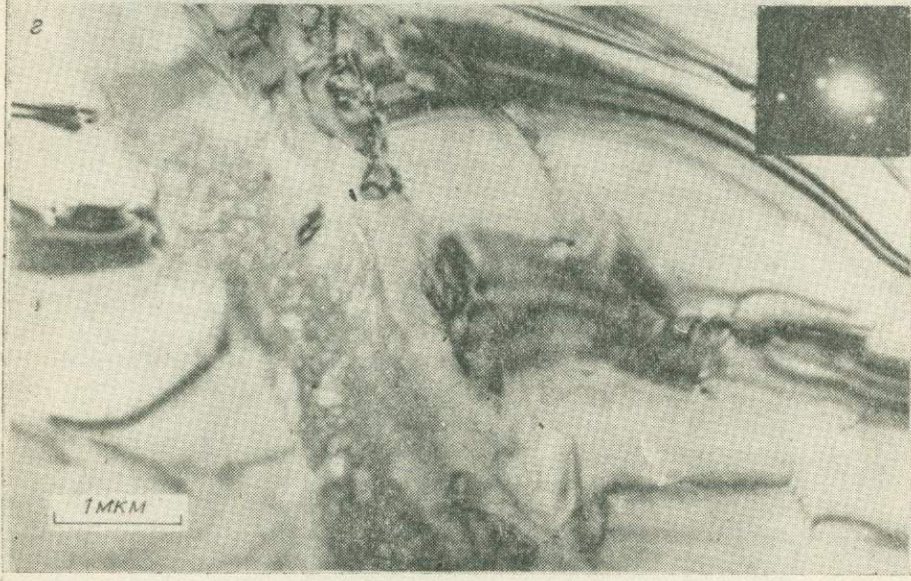
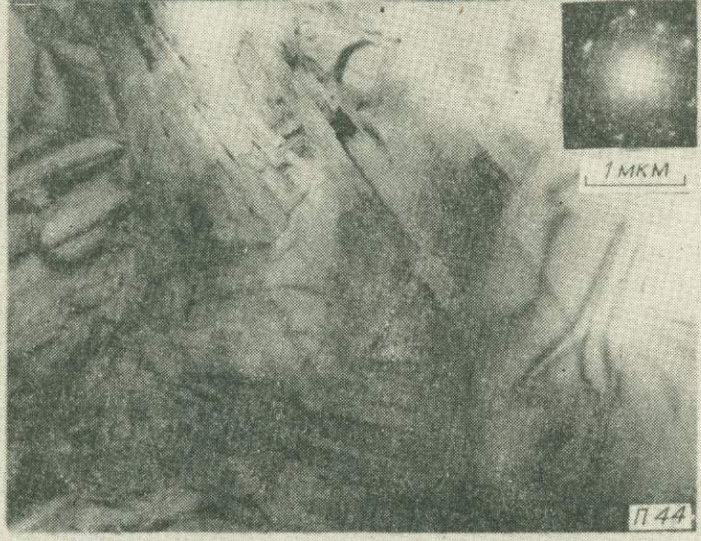
Дефекты структуры, установленные в плагиоклазах из массивов Осерёдок, Когтах, Ангашанский, однотипны, что позволило объединить их в одну группу. Отличительной особенностью микроструктуры этих образцов от плагиоклаза из массива Лукинда является отсутствие структур распада и дефектов упорядочения. Для микроструктуры данных образцов характерна тончайшая модулированная структура (рис. 3, а), в которой зафиксировалась начальная стадия фазового расслоения по спинодальному механизму. В образцах из этих массивов установлены также мало-угловые дислокационные границы (рис. 3, б), которые указывают на прошедшую высокотемпературную деформацию этих минералов. Для всех образцов характерны также неоднородности в виде раскристаллизованных на тончайшие амфиболовые волокна агрегатов (рис. 3, в). В плагиоклазе Ангашанского массива, в отличие от двух других, наблюдались микропрожилки стекла в самой начальной стадии его раскристаллизации (рис. 3, г). Здесь же отмечены прослойки аморфного вещества на границах между агрегатами амфиболов и матрицей плагиоклаза.

Возможные аспекты интерпретации термической и геологической истории изученных образцов. Как было уже отмечено, дефекты микро-структуры, обусловленные процессами субсолидусного фазового распада и упорядочения, зависят от состава и термической эволюции объекта и поэтому могут служить для восстановления последней. Весь же набор дефектов структуры плагиоклазов, их сравнительная картина позволяют наметить этапы формирования интрузивных массивов. Приведенный выше фактический материал, проанализированный с таких позиций, позволил выяснить следующие моменты в геологической истории данных объектов.

1. В работах [5, 6] приведены данные, свидетельствующие о глубинном происхождении плагиоклаза (анортита) из ксенолитов базитовых пород в базальтоидных лавах вулканов Камчатки и Курильских островов. Доказан также факт обработки этих пород высокотемпературными флюидами, насыщенными петрогенными элементами. В результате дополнительного анализа микроструктуры этих образцов установлено полное отсутствие дефектов АФГ, что означает либо постоянство термодинамических параметров в процессе его кристаллизации, либо длительный отжиг при высокой температуре. Присутствие в этих образцах специфических дефектов [5, 6] указывает на кратковременность высокотемпературного воздействия. Исчезновение возможных АФГ за это время маловероятно, так как эти дефекты обусловлены диффузией алюминия и кремния, которая, по данным Риббе и Смита [7], происходит в решетке плагиоклаза очень медленно, вследствие чего соответствующие структурные переходы инертны. Таким образом, остается первый вариант — кристаллизация на большой глубине в условиях постоянства термодинамических параметров. Это означает, что указанные породы возникли в условиях сравнительно малых градиентов температур и давлений, которые выдерживаются на больших пространствах весьма длительное время. Таковые в пределах Курило-Камчатской вулканической дуги можно предполагать в низах земной коры или в верхних горизонтах верхней мантии.

2. Дефектное строение плагиоклазов из троктолитов массива Лукинда позволяет предполагать сложную термическую историю его на протяжении длительного отрезка геологических событий, имевших место при формировании докембрийских складчатых сооружений Забайкалья и Верхнего Приамурья. Отдельные этапы этой термической истории можно расшифровать при помощи фазовой диаграммы альбит — анортит и анализа микроструктуры изученных образцов. Так, микроблочная структура минерала с разным химическим составом блоков указывает на среднюю (в геологическом масштабе) скорость кристаллизации из расплава, возможную при консолидации интрузивного тела в мезоабиссальных усло-





виях, что согласуется с петрологическими данными по массиву Лукинда [1]. В дальнейшей термической истории этого объекта можно выделить два этапа: 1) очень медленное остывание его (в результате чего по механизму гетерогенного зародышеобразования в матрице плагиоклаза сформировались крупные ламели), 2) прогрев интрузивного тела до температур не выше 800°C и последующее быстрое охлаждение. Во время этого термического воздействия произошло фазовое преобразование включенных в матрицу плагиоклаза микрокристаллов амфибола, а также в кристаллах плагиоклаза начался процесс спинодального распада. Характер этих явлений позволяет оценить температуру воздействия от 600 до 800°C; незавершенность процессов структурных и фазовых переходов указывает на относительно высокую скорость последующего остывания.

Такой относительно кратковременный прогрев плагиоклазов мог быть обусловлен воздействием жильной и пегматоидной серии пород плутона, исходным субстратом которой являлись остаточные расплавы, обособившиеся после кристаллизации раннего минерального парагенезиса (плагиоклаз + оливин, хромшпинелиды) троктолитов и ассоциирующих с ними пород [1]. Формирование этой серии пород происходило в интервале между кристаллизацией интеркумулосного остаточного расплава и окончательным затвердеванием породы на этапе появления концентрационных трещин усадки, куда и проникал жидкий остаточный расплав. Пегматоидные габбро прорывают троктолиты в данном участке в 10 м от анализированного образца. Однако нельзя исключить и возможность термического воздействия со стороны жил и даек гранитоидов, также рвущих в этом участке троктолиты.

Микроструктуры образцов плагиоклаза из массивов Когтах, Осерёдок и Ангашанский, объединенных по микроструктурным особенностям в одну группу, свидетельствуют об их деформации и отжиге при высокой температуре (не менее 1000°). Структуры распада и упорядочения, которые, по всей вероятности, содержались в этих минералах до высокотемпературного воздействия, отождились, т. е. гомогенизировались в матрице при таком прогреве. Судя по деталям микроструктуры (включения стекла, аморфные прослойки), воздействию с максимальной температурой ($\geq T_{пл}$) подвергся плагиоклаз из Ангашанского массива. Присутствие во всех образцах малоугловых границ свидетельствует о том, что выдержка при высоких температурах сопровождалась деформацией.

Такой высокотемпературный отжиг плагиоклазов в габброидах Когтахского массива мог быть вызван воздействием со стороны монодиоритовой интрузии, внедрившейся вслед за формированием габброидного тела [3]. В Ангашанском массиве отжиг плагиоклазов мог возникнуть в результате внедрения лейкобазитового и (или) рудно-анатитовых расплавов, прорывающих породы расслоенной серии. Для массива Осерёдок причина такого высокотемпературного отжига плагиоклазов пока неясна.

Выводы. Приведенный материал представляет собой первую в истории изучения минералов электронномикроскопическими методами попытку использования методов ПЭМ для решения комплексной геологической задачи. Фактические данные (см. рис. 2, 3) даже на качественном уровне показывают резкие отличия термической и геологической истории объектов, объединенных по дефектам микроструктуры в три разные группы.

Так, комплекс особенностей или дефектов микроструктуры в анортичах из ксенолитов базитовых пород в базальтовой лаве вулканов Камчатки и островов Курильской гряды свидетельствует об условиях их образования, существовавших на границе земной коры и верхней мантии. Установлены параметры высокотемпературного флюида, преобразующего эти

Рис. 3. Микроструктуры плагиоклазов из пород массивов Осерёдок (обр. 3178), Когтах (обр. П-44, П-51) и Ангашанский (обр. Б-1960).

а — модулированная структура типа «твид»; б — малоугловые дислокационные границы в образцах из трех массивов; в — включения агрегатов тонковолокнистых амфиболов; г — включения слабо раскристаллизованного стекла в обр. Б-1960 (Ангашанский габброидный массив).

породы. В дефектах структуры, обусловленных распадом твердых растворов и упорядочением в структуре плагиоклаза из массива Лукинда, отчетливо зафиксировалась информация о его кристаллизации из расплава и последующих этапах субсолидусного остывания. Термическую историю плагиоклазов из массивов Осерёдок, Когтах и Ангапанский, которая, судя по их геолого-петрографической характеристике, была длительной и сложной, восстановить не удалось, так как соответствующие дефекты отожглись, т. е. гомогенизировались в матрице кристаллов при высокотемпературном воздействии, имевшем место на каком-то этапе их существования. По микроструктуре этих плагиоклазов определены характер и температурные границы такого воздействия.

Настоящая работа показывает на конкретных примерах возможности и ограничения метода ПЭМ для решения вопросов расшифровки термической и соответственно геологической истории пород. Более строгое решение таких задач (с количественной оценкой) требует знания термодинамических параметров, структурных и фазовых превращений в минералах (плагиоклазах) заданного состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балыкин П. А., Кривенко А. П., Поляков Г. В., Богнибов В. И. Минералогия и вопросы петрогенезиса дунит-троктолит-габбрового массива Лукинда. — В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 194—203.
2. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. М.: Мир, 1966. 481 с.
3. Кривенко А. П., Поляков Г. В., Богнибов В. И., Балыкин П. А. Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау. — В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 5—96.
4. Стенина Н. Г., Титов А. Т. Приготовление моно- и гетерофазных минералогических объектов для исследований с помощью просвечивающей электронной микроскопии. — Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 124—130.
5. Стенина Н. Г., Шаранов В. Н., Кутыева Г. В. Микроразность ингенсивности воздействия потоков горячих флюидов на трещиноватые базиты под вулканами восточной вулканической зоны Камчатки. — В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1980, с. 113—120.
6. Стенина Н. Г., Шаранов В. Н., Кутыева Г. В. Микроструктура фено- и ксенокристаллов плагиоклаза из базитовых лав Камчатки. — В кн.: Динамические модели физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 89—97.
7. Smith J. V. Feldspar minerals. V. 1. Berlin — Heidelberg — New-York, Springer-Verlag, 1974. 568 p.

А. Т. ТИТОВ

ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ МЕЖЗЕРЕННЫХ ГРАНИЦ МАГНЕТИТОВ И СОПУТСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В ЖЕЛЕЗОНОСНЫХ СКАРНАХ С ЦЕЛЬЮ ВЫЯСНЕНИЯ КИНЕТИКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ

Изучение строения межзеренных границ дает возможность выявить некоторые типоморфные особенности минералов и получить сведения о механизме их кристаллизации. Просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ) является методом, позволяющим исследовать структурные неоднородности межзеренных границ. При использовании дополнительно к ПЭМ сканирующей электронной микроскопии в комплексе с микронзондовым анализом можно оценивать химический состав тонких объектов с локальностью до 0,1 мкм [7].

Подготовка образцов для электронномикроскопического изучения на просвет проводилась методом ионного утонения. Поскольку все исходные образцы были гетерофазными, потребовалось совершенствование методики их утонения [4]. Скорость травления различных фаз неодинакова и зави-

сит от типа и совершенства их структуры. Так, скорость травления бездефектного магнетита гораздо меньше, чем скорость травления других минералов, присутствующих в данных образцах. Как правило, в первую очередь происходит вытравливание менее структурно-упорядоченных межзеренных границ и дефектных участков минералов. Малая скорость травления магнетита объясняется высокой энергией связей в его изотропной структуре. Селективное вытравливание межзеренных границ и механическое воздействие на образец приводит к разрушению отдельных его участков. В результате имеются не только протравленные границы, но и тонкие кромки скола межзеренных границ. Чтобы увеличить полезную площадь исследуемого образца, выбранные участки шлифа (2×2 мм) приклеивались к молибденовой сеточке, которая служит скрепляющим остовом и предохраняет образец от дальнейшего разрушения. Выбор материала сеточки определялся малой скоростью травления Мо при используемом режиме (напряжение $V = 2 - 2,5$ кВ; сила тока ионов в тлеющем разряде $I = 0,4 - 0,6$ мА). Утонение шлифов проводилось до появления перфораций в интересующих областях образца, тонкие участки вокруг которых просматривались в просвечивающем электронном микроскопе.

Использовались электронные микроскопы просвечивающего типа ВС-500 (90 кВ) и JEM-1000 (1000 кВ) и сканирующий электронный микроскоп JSM-35 с микронзондовой приставкой KEVEX.

В данной статье излагаются результаты изучения строения межзеренных границ магнетита и сопутствующих минералов из Табратского и Таятского месторождений, геологическая характеристика которых приведена в статьях М. П. Мазурова [1, 2].

Дашкесанит-магнетитовый рудный парагенезис образует штокерк жил в катаклазированном грубозернистом пироксеновом скарне. Изучение с помощью ПЭМ показало, что магнетит содержит в основном монокристаллические включения пироксена и амфибола, часто сопряженные с дислокациями (рис. 1, а). Во всех исследуемых образцах наряду с резкими границами наблюдаются, согласно данным микродифракции, аморфные прослойки на границе между зернами мономинеральных скоплений магнетита, пироксена и амфибола, которые достигают нескольких микрон. Размер таких прослоек между зернами различных минералов гораздо меньше. Аморфная фаза состоит главным образом из алюминия и в меньших количествах кальция и железа, причем в различных участках образца содержание этих элементов неодинаково. Аморфная прослойка, расположенная параллельно призматическим граням кристаллов пироксена, представлена на рис. 2. Пироксен на концах таких зерен часто дефектный и неустойчивый к тепловым воздействиям пучка электронов. Прилегающие к пироксену и амфиболу отдельные зерна магнетита имеют блочную структуру с размером блоков $0,4 - 5$ мкм, содержат микровключения (см. рис. 1, б, в) дислокации и высокую плотность скоплений точечных дефектов. В дефектных зернах магнетита, содержащих микрокристаллические включения, регистрируются Al, Si и Ca в количествах от следовых и выше, а на участках без включений — только Fe. Из этого можно заключить, что концентрация этих элементов определяется в основном плотностью микровключений других фаз. Неупорядоченное строение пограничной зоны магнетита с пироксеном хорошо видно по рельефу ионного травления граничной области (рис. 3). Ограниченный кристалл амфибола на границе магнетита с пироксеном окружен сферическими выделениями с высоким содержанием алюминия.

Метасоматический магнетит из диопсид-скаполит-магнетитовой руды Таятского месторождения по данным ПЭМ имеет совершенную структуру, но вблизи межфазовых границ часть монокристаллических зерен содержит дислокации и скопления точечных дефектов (рис. 4).

На границах мономинеральных зерен магнетита (рис. 5, б), пироксена, а также между кристаллами различных минералов наблюдаются аморфные прослойки. Кажущаяся неоднородность вызвана, вероятно, абсорбционным контрастом, возникшим вследствие неравномерной толщины амор-



фной фазы, копирующей рельеф прилегающих к ней почковидных зерен магнетита (рис. 5, *a*). Об этом свидетельствует и приуроченность ассоциации аморфной фазы и почковидных зерен магнетита к месту скола тонких образцов. Аналогичные прослойки обнаружены и в образцах из Ирбинского, Одиночного и Бурлукского скарных железорудных месторождений [3, 5]. Почковидная форма зерен наблюдалась на химически протравленных образцах магнетита из карбонатитов Ковдорского месторождения [6]. Помимо аморфных на границе зерен магнетита обнаружены прослойки поликристаллического, а на границе зерен магнетита и пироксена — волокнистого строения (рис. 6, *a*). Совершенные зерна скаполита и пироксена на границе с магнетитом часто состоят из блоков размером 0,3—10 мкм. Причем соотношения натрия и хлора в соседних блоках скаполита заметно отличаются, а границы с магнетитом резкие. В зоне контакта магнетита

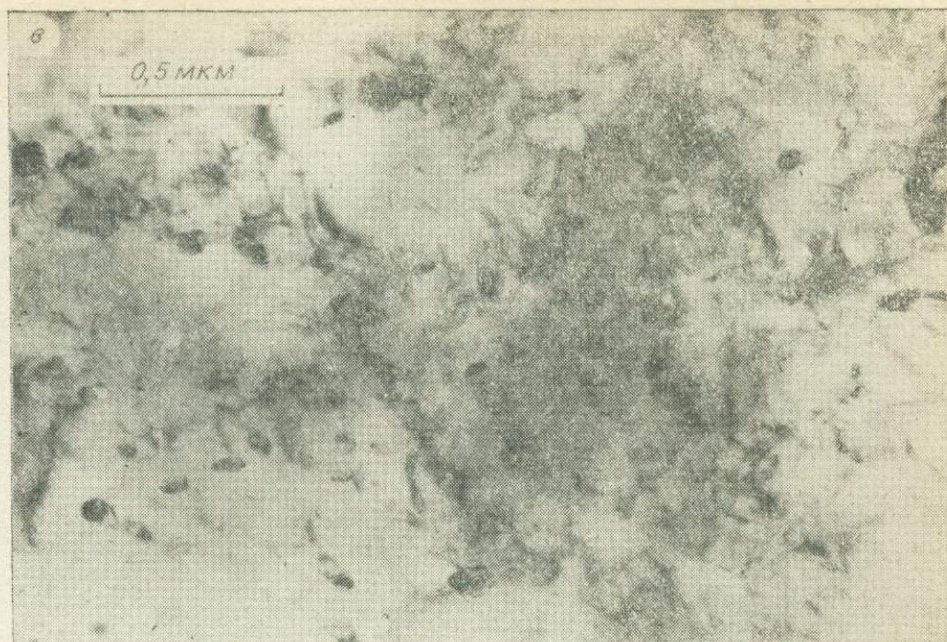


Рис. 1. Внутреннее строение магнетитов из дашкесанит-магнетитовой руды. Обр. ТБ 36/574.

a — микрокристаллические включения пироксена (П) и амфибола (А), сопряженные с дислокациями (90 кВ); *b* — блочный магнетит с микровключениями другой фазы из зоны контакта с пироксеном (90 кВ); *в* — магнетит с высокой плотностью микровключений (1000 кВ).

с пироксеном и скаполитом встречаются также очень дефектные зерна магнетита с вытравленными при ионном утонении включениями (рис. 6, б), зерна, неустойчивые к тепловому воздействию электронного пучка, представляющие собой агрегат из микрокристалликов различного габитуса (рис. 6, в), а пироксен содержит поликристаллические области. Там, где магнетит содержится в виде вкрапленности в скаполите, наблюдались без-

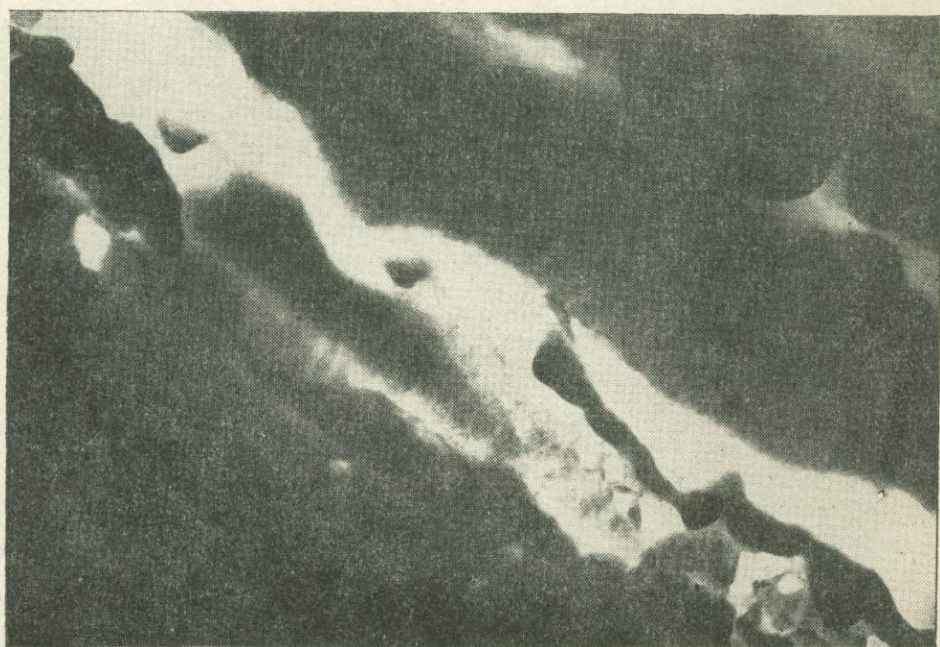


Рис. 2. Аморфная прослойка (А) между зернами пироксена (П) (90 кВ). Обр. А1245.

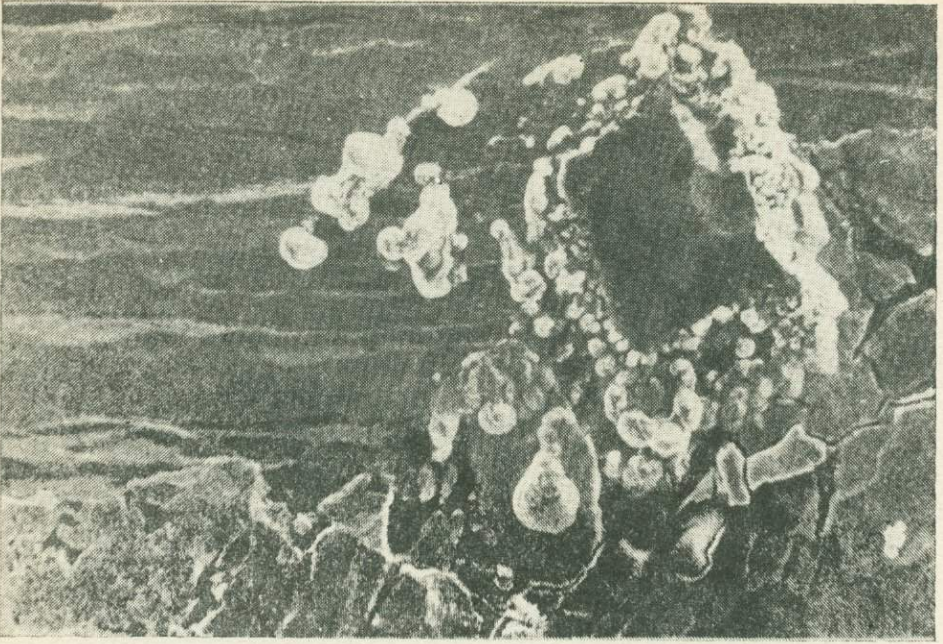


Рис. 3. Топография поверхности граничной области магнетита с пироксеном после полного утонения. Обр. А1245.

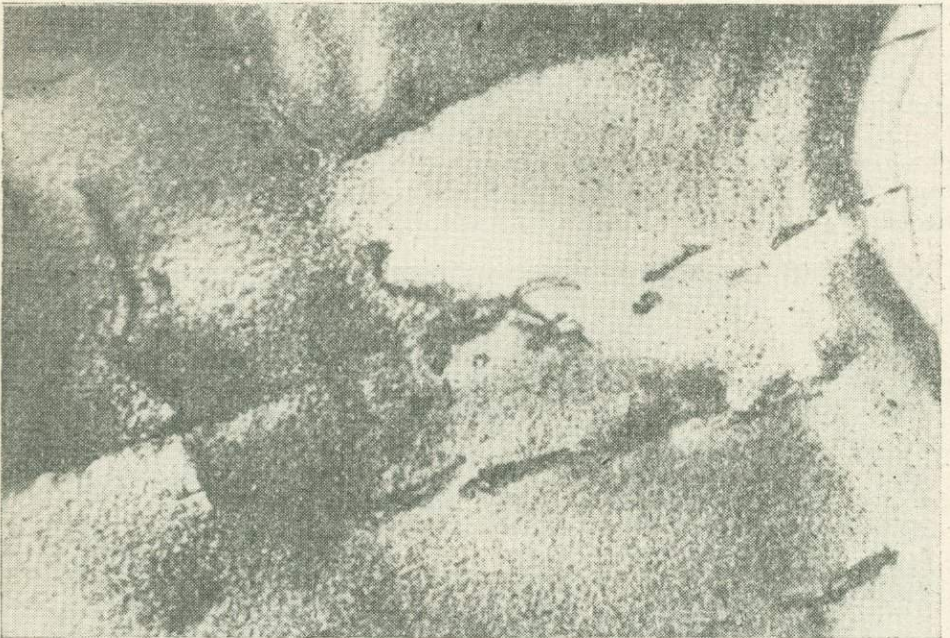


Рис. 4. Высокая плотность скопления точечных дефектов в магнетите на границе со скаполитом и пироксеном (1000 кВ). Обр. Т 25/33,7.

дефектные зерна скаполита, дефектные и совершенные зерна магнетита и сферические включения размером от 2 до 10 мкм, в которых регистрируется только алюминий.

Полученные данные свидетельствуют о том, что граничная область магнетита с нерудными минералами имеет сложное строение. В ней установлены разные по составу и структурной упорядоченности межзеренные прослойки и очень дефектные неустойчивые к незначительному тепловому

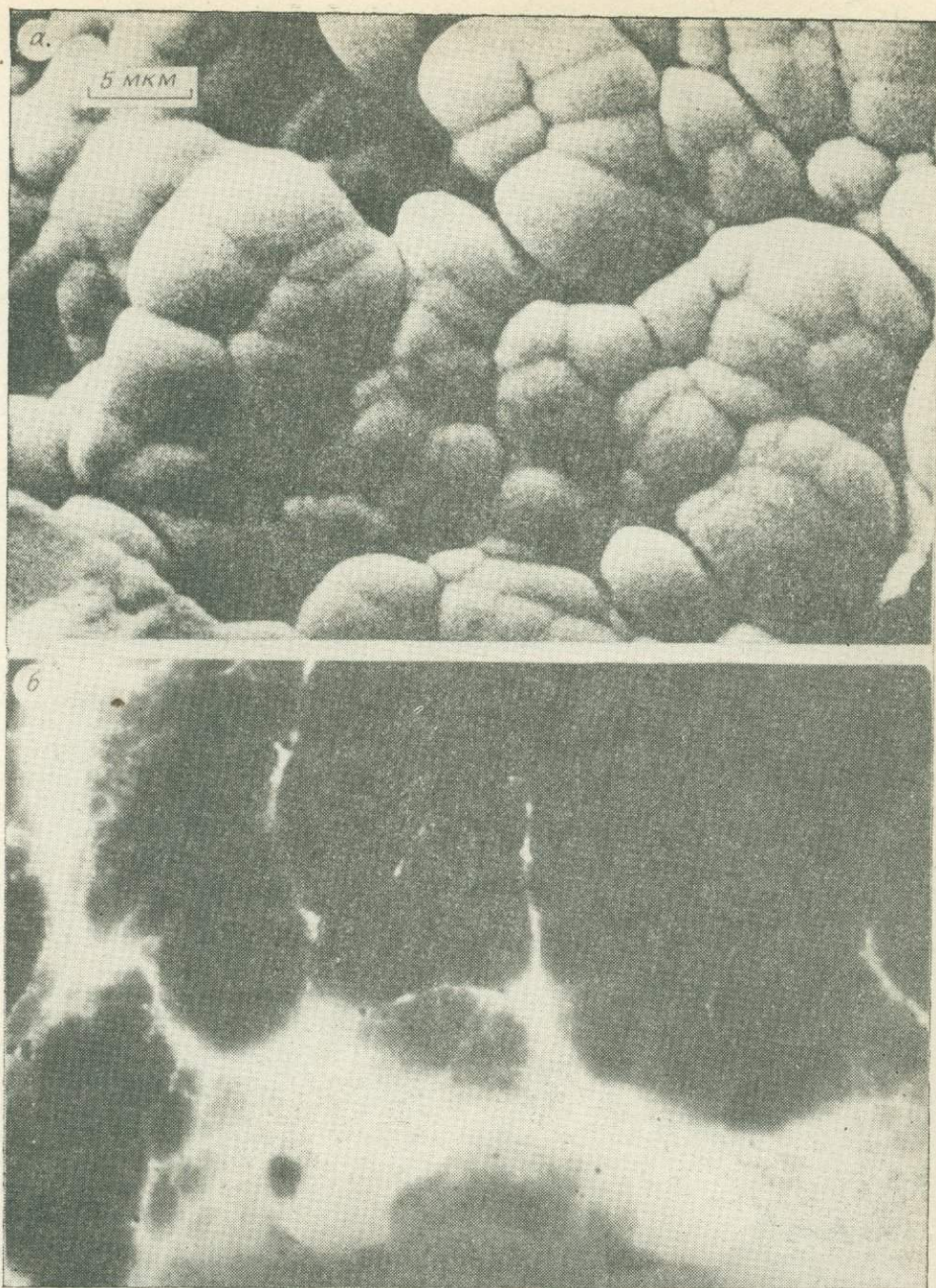


Рис. 5. Зерна магнетита (а) и строение прилегающей к ним аморфной фазы (б). Обр. Т 21/170.

воздействию зерна, образующиеся в процессе кристаллизации и последующих структурно-химических преобразований. Присутствующие в изучаемом магнетите на следовом уровне алюминий, кремний и кальций содержатся в виде микровключений, а в дефектных областях зерен без таких включений вообще не регистрируются. Контактующие с магнетитом минералы часто приобретают поликристаллическую или мелкоблочную структуру, иногда с переменным составом в соседних блоках.

Микроструктурные особенности межзеренных границ зависят от условий формирования и вида парагенезиса минералов, что хорошо видно из сравнения данных с результатами работ по метасоматическому замещению граната и кальцита магнетитом из Ирбинского, Одиночного и Бур-



лукского железорудных месторождений [3, 5]. В исследованных образцах не наблюдаются реакционные границы с зонами, состоящими из аморфной, поликристаллической фаз и монокристаллического магнетита, что характерно при замещении граната и кальцита.

В образцах известково-скарновой магнетитовой руды Ирбинского, Одиночного и Бурлукского месторождений в прослойках аморфной фазы между зернами магнетита часто встречаются раскристаллизованные волокна. В образцах Табратского месторождения их совсем нет, и только в единичных случаях они обнаруживаются в метасоматическом магнетите Таятского месторождения. В таких прослойках обнаружен кремний, который участвует в образовании наблюдаемых волокон. Одной из наиболее вероятных причин редкого проявления раскристаллизованных воло-

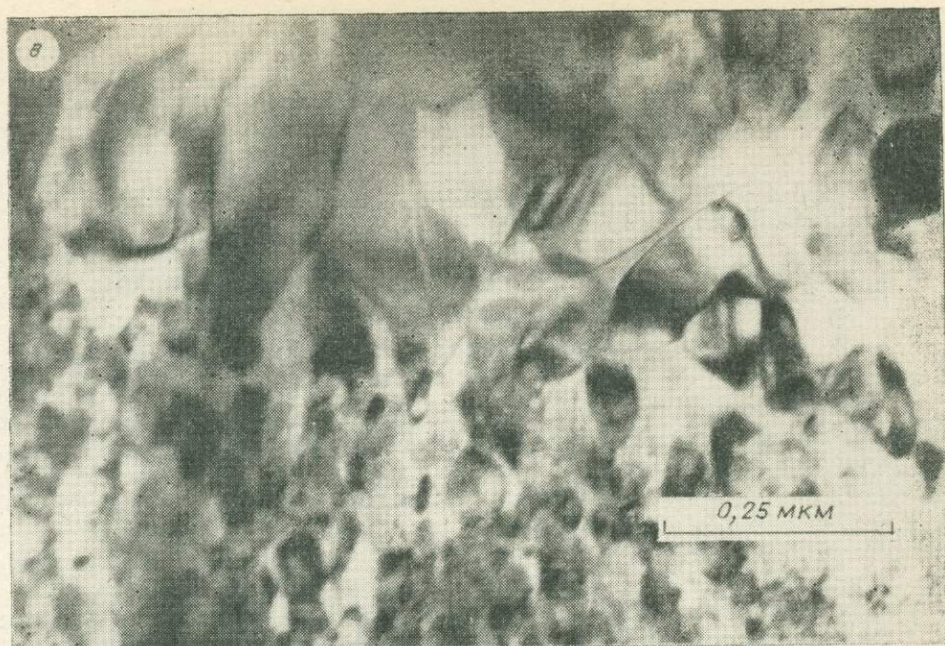


Рис. 6. Микроструктурные особенности границ магнетита со скаполитом и пироксеном. *a* — волокнистая прослойка между зернами магнетита (М) и пироксена (П) (1000 кВ), обр. Т 25/33,7; *б* — магнетит с вытравленными при ионном утонении включениями (светлые участки треугольной формы) (90 кВ), обр. Т 25/33,7; *в* — микрокристаллический агрегат различных фаз на контакте магнетита с пироксеном (90 кВ), обр. Т 26/176.

кон в образцах скаполит-магнетитовых руд может быть более высокая температура формирования рассмотренной ассоциации.

Полученные данные позволяют заключить, что аморфные прослойки между зернами магнетита встречаются во всех минеральных типах скарновых железорудных месторождений. Автором наблюдались аморфные прослойки и в образцах серпентин-магнетитовых руд магнезиально-скарнового Тейского месторождения. Высокое содержание алюминия в межзеренных прослойках и сферических выделениях подтверждает высокую инертность (или малую миграционную способность) алюминия в известково-скарновом процессе.

Тесная связь аморфной фазы с почковидными зернами магнетита свидетельствует, вероятно, о том, что она является остаточным продуктом замещения. Присутствие во всех образцах аморфной фазы обусловлено кинетикой процесса и, вероятно, является одним из типоморфных признаков метасоматических реакций.

Присутствие элементов-примесей в исследованных магнетитах обусловлено включениями и другими дефектами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мазуров М. П. Температуры и последовательность образования амфиболов в скарновых железорудных месторождениях Восточного Саяна. — В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1977, с. 155—160.
2. Мазуров М. П. Генетические особенности Таятского железорудного месторождения. — В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 40—48.
3. Стенина Н. Г., Мазуров М. П., Титов А. Т. О механизме отложения магнетита в известковых скарнах. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 3, с. 694—698.
4. Стенина Н. Г., Титов А. Т. Приготовление моно- и гетерофазных минералогических объектов для исследования с помощью просвечивающей электронной микроскопии. — Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 128—130.
5. Стенина Н. Г., Титов А. Т., Мазуров М. П. Реальная структура магнетита и сопутствующих минералов. — Геохимия, 1982, № 1, с. 136—142.

6. Чернышева Л. В., Гайдукова В. С. О позднем магнетите карбонатитов Ковдорского месторождения. — Геол. рудных месторождений, 1973, т. 15, № 1, с. 106—109.
7. Suter M., Nissen R. X-ray microanalysis using a Scanning Electron Microscope. — In: Electron Microscopy in mineralogy. Berlin — New York: Springer-Verlag, 1976, p. 520—535.

А. В. МАНАНКОВ, С. В. НАВОЗОВА,
Ю. С. ШЕВЧЕНКО, М. Я. ЩЕРБАКОВА

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ И КИНЕТИКИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ И ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ БАЗАЛЬТОВ

В проблеме генезиса базитовых магм и связанных с ними рудных месторождений существует ряд недостаточно исследованных аспектов и среди них экспериментальное изучение влияния колебания соотношения исходных компонентов на кинетику протекания процессов минералообразования. В связи с этим сотрудниками лаборатории экспериментальной минералогии и геохимии ТГУ и лаборатории экспериментального рудообразования ИГиГ СО АН СССР проведены совместные исследования. В качестве исходных использованы образцы щелочных базальтов Монголии (ЩБ) и высокоглиноземистых лейкобазальтов Камчатки (ВГБ). Эксперименты по плавлению и кристаллизации проведены в различных окислительно-восстановительных условиях (в среде гелия и воздуха). Интервалы между температурными ступенями не превышали 50°C, изотермическая выдержка на каждой ступени составляла 4 ч. Кроме экспериментов с исходными базальтами проведены исследования по выяснению совместного влияния f_{O_2} и избыточных по сравнению с нормативными содержаниями (табл. 1) окислов железа. С этой целью выполнено еще четыре серии экспериментов с добавками к исходным базальтам последовательно по 8 и 16 вес. % магнетита.

Продукты экспериментов исследованы в проходящем и отраженном свете с помощью микроскопов МИН-8 и МИМ-7, на электронном микроскопе УЭМВ-100А, с использованием ЭПР (РЭ-1301), РФА (УРС-50), микроанализатора (Geol). Определены показатели преломления стекол иммерсионным методом, значения микротвердости (ПМТ-3) по 100 замерам в одном образце и удельного веса по 5 измерениям.

Расплавы обоих базальтов без добавок магнетита становятся оптически гомогенными после 4-часовой изотермической выдержки при 1350°C и выше в среде гелия и воздуха. Это подтверждается постоянством показателей преломления и относительно острыми одиночными максимумами на гистограммах микротвердости (рис. 1—3).

Электронномикроскопическое изучение методом угольно-платиновых реплик позволило обнаружить в оптически гомогенных стеклах характерные субмикроструктуры жидкостной несмесимости: 1) точечного расслоения, 2) сфероидального расслоения. Первый тип субмикроструктур типичен для обоих расплавов в окислительных условиях, а второй — в инертной среде. Пределы колебания диаметров глобулитов в расплаве ВГБ больше, чем в ЩБ, примерно в 2 раза.

По мере понижения температуры от 1450 до 1300—1250°C в окислительных условиях в обоих расплавах происходит последовательное увеличение количества глобулитов, и субмикроструктура точечного расслоения переходит в субмикроструктуру сфероидального расслоения при увеличении верхних пределов размеров глобулитов. После изотермической выдержки при 1250°C на фоне этой субмикроструктуры формируются субзародыши титаномагнетита, клинопироксена и лабрадора в виде тонко ветвящихся скопулитов.

В инертной среде в этом интервале (1450—1250°C) наблюдается превращение субмикроструктуры сфероидального расслоения в симплекти-

товую субмикроструктуру, отличающуюся появлением среди округлых глобулитов кристаллитов — зародышей дендритной формы.

Отмеченный рост микронеднородности расплава непосредственно отражается в развитии неоднородности показателей преломления (табл. 2) и в расширении гистограмм микротвердости, заканчивающемся появлением двух максимумов (см. рис. 1—3).

В серии экспериментов с ВГБ в воздушной среде обнаружено, что в индукционный период (1350—1300°C) появляется два четких максимума: 747 и 772 кг/мм², а в процессе кристаллизации (1200—1100°C) исчезает максимум 772 кг/мм², но появляется другой — 800 кг/мм². Увеличение микротвердости второго максимума свидетельствует о диффузии из кремнекислородной матрицы расплава катионов, необходимых для формирования магнетита и силикатов, т. е. о возрастании в стекле относительного количества кремнезема. Из табл. 3 видно, что в составе стекла ВГБ в интервале 1200—1100°C понижается содержание TiO₂ и MgO. Вместе с тем по мере понижения температуры происходит понижение концентрации закисного железа в расплавах (табл. 4). Абсолютное содержание FeO в расплаве ВГБ больше, чем в расплаве ЩБ при обратных соотношениях в исходных составах (см. табл. 1). Это связано с особенностями химического состава базальтов и в первую очередь может быть обусловлено относительной ролью алюминия [1].

Таблица 1

Химический состав исследованных базальтов

Базальт	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	H ₂ O	Сумма
ЩБ	2	47,34	1,75	17,46	2,74	8,25	0,11	7,00	7,09	4,66	2,40	0,60	0,45	0,15	100,00
ВГБ	3	55,73	0,98	17,79	5,05	4,99	0,10	2,84	7,45	3,82	1,01	0,26	0,10	0,18	100,00

Петрохимические характеристики по А. Н. Заварицкому

Базальт	s	a	b	c	Q	a/c	c'	m'	f'	n
ЩБ	55,48	43,70	25,89	4,93	-21,4	2,78	14,55	46,03	39,42	75,00
ВГБ	66,36	40,16	16,22	1,26	+5,1	1,40	10,87	30,43	58,70	84,72

Нормативные составы по методу СРВ

Базальт	ар	il	mt	or	ne	ab	an	wo	di	en	ol	fa	en	hy	fs	Q
ЩБ	1,01	3,34	7,87	13,91	9,16	21,50	20,03	4,88	3,11	3,11	4,88	4,89	5,62	2,77	10,51	10,51
ВГБ	0,51	4,97	7,41	6,12	—	31,98	28,65	2,21	1,41	1,41	—	—	—	—	—	—

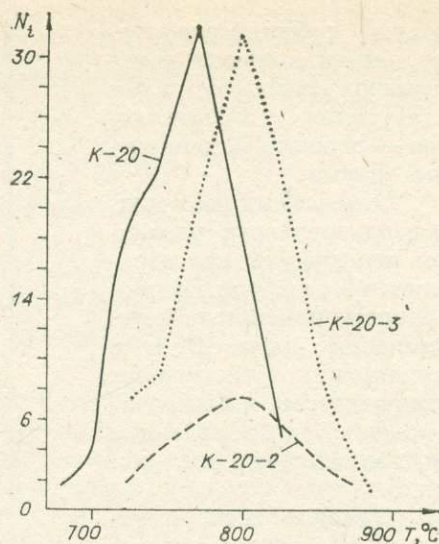
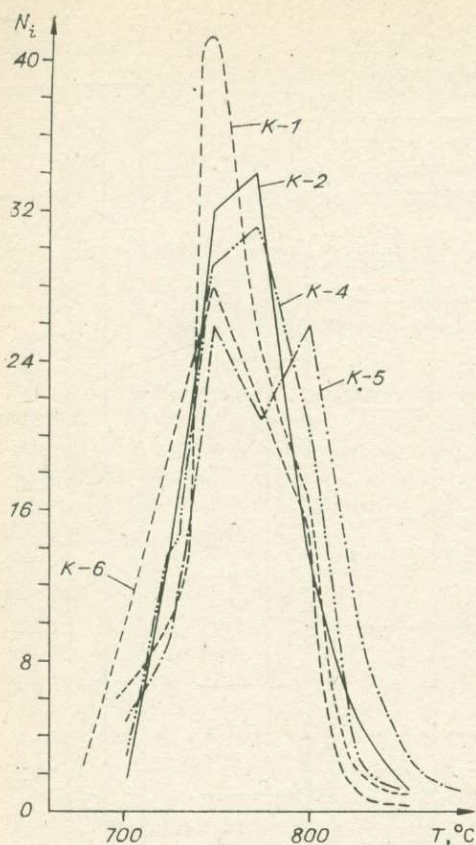


Рис. 2. Значения микротвердости (кг/мм²) стекол из расплавов ВГБ в инертной среде. Номера кривых соответствуют номерам образцов в табл. 2.

Рис. 1. Значения микротвердости (кг/мм²) стекол из расплава ВГБ в воздушной среде. Номера кривых соответствуют номерам образцов в табл. 2.

В инертной среде процессы структурирования расплава ВГБ также сопровождаются усилением жидкостной несмесимости: возрастает величина максимума микротвердости (772 вместо 747 кг/мм² в окислительной среде) при заметном расширении гистограмм по мере понижения температуры (см. рис. 2).

Качественно аналогичная температурная зависимость показателей преломления и микротвердости выявлена и в расплаве ЩБ (см. табл. 2, рис. 3). Абсолютные значения этих свойств у расплавов ЩБ и в нейтральной и окислительной среде выше, чем у ВГБ.

По результатам анализа спектров ЭПР (табл. 5), с помощью которых исследуются формы Fe^{3+} в процессах фазовых превращений, включая самые начальные стадии предкристаллизационного жидкостного расслоения и зародышеобразования [8], выявлены следующие существенные отличия в механизме отдельных стадий перехода расплавов ЩБ и ВГБ в кристаллическое состояние: 1) увеличение содержания щелочей в окислительной среде тормозит процессы жидкостной несмесимости, способствуя концентрации ионов Fe^{3+} в обособленных ассоциатах с повышенной локальной концентрацией Fe^{3+} ($g = 2,0$) по мере понижения температуры, и наоборот, дефицит щелочей в окислительной среде стимулирует жидкостную несмесимость за счет деструкции обособленных ассоциатов Fe^{3+} ; 2) в инертной среде избыток окислов натрия и калия при понижении температуры от 1450 до 1250°C вызывает рост количества равномерно распределенных ионов Fe^{3+} ($g = 4,3$) на фоне резкого уменьшения изолированных ассоциатов ($g = 2,0$); 3) зародышеобразование магнетита в расплаве ЩБ начинается в инертной атмосфере при более высокой температуре и проходит с большей скоростью, чем в расплаве ВГБ.

Ликвидусными фазами в расплаве ЩБ являются титаномагнетит и клинопироксен, в ВГБ — титаномагнетит и лабрадор. Анализ кинетических кривых выхода продуктов кристаллизации (рис. 4) и их морфологи-

Условия термообработки и состав продуктов экспериментов

Ба- зальт	Среда	№ обр.	T, °C	Фазовый состав (%) и свойства
ВГБ	Воздух	K-1	1400	Gl(100), N = 1,573
		K-4	1400—1350	Gl(100), N = 1,573
		K-2	1400—1300	Gl(100), N = 1,600—1,570
		K-5	1400—1200	Pl(15,0); Mgt (1,0); Gl(84), N = 1,588—1,576
		K-6	1400—1100	Pl(50,0); Mgt(6,0); Gl(44), N = 1,579—1,570
	Гелий	K-20	1450	Gl(100), N = 1,563
		K-20-3	1450—1250	Mgt(ед. з.); Gl(100), N = 1,585—1,561
		K-20-2	1450—1100	Pl(23); Mgt(1,0); Gl(76), N = 1,555—1,546
ЩБ	Воздух	M-1	1400	Gl(100), N = 1,600
		M-2	1400—1350	Gl(100), N = 1,600±0,010
M-3		1400—1300	Gl(100)*	
M-4		1400—1250	Gl(100)*	
M-5		1400—1200	Gl(99,7)*; Mgt(0,3)	
M-6		1400—1100	CPy(20), Mgt(5), Gl(75)*	
	Гелий	M-10	1450	Gl(100)*, N = 1,586
		M-10-3	1450—1250	Mgt(0,2); Gl(99,8)*
		M-10-2	1450—1100	CPy(3,5); Mgt(0,5); Cl(96,0)*

Примечание. Звездочкой отмечены стекла черные. Gl — стекло, Pl — плагиоклаз, CPy — клинопироксен, Mgt — магнетит (титаномагнетит).

ческих особенностей позволил нам выявить общую для двух базитовых расплавов структурно-кинетическую закономерность. Она заключается в том, что в окислительной среде по сравнению с инертной увеличивается скорость зародышеобразования, но одновременно уменьшается скорость роста и соответственно степень совершенства формирующихся кристаллов. В инертной среде скорость зародышеобразования меньше, но зато скорость роста и степень совершенства кристаллов больше.

Энергия активации кристаллизации $E_{кр}$ (табл. 6), вычисленная по уравнению Аррениуса первого порядка, для ликвидусных фаз ЩБ и ВГБ в инертной среде в целом меньше, чем в окислительной. Учитывая отме-

Таблица 3

Зависимость содержания главных компонентов (вес. %) от состава базальтов и условий экспериментов в воздушной среде

№ обр.	T, °C	Добавка магнетита	MgO	TiO ₂	ΣFeO	Фазовый состав
K-5*		0	3,33	1,25	9,74	Стекло
K-6*		0	2,95	1,18	9,76	»
M-6 ₁ *		0	8,37	2,70	10,62	»
M-6 ₂ *		0	6,80	2,20	9,92	»
M-6*		0	16,87	2,78	45,99	Клинопироксен
K-200	1400	8	2,93	0,06	15,74	Стекло
K-200-1	1400—1300	8	2,55	1,15	12,42	»
M-100	1400	8	7,22	1,90	13,81	»
K-400-1	1400	16	2,33	1,00	15,50	»
K-400-3	1400—1300	16	3,11	0,81	12,81	»
K-400-3	1400—1300	16	0,87	4,26	76,96	Титаномагнетит
M-300-1	1400	16	4,81	5,95	21,97	Стекло
M-300-3	1400	16	4,35	1,88	11,21	»

* Здесь и далее номера соответствуют номерам в табл. 2.

Зависимость содержания FeO (вес. %) от условий экспериментов по данным химических анализов

№ обр.	T, °C	Среда	Добавка магнетита, %	FeO
M-2*	1400—1350		0	2,30
M-3*	1400—1300		0	2,30
M-4*	1400—1250		0	2,15
M-5*	1400—1200		0	1,72
K-1*	1400		0	2,58
K-2*	1400—1300		0	2,44
K-200-10-2	1450	Инертная	8	11,52
K-200-10-1	1450—1300	»	8	5,67
M-100	1400	Окислительная	8	3,52
M-100-1	1400—1300	»	8	3,05
M-100-10	1400—1100	Инертная	8	10,91
M-300-1-3	1450	»	16	14,93
K-400-1-2	1450—1300	»	16	12,99

ченную структурно-кинетическую закономерность кристаллизующихся фаз, можно сделать вывод о том, что энергия активации $E_{кр}$ для базитовых расплавов определяется скоростью роста.

Анализ продуктов кристаллизации базальтовых расплавов с подшихтовкой магнетитом показал, что при добавке 8 вес.% магнетита не достигается предел макрорастворимости железа в обоих составах, о чем свидетельствует отсутствие ликвационных структур и других физических признаков докристаллизационной дифференциации, хотя концентрация ΣFeO в гомогенных стеклах достигает 13,81—15,74 вес.% (см. табл. 3). На субмикроскопическом уровне жидкостная несмесимость обнаруживается в обоих составах по спектрам ЭПР. Об этом же свидетельствует характер температурной зависимости микротвердости стекол: в отличие от исходных расплавов здесь развитие двойных максимумов обнаруживается уже при 1350°C в инертной и при 1300°C в воздушной среде.

Кинетические кривые выхода титаномагнетита и клиношпроксена в расплавах ЩБ и ВГБ с добавками 8% магнетита представлены на рис. 5, энергия активации кристаллизации — в табл. 6.

В сериях экспериментов с базальтами, подшихтованными 16% магнетита, зафиксированы пределы растворимости железа в обоих расплавах. В придонной части силикатного расплава формируется микрослой (20—180 мкм толщиной) идиоморфных и скелетных кристаллов магнетита от 10,0 до 130,0 мкм в поперечнике при 1350°C в окислительной и при 1300°C в инертной среде. Верхние кристаллы скелетообразно разрастаются вершинами вверх.

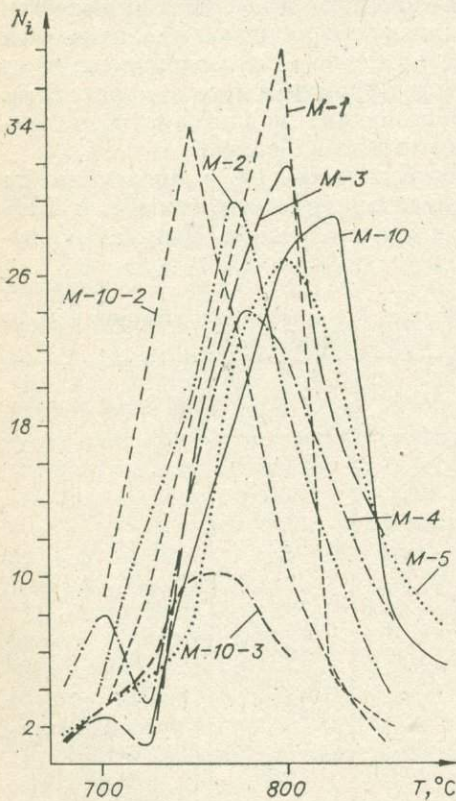


Рис. 3. Гистограммы микротвердости (кг/мм²) стекла из расплавов ЩБ в инертной и окислительной среде. Номера кривых соответствуют номерам образцов в табл. 2.

Спектры ЭПР в продуктах экспериментов

№ обр	T, °C	Среда	Узкая линия Fe ³⁺ с g=4,3	Широкая линия Fe ³⁺ с g=2,0	Широкая полоса от супермагнитных стяжений Fe ³⁺	Широкая полоса от Fe-содержащей фазы с Fe ³⁺ в основе, g=2,5 (микрочастицы магнитно неупорядоченного магнетита)
M-2	1400	Окислительная	Нет	3,0	Нет	Нет
M-5	1400—1200	»	»	12,4	»	»
M-10	1450	Инертная	0,4	1,63	»	»
M-10-3	1450—1250	»	0,3	0,30	Интенсивная	»
K-4	1400—1350	Окислительная	Нет	19,3	Нет	Слабая
K-2	1400—1300	»	»	13,2	»	Средняя
K-20	1450	Инертная	0,6	0,22	»	Нет
K-20-3	1450—1250	»	0,18	0,46	»	»
K-20-2	1450—1100	»	Нет	0,40	Средняя	»

Примечание. Относительная интегральная интенсивность линий Fe³⁺ ($I_{\text{отн}}$) оценивалась по формуле $I_{\text{отн}} = \frac{I'}{I_{\text{бок}} P}$, где I' — амплитуда линии с конкретным g-фактором, $I_{\text{бок}}$ — амплитуда эталонного спектра Mn²⁺ в париклазе, P — вес образца.

Часть из них контактирует с вертикальными струйками магнетита 0,5—5,0 мкм в поперечнике и до 150 мкм длиной, которые служили «каналами» при диффузии и гравитационной отсадке из расплава избыточного магнетита.

Количество FeO достигает в расплавах, находящихся в инертной среде, 12,99—14,93 вес. % (см. табл. 4). В окислительной среде ΣFeO может составлять в зависимости от температуры 11,21—21,97 вес. % (см. табл. 3).

Таблица 6

Энергия активации кристаллизации доминирующих ликвидусных фаз в базитовых расплавах

Состав базальта	Среда	Фаза	$E_{\text{кр}}$, ккал/моль
ЩБ	Инертная	Титаномагнетит	38,0
	»	Клинопроксен	77,8
»	Окислительная	Титаномагнетит	112,9
	»	Клинопроксен	110,8
ВГБ	Инертная	Титаномагнетит	71,1
	»	Плагноклаз	39,8
»	Окислительная	Титаномагнетит	72,0
	»	Плагноклаз	48,4
ЩБ + 8% Mgt	Инертная	Титаномагнетит	46,2
	»	Клинопроксен	86,9
»	Окислительная	Титаномагнетит	81,9
	»	»	»
ВГБ + 8% Mgt	Инертная	Титаномагнетит	45,2
	Окислительная	»	97,0
ЩБ + 16% Mgt	Инертная	Титаномагнетит	39,9
	»	Клинопроксен	60,8
»	Окислительная	Титаномагнетит	41,2
	»	»	»
ВГБ + 16% Mgt	Инертная	Титаномагнетит	42,6
	Окислительная	»	35,7

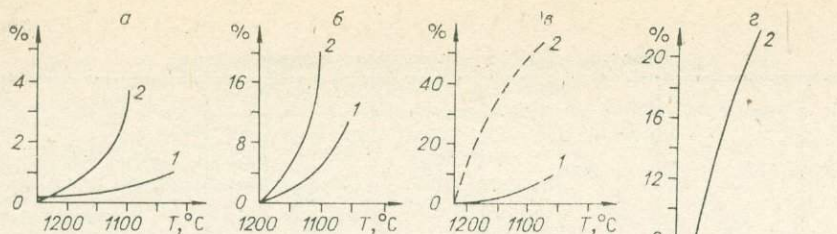


Рис. 4. Кинетические кривые выхода продуктов кристаллизации из исходных расплавов.

а, б — расплавы ЩБ в гелии и воздухе соответственно (1 — титаномагнетит, 2 — клинопироксен); а, 2 — расплавы ВГБ в воздухе и гелии соответственно (1 — титаномагнетит, 2 — лабрадор).

По результатам анализа спектров ЭПР в обоих расплавах в инертной и окислительной среде обнаруживаются признаки субмикроразделения. В расплаве на основе ВГБ они более выражены, а в расплаве на основе ЩБ при максимальных температурах (1450°C) в атмосфере гелия еще присутствуют ионы Fe^{3+} , равномерно распределенные в структуре расплава ($g = 4,3$), и ионы Fe^{3+} с $g = 2,0$.

Температурная зависимость значений микротвердости стеклофазы, полученной при закаливании базитовых расплавов с подшихтовкой 16% магнетита в окислительной среде, качественно сохраняет тенденцию, установленную для расплавов с 8% магнетита. В расплавах, прошедших термообработку в инертной среде, два максимума на гистограммах микротвердости появляются уже при 1450°C .

Количество титаномагнетита, сформировавшегося в объеме расплава ВГБ + 16% магнетита, и в окислительной, и в инертной среде больше, чем в расплаве ЩБ + 16% магнетита (рис. 6). Энергия активации кристаллизации $E_{\text{кр}}$ титаномагнетита и клинопироксена в расплавах базальтов + 16% магнетита меньше, чем в расплавах базальтов + 8% магнетита. Особенно резкий спад $E_{\text{кр}}$ зафиксирован для расплавов в окислительной среде (см. табл. 6).

В целом анализ полученных кинетических данных показывает, что процессы кристаллизации базитовых расплавов с подшихтовкой наиболее полно соответствуют гомогенным автокаталитическим процессам, самоус-

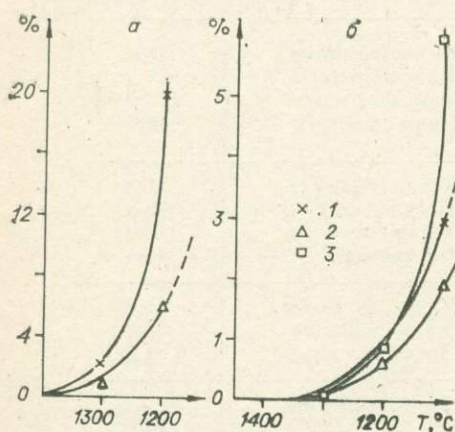


Рис. 5. Кинетические кривые выхода ликвидусных фаз из базитовых расплавов с добавками 8% магнетита (а — в воздушной среде, б — в гелии).

1 — титаномагнетит из расплава ВГБ + 8% магнетита; 2 — титаномагнетит из расплава ЩБ + 8% магнетита; 3 — клинопироксен из расплава ЩБ + 8% магнетита.

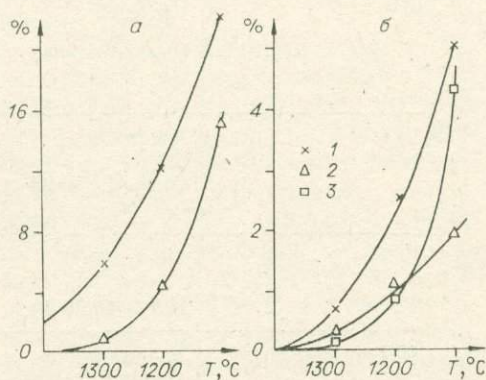


Рис. 6. Кинетические кривые выхода ликвидусных фаз из базитовых расплавов с добавками 16% магнетита (а — в окислительной среде, б — в нейтральной среде).

1 — титаномагнетит из расплавов ВГБ + 16% магнетита; 2 — титаномагнетит из расплавов ЩБ + 16% магнетита; 3 — клинопироксен из расплавов ЩБ + 16% магнетита.

Скорости образования титаномагнетита в зависимости от состава расплавов, количества подшихтовок и условий экспериментов

Ба- зальт	Подшихтов- ка магнети- та, %	Среда	W, %/мин	Ба- зальт	Подшихтов- ка магнети- та, %	Среда	W, %/мин
ЩБ	0	Инертная	0,0021	ВГБ	0	Инертная	0,0040
	8	»	0,0070		8	»	0,0120
	16	»	0,0080		16	»	0,0210
	0	Окислительная	0,0200		0	Окислительная	0,0250
	8	»	0,0500		8	»	0,0800
	16	»	0,0620		16	»	0,1050

корящимся за счет присутствия в расплавах избыточного конечного продукта, выполняющего роль катализатора. Влияние колебания соотношения главных исходных веществ на скорость процессов минералообразования в базитовых расплавах ранее экспериментально не изучалось. Этот вопрос представляет интерес не только с точки зрения химии силикатов, но и в геологическом отношении, позволяя в некоторой степени моделировать условия образования магнетитовых и титаномагнетитовых месторождений. В табл. 7 представлены вычисленные нами скорости реакций образования титаномагнетита из шести изученных расплавов в окислительной и инертной среде при 1100°C. Анализ данных этой таблицы показывает, что с увеличением количества сверхнормативного магнетита скорости возрастают в обоих расплавах. W увеличивается в обоих расплавах при переходе от инертной к окислительной среде. Максимальная скорость соответствует расплаву ВГБ с добавкой 16% магнетита. Таким образом, в базитовых расплавах, не достигших предела растворимости железа, формированию магнетитового расплава способствуют понижение основности (щелочности) системы и увеличение f_{O_2} при постоянной температуре. В качестве доказательства реальности и правильности экспериментальных выводов можно привести широко известные магматические рудные залежи Кирунавары, в подошве и кровле которых располагаются среднеосновные породы высокой щелочности [6]; магнетитовые лавы вулкана Лако в Чили [5, 9]; широко проявленные на железорудных месторождениях Сибири процессы магматического и раннего послемагматического метасоматоза с развитием околорудных альбититов и фельдшпатолитов [2—4 и др.].

ЛИТЕРАТУРА

- Кахаров Х. Х., Павлихина Е. Ф., Цыганов А. Д. Структурное состояние ионов железа в стеклах системы $SiO_2-A_2O_3-Fe_2O_3-Na_2O$.— Докл. АН ТаджССР, 1977, т. 20, № 4, с. 32—34.
- Мананков А. В. Некоторые закономерности распределения литофильных элементов железорудных скарновых месторождений Ташелгино-Майзасской группы Горной Шории.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1964, с. 160—166.
- Мананков А. В. Минералогия и генезис Ташелгинского контактово-метасоматического железорудного месторождения. Автореф. канд. дис. Томск, 1967. 23 с.
- Поляков Г. В. О геологических связях железооруднения с интрузиями.— Геол. и геофиз., 1962, № 6, с. 3—14.
- Старостин В. И., Кудрявцева Г. П. Магнетитовая лава древнечетвертичного вулкана (Северное Чили).— Геол. рудных месторождений, 1973, № 3, с. 102—111.
- Формозова Л. И. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции.— В кн.: Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей. М.: Наука, 1965, с. 7—46.
- Komatsu T. and Soga. ESR and Mössbauer studies of crystallization process of sodium iron silicate glass.— J. Chem. Phys., 1980, v. 72 (3), p. 1781—1785.
- Park C. F., Jr. A magnetite «flow» in Northern Chile.— Econ. Geol., 1961, v. 56, p. 431—436.

Ю. П. ТРУХИН, Р. А. ШУВАЛОВ, Н. Я. НЕПОМНЯЩАЯ
ГЕНЕРАЦИЯ ВОДОРОДА И УГЛЕВОДОРОДОВ
ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ВОДА — БАЗАЛЬТ

В работе [7] рассмотрена возможная роль окислительно-восстановительных реакций в формировании температурных неоднородностей поверхности шлаковых конусов Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ). Показано, что формирование температурных неоднородностей связано с окислением (горением) в зоне азрации водорода, генерируемого во внутренних высокотемпературных частях шлаковых конусов вследствие термической диссоциации H_2O и окисления $Fe(II)$ базальтов и их шлаков. В высокотемпературную стадию ($>700-750^\circ C$) в процессе девитрификации (кристаллизации безводных минералов — пироксенов, плагиоклаза) возрастает парциальное давление H_2O (P_{H_2O}), и окисление $Fe(II)$ остаточного стекла происходит с участием ювенильной, собственно магматической воды. По мере охлаждения вещества шлаковых конусов в качестве окислителя $Fe(II)$ может участвовать метеорная вода, поступающая во внутренние части конусов по механизму теплового скольжения [3].

Процессы генерации водорода при взаимодействии вода — базальт в области температур $950-1200^\circ C$ детально исследованы в лаборатории Sandia, США [8]. Нами исследовались процессы газогенерации при взаимодействии вода — базальт в относительно низкотемпературной области $T = 500^\circ C$, $P = 1,1$ атм, т. е. имитировались условия, которые существуют или могут существовать в недрах шлаковых конусов и близки условиям взаимодействия с подземными водами близповерхностных массивов основного магматического вещества базальтового состава.

Условия эксперимента. Эксперимент проводился на установке, состоящей из реактора, шахтной печи, узлов регулирования температуры, подачи аргона и воды в реактор и отбора продуктов газогенерации.

В качестве реактора использовалась трубка из кварцевого стекла диаметром 20,0 мм, заполненная измельченным (фракция 0,5—0,25 мм) базальтом. Реактор помещался в шахтную печь. Вес образца в рабочей зоне реактора 30,0 г. Температура измерялась с помощью хромалюмелевых термопар. Термостабилизация обеспечивалась посредством регулятора температуры типа Ш-4501, датчиком для которого служила хромалюмелевая термопара в центральной части рабочей зоны реактора. Постоянная запись температуры в центральной части реактора осуществлялась самопишущим потенциометром КСП-4. Для поддержания стабильной температуры в рабочей зоне реактора параллельно регулятору температуры был подключен диод Д242А. При использовании такой схемы температура в центральной части рабочей зоны реактора поддерживалась с точностью $\pm 5^\circ C$. Нижняя часть реактора соединялась через шланги (из вакуумной резины) с дегазатором воды и баллоном с аргоном. Верхняя часть реактора соединялась с газовой пипеткой емкостью 500 мл, заполненной насыщенным раствором $NaCl$. В условиях эксперимента заполненная раствором газовая пипетка использовалась в качестве жидкостного насоса, обеспечивающего (при истечении из пипетки запирающей жидкости) медленную продувку аргоном ($v = (2,5-6,4) \cdot 10^{-3}$ см³/с) рабочей зоны реактора, откачку и отбор продуктов газогенерации.

В экспериментах использовался базальт Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения.

Анализ газов — продуктов газогенерации — выполнен на хроматографах ЛХМ-8 МД-5М, ЛХМ-8 МД-3М, «Газохром-3101». Чувствительность определения (об. %): $N_2 - n \cdot 10^{-2}$; $CO_2 - n \cdot 10^{-2}$; $H_2 - n \cdot 10^{-3}$ (на приборе «Газохром-3101» — $n \cdot 10^{-4}$); УГВ — $n \cdot 10^{-5}$. Относительная ошибка $\pm 5-20\%$.

Химический состав экспериментальных образцов базальтов и состав окклюдированных в них газов. Химический состав базальта (вес. %),

используемого в эксперименте (обр. К = 1, аналитик Н. Р. Гусакова, ИВ ДВНЦ АН СССР):

SiO ₂	50,30	CaO	9,34
TiO ₂	1,46	Na ₂ O	3,12
Al ₂ O ₃	16,48	K ₂ O	1,50
Fe ₂ O ₃	3,26	H ₂ O ⁻	0,45
FeO	6,01	H ₂ O ⁺	0,10
MnO	0,17	P ₂ O ₅	0,41
MgO	7,13		
		С у м м а	100,33

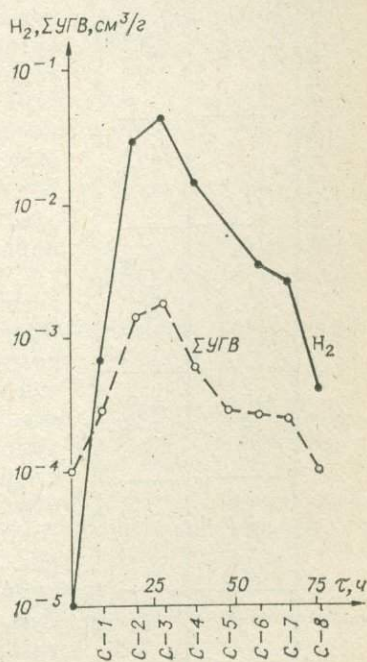
Состав окклюдированных газов (табл. 1) определялся также в образцах, непосредственно используемых в эксперименте. Извлечение газов производилось нагреванием образца (фракция 0,5—0,25 м) весом 4,0 г до температуры 1100°C. Образец предварительно подвергался сушке при температуре 150°C в течение 3 ч. Обеспечивалось удаление воды и тем самым исключалась генерация водорода за счет термической диссоциации H₂O и окисления Fe(II) базальта. Извлечение газа производилось при непрерывной продувке системы гелием.

Полученные результаты. Результаты экспериментов показаны в табл. 2 и на рисунке.

Эксперимент I. Измельченный (фракция 0,5—0,25 мм) образец базальта (обр. К = 1) помещался в реактор и нагревался в атмосфере аргона до $T = 500^\circ\text{C}$. В таком температурном режиме в слабом токе аргона реактор работал в течение 44 ч в целях удаления из породы выделяющихся окклюдированных газов и продуктов газогенерации с участием в окислительно-восстановительных реакциях сорбированной из атмосферы воды. После этого реактор в токе аргона подключается к газовой пипетке, заполненной насыщенным раствором NaCl. В нижнюю холодную часть раствора с дегазированным (в предшествующую стадию эксперимента) образцом при $T = 500^\circ\text{C}$ подана диаэрированная дистиллированная вода. В течение нескольких минут произошла капиллярная пропитка образца в нижней холодной части раствора. Спустя 30 мин осуществилось увлажнение образца выше рабочей зоны реактора. На всем протяжении эксперимента в нижней части раствора поддерживался столбик воды высотой 5 мм, что делало возможной капиллярную пропитку образца ниже и выше рабочей зоны реактора (в холодных зонах реактора). Истечение запирающей жидкости из пипетки обеспечивало медленную продувку реактора аргоном ($v = 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{с}$), откачку и отбор пробы газовой смеси из реактора. Эксперимент выполнялся непрерывно в течение 293 ч. Смена газовых пипеток производилась в среднем через 22 ч, с последующим анализом содержащейся в пипетках газовой смеси.

Выход водорода за время эксперимента составил 0,49 см³/г породы, что не менее чем в 10⁴ раз превышает содержание водорода в составе окклюдированных газов (см. табл. 1) газов ($< 10^{-5} \text{ см}^3/\text{г}$).

В продуктах газогенерации при взаимодействии вода — базальт обнаружен широкий спектр углеводородов: CH₄, C₂H₆,



Выход водорода и углеводородов в различные стадии эксперимента. В точке пересечения координат ($10^{-5} \text{ см}^3/\text{г}$) дано значение выхода водорода в составе окклюдированных газов. Точке на оси ординат ($10^{-4} \text{ см}^3/\text{г}$) соответствует выход УГВ в составе окклюдированных газов.

Состав окклюдированных газов базальта (обр. К-1) и шлака (обр. Т-17)

№ обр.	H ₂ O, мг/г породы	Объем газа, см ³ /г	Объемные, %					см ³ /г породы				
			H ₂	CO	CO ₂	N ₂	ΣУГВ n·10 ⁻⁴	H ₂	CO	CO ₂	N ₂	ΣУГВ
К-1 Т-17	0,561	0,010	<0,0001	8,44	70,39	20,39	4,40	<0,00001	0,00084	0,0070	0,0020	0,00014
	0,472	0,0025	<0,0001	7,42	79,00	12,35	0,63	<0,00001	0,00018	0,0049	0,00031	0,000015

Примечание. Определения выполнены В. И. Павличенко, ИВ ДВНЦ АН СССР.

C₂H₄, C₃H₈, C₃H₆, iC₄H₁₀, C₄H₈, nC₄H₁₀, nC₅H₁₂. Выход суммы углеводородов за время эксперимента (ΣУГВ = 1,5·10⁻² см³/г) в 10² раз превышает содержание ΣУГВ в составе окклюдированных газов (ΣУГВ = 1,1·10⁻⁴ см³/г).

Эксперимент II. Воздушно-сухой образец К-1 измельченного базальта (фракция 0,5—0,25) нагревался в реакторе в течение 1 ч до T = 500°C с последующей продувкой аргоном и выбросом газовой смеси в атмосферу. После этого реактор подключался к газовой пипетке, заполненной насыщенным раствором NaCl. В системе поддерживалось давление аргона 1,1 атм. Истечение запирающей жидкости из пипетки обеспечивало продувку рабочей зоны реактора со скоростью v = 6,4·10⁻³ см³/с, откачку и отбор газовой смеси из реактора в течение 9 ч. Анализ полученной газовой смеси показал выход водорода в количестве 7,0·10⁻⁴ см³/г. В составе окклюдированных газов (см. табл. 1) этого образца базальта содержание водорода <10⁻⁵ см³/г породы.

После смены пипетки в нижнюю холодную часть реактора подано 21 мл дистиллированной диаэрированной воды, что обеспечило капиллярную пропитку образца ниже и выше рабочей зоны реактора. Температура в рабочей зоне реактора T = 500°C. Медленная продувка реактора аргоном (v = 5,8·10⁻³ см³/с) и отбор пробы производились в течение 9 ч. Выход водорода в этих условиях составил 2,9·10⁻² см³/г, что на два порядка превышает выход водорода в предшествующую стадию эксперимента без подачи воды в реактор (7,0·10⁻⁴ см³/г).

Последующие стадии эксперимента (С-2, С-3, С-4, С-5, С-6, С-7, С-8) проводились в аналогичном температурном режиме и скорости подачи аргона, но без дополнительной подачи воды в реактор. Динамика изменения выхода водорода и углеводородов по мере расходования воды показана на рисунке. На оси абсцисс во временном масштабе показана продолжительность последовательных стадий эксперимента (С-1, С-2, С-3, С-4, С-5, С-6, С-7, С-8). По оси ординат — соответствующий им выход водорода и Σ УГВ. Одноразовая подача воды в реактор — стадия С-2.

Содержание окклюдированного водорода в экспериментальном образце <10⁻⁵ см³/г. В эксперименте с воздушно-сухим образцом (С-1) выход водорода больше почти на два порядка и с подачей воды (С-2) резко увеличился. В последующей стадии эксперимента (С-3) выход водорода увеличился почти на два порядка по сравнению со стадией С-1. Далее по мере расхода воды (сушка образца в реакторе) выход водорода снижается. Аналогично происходит изменение выхода ΣУГВ (см. рисунок). Если в эксперименте с воздушно-сухим образцом обнаружены только СН₄, С₂H₄, С₃H₆, то после подачи воды в продуктах реакций газогенерации обнаружены СН₄, С₂H₆, С₂H₄, С₃H₈, С₃H₆, nC₄H₁₀, C₄H₈, nC₅H₁₂ (см. табл. 2). По мере

Состав продуктов газогенерации в пробах с максимальным выходом водорода (об. %)

№ экс- пери- мента	H ₂	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈	nC ₅ H ₁₂
I	73,76	24,25	8,37	0,83	0,53	0,0065	0,071	0,0016	0,0042	0,011	0,0016
II	75,91	20,73	1,99	0,079	0,036	0,011	0,239	—	0,0060	0,047	0,031

сушки образца базальта в реакторе из состава продуктов газогенерации выпадают C₂H₆, C₃H₈, nC₄H₁₀, C₄H₈. В последней стадии эксперимента (С-8) с минимальным выходом водорода состав углеводородов был представлен только CH₄ и C₂H₄. Изменения в составе углеводородов, возможно, связаны с изменением каталитической активности базальта в ходе эксперимента.

Заключение. Прежде всего следует отметить высокую продуктивность по водороду окислительно-восстановительных реакций при взаимодействии вода — базальт уже при температуре 500°C. Образующиеся при этом углеводороды представляют весь ряд, обнаруженный в спонтанных газах термальных источников Камчатки [1].

Возможность каталитического синтеза (синтез Фишера — Тропша) на природных катализаторах (осадочные, изверженные породы) из смеси H₂, СО, СО₂ следует из ряда работ [2, 4—6 и др.]. Особенностью полученных результатов является то, что синтез углеводородов и необходимые для синтеза продукты — H₂, СО (или СО₂) образуются в ходе окислительно-восстановительных реакций при взаимодействии вода — базальт. Однако здесь нужно подчеркнуть, что ресурс углерода (прежде всего углерода окисляющегося базальтового стекла) крайне ограничен и без дополнительного поступления СО (или СО₂) синтез углеводородов быстро прекратится, несмотря на продолжающуюся генерацию водорода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бескровный Н. С., Лобко В. А. Закономерности распространения углеводородных газов в современных гидротермальных системах Камчатки. — В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977, с. 110—119.
2. Кравцов А. И. Геология и геохимия природных газов современных вулканов и зон глубинных разломов. — В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977, с. 120—126.
3. Лыков А. В. Теплофизические основы строительной теплофизики. Минск, 1961. 519 с.
4. Мухин Л. М., Пономарев В. В. Синтез и эволюция органического вещества в вулканах и гидротермах. — В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977, с. 104—110.
5. Пиковский Ю. И., Башкиров А. Н., Новак Ф. И. О каталитической активности некоторых осадочных горных пород в синтезе углеводородов из окиси углерода и водорода. — Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 4, с. 947—948.
6. Таран Ю. А., Новак Ф. И., Антощук П. А., Башкиров А. Н. Каталитические свойства вулканогенных пород в синтезе углеводородов из окиси углерода и водорода. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 5, с. 1158—1160.
7. Трухин Ю. П., Серафимова Е. К., Шувалов Р. А. Окислительно-восстановительные реакции и температурные неоднородности поверхности шлаковых конусов. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 6, с. 33—42.
8. Northrup C. I., Gerlach Ir. T., Modreski P. I., Galt I. K. Magma: a potential source of fuels. — International Journal of Hydrogen Energy, 1978, v. 3, p. 1—10. Pergamon Press. Printed in Great Britain.

ОЦЕНКИ ЛОКАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СКОРОСТЕЙ И ДАВЛЕНИЙ В ЛАМИНАРНОМ ПОТОКЕ ФЛЮИДА В ПРЕДЕЛАХ ШТОКВЕРКА

Качественно возможное влияние локальных флюктуаций скорости течения флюида и давлений в нем в участках резкого изменения конфигурации и/или проницаемости трещинных зон установлено давно [4]. Были получены и некоторые средние оценки таких флюктуаций [3], однако локальное изменение давления и скорости гидротермального раствора в трещинных зонах пока в геологической литературе не описано. Поэтому нами рассмотрена одна из таких задач для случая фильтрации флюида в участке породы, ограниченном непроницаемыми стенками, где порода раздроблена на относительно правильные обломки, а подводящие и выводящие флюид трещины могут иметь разный размер и положение по отношению к зоне дробления. Последняя аппроксимировалась правильным четырехугольником.

Геометрия и соотношение с входными и выводящими трещинами показаны на рис. 1.

В статье обсуждается случай развития ламинарных течений, когда нет отрывных течений на входе и выходе из зоны дробления.

Мы рассмотрели изотермический стационарный случай массообмена в условиях неоднородно проницаемых трещинных зон с локальными расширениями для давлений 150—200 атм и температуры водного флюида 100—200°C, которые характерны для рудоотложения в некоторых жильных месторождениях. При этом физические характеристики флюида соответствовали перегретой воде в указанном интервале температур и давлений [2].

Для описания ламинарного течения в зоне дробления использовались гидродинамическая модель и метод решения из [1]. Для областей с неодинаковой макропористостью получено решение для объединения двух и более областей с помощью метода «сшивания» решений на общей границе. Ниже мы кратко изложим его сущность для моделей зон, показанных на рис. 1.

Поля скоростей и давлений в однородно-трещиноватом участке. Для описания движения жидкости в пористой среде используем закон Дарси, связывающий градиент давления P и скорость фильтрации жидкости в слое:

$$\nabla P = - \frac{\mu}{k} (1 + \lambda |w|) w, \quad (1)$$

где μ — вязкость жидкости, k — коэффициент проницаемости, $\xi/S^2/K$, ξ — порозность слоя, S — удельная поверхность, K — константа Козени — Кармана.

При малых скоростях фильтрации, которые рассматриваются нами, квадратичным по скорости членом в (1) можно пренебречь. Тогда из уравнения неразрывности

$$\Delta w = 0 \quad (2)$$

для определения P будем иметь уравнение

$$\nabla \left(\frac{k}{\mu} \nabla P \right) = 0, \quad (3)$$

а скорость фильтрации будет определяться соотношением

$$w = - \frac{k}{\mu} \nabla P. \quad (4)$$

Примем, что фильтрующийся слой ограничен непроницаемыми стенками, на которых нормальная составляющая скорости равна нулю. Мы

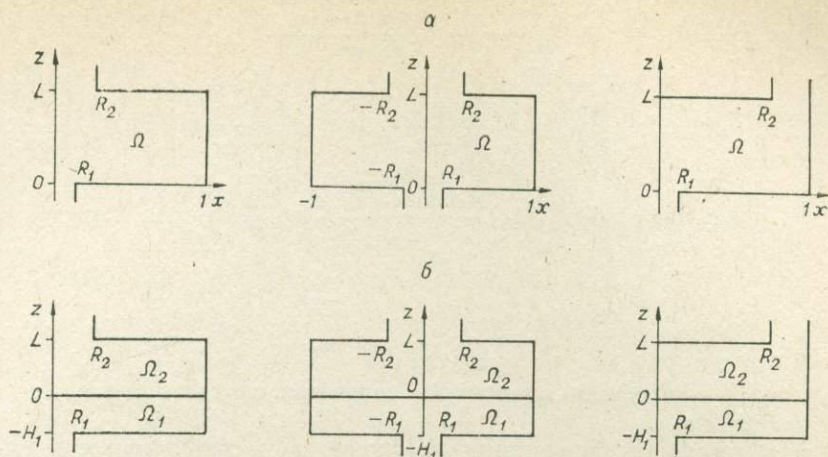


Рис. 1. Конфигурации зон дробления (а — однородных, б — слоистых с различной макропористостью и проницаемостью) с различными типами подводящих и отводящих трещин.

будем рассматривать плоские течения в областях, изображенных на рис. 1.

Введем безразмерные переменные. Все линейные размеры, определяющие геометрию слоя, отнесем к R — его ширине, скорость и давление к средней скорости w_{cp} в слое, которую определим как $Q/F_{сл}$, где Q — расход жидкости в единицу времени, $F_{сл}$ — площадь сечения слоя, $v = w/w_{cp}$, $p = P/\rho w_{cp}^2$, $\Phi = -Rs p$, $Rs = \frac{k\rho w_{cp}}{\mu R} = \frac{\xi^3 \rho w_{cp}}{KS^2 \mu R}$.

Тогда с учетом (1)–(4) и граничных условий получим следующую краевую задачу.

$$\Delta \Phi = 0 \text{ в } \Omega; \quad (5)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} \Big|_{x=0} = \frac{\partial \Phi}{\partial x} \Big|_{x=1} = 0; \quad (6)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} \Big|_{z=0} = v_0(x), \quad \frac{\partial \Phi}{\partial z} \Big|_{z=L} = v_L(x), \quad (7)$$

где Δ — оператор Лапласа.

Из равенства расходов жидкости в любом ее сечении z имеем условие разрешимости задачи (5)–(7)

$$\int_0^1 \frac{\partial \Phi}{\partial z} dx = \int_0^1 v_0(x) dx = \int_0^1 v_L(x) dx = 1. \quad (8)$$

Задача (5)–(7) при условии (8) разрешима с точностью до константы Φ_0 .

Вектор скорости v и давление p определяются через Φ следующим образом:

$$v = (v_x, v_z) = \nabla \Phi; \quad v_x = \frac{\partial \Phi}{\partial x}; \quad v_z = \frac{\partial \Phi}{\partial z}; \quad (9)$$

$$p = -\frac{1}{Rs} \Phi. \quad (10)$$

Реальные скорости w и давление P в слое вычисляются по формулам

$$w = w_{cp} v; \quad (11)$$

$$P = P_0 + \rho w_{cp}^2 p = P_0 - \frac{\rho w_{cp}^2}{Rs} \Phi. \quad (12)$$

Решение задачи (5)–(8) имеет вид

$$\Phi(x, z) = \Phi_0 + z + \sum_{k=1}^{\infty} \left(-v_{0k} \frac{\text{ch } k\pi(L-z)}{\text{sh } k\pi L} + v_{Lk} \frac{\text{ch } k\pi z}{\text{sh } k\pi L} \right) \frac{\cos k\pi x}{k\pi}; \quad (13)$$

$$v_x(x, z) = \sum_{k=1}^{\infty} \left(v_{0k} \frac{\text{ch } k\pi(L-z)}{\text{sh } k\pi L} - v_{Lk} \frac{\text{ch } k\pi z}{\text{sh } k\pi L} \right) \sin k\pi x; \quad (14)$$

$$v_z(x, z) = 1 + \sum_{k=1}^{\infty} \left(v_{0k} \frac{\text{sh } k\pi(L-z)}{\text{sh } k\pi L} + v_{Lk} \frac{\text{sh } k\pi z}{\text{sh } k\pi L} \right) \cos k\pi x; \quad (15)$$

где

$$v_{0k} = 2 \int_0^1 v_0(x) \cos k\pi x dx, \quad v_{Lk} = 2 \int_0^1 v_L(x) \cos k\pi x dx, \quad (16)$$

а $v_0(x)$, $v_L(x)$ — профили скоростей, заданные соответственно на входе и выходе из слоя.

Для областей, изображенных на рис. 1, а, расчеты проводились при вариации геометрических параметров L , R_1 , R_2 . Решение $\Phi = \Phi(x, z)$ задачи (5)–(8) в этом случае не зависит от гидродинамического параметра Rs , а давление p зависит от него явно: $p = -\Phi/Rs$. Примеры расчетов приведены на рис. 2 для областей вида 1а. Заметим, что при $R_1 = R_2$ профили скоростей v_z будут совпадать для сечений по z , равноотстоящих от $z = L/2$. Профили скоростей v_x будут отрицательны для $z > L/2$ и симметричны профилям первой половины слоя. Аналогично обстоит дело и с

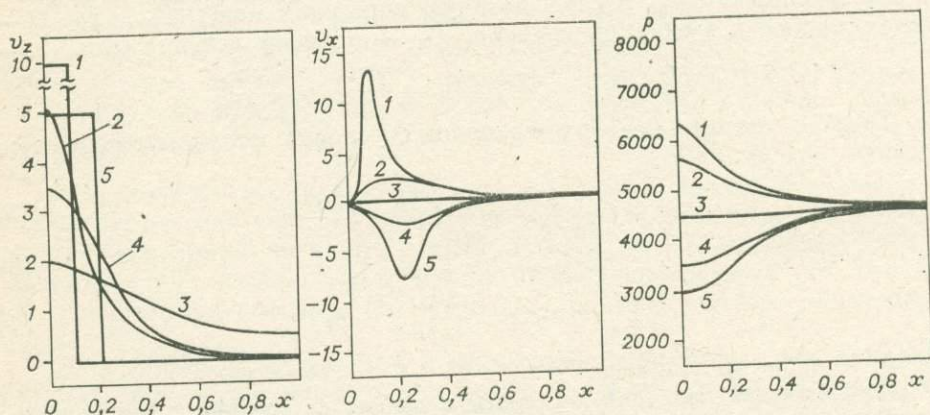


Рис. 2. Профили скоростей v_z , v_x и давления p для областей 1а¹ и 1а² при $L = 1$, $R_1 = 0,1$, $R_2 = 0,2$, $Rs = 0,001$ в различных сечениях по z : 1 — 0,0; 2 — 0,1; 3 — 0,5; 4 — 0,9; 5 — 1,0.

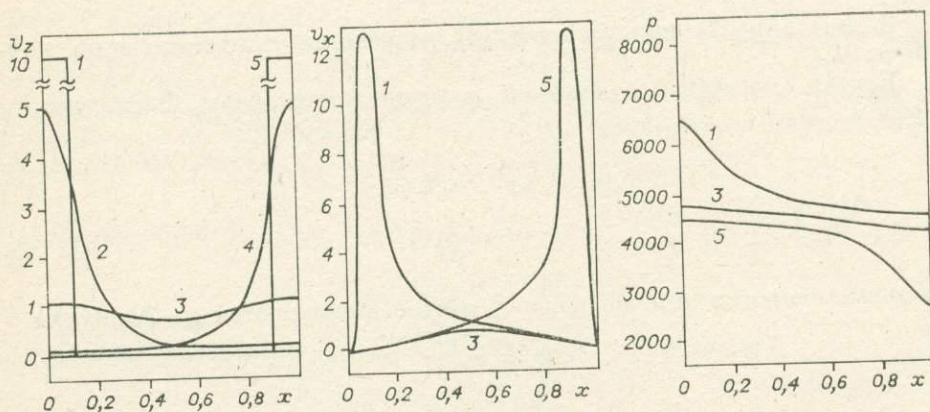


Рис. 3. Профили скоростей v_z , v_x и давления p для области 1а³ при $L = 1$, $R_1 = 0,4$, $R_2 = 0,9$, $Rs = 0,001$ в различных (как на рис. 2) сечениях по z .

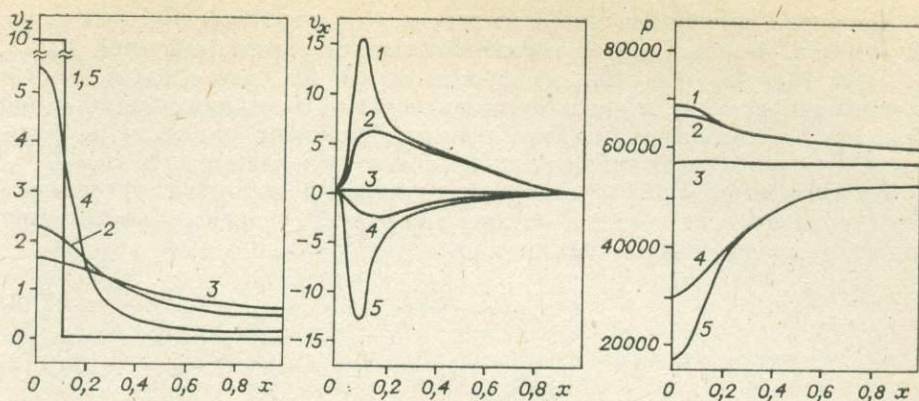


Рис. 4. Профили скоростей v_z , v_x и давления p для областей 16^1 и 16^2 со слоистой структурой при $H_1=0,1$, $L=0,9$, $R_1=R_2=0,1$, $Rs_1=0,001$, $Rs_2=0,0001$.

профилями давлений, которые расположены симметрично относительно постоянного давления по слою при $z=L/2$.

Для областей вида $1a^2$, в силу симметричности задачи относительно x , решение для отрицательных x будет четным продолжением решения задачи (5)–(8).

Для областей вида $1a^3$ профили скоростей и давлений приведены на рис. 3. При замене направления движения жидкости на обратное решение задачи (5)–(8) лишь поменяет знак. Это относится к областям как вида $1a^{1-2}$, так и вида $1a^3$.

Как показывают расчеты при варьировании высоты L трещиноватой области Ω , неоднородности скорости и давления p на входе в ней довольно быстро сглаживаются (по закону $\exp(-\pi z)$), поэтому для больших L ($L \geq 2$ для $R_1=R_2=0,05$) в центральной части слоя профили v_z , v_x , p будут почти постоянными по x .

Поскольку в природе нередко зоны локальной трещиноватости имеют неоднородную макропористость и проницаемость, то мы рассмотрели и такой вариант.

Поля скоростей и давлений в неоднороднопористых участках дробления. Рассмотрим случай, когда фильтрация жидкости происходит через два слоя с различными порозностями (см. рис. 1, б). Область Ω_1 характеризуется порозностью ξ_1 и безразмерным параметром Rs_1 . Область Ω_2 характеризуется ξ_2 и Rs_2 .

Движение жидкости в области Ω_2 описывается теми же уравнениями в задаче (5)–(8), а в области Ω_1 задача переписывается для $-H_1 < z < 0$. Решение задачи в области Ω_1 имеет аналогичный выражениям (13)–(15) вид

$$\Phi_1(x, z) = \Phi_{10} + z + \sum_{k=1}^{\infty} \left(-u_{1k} \frac{\text{ch } k\pi z}{\text{sh } k\pi H_1} + v_{0k} \frac{\text{ch } k\pi (H_1 + z)}{\text{sh } k\pi H_1} \right) \frac{\cos k\pi x}{k\pi}. \quad (17)$$

На общей границе областей Ω_1 и Ω_2 необходимо потребовать равенства нормальных составляющих скорости и непрерывности давлений

$$v_z|_{z=0} = v_z|_{z=+0}; \quad p|_{z=0} = p|_{z=+0}. \quad (18)$$

Из этих двух условий находим коэффициенты разложения Фурье для скорости $v_0(x) = v_z(x, 0)$ на границе $z=0$:

$$v_{0k} = \frac{\frac{1}{Rs_1} \frac{u_{1k}}{\text{sh } k\pi H_1} + \frac{1}{Rs_2} \frac{v_{Lk}}{\text{sh } k\pi L}}{\frac{1}{Rs_1} \frac{\text{ch } k\pi H_1}{\text{sh } k\pi H_1} + \frac{1}{Rs_2} \frac{\text{ch } k\pi L}{\text{sh } k\pi L}}. \quad (19)$$

На рис. 4 приведены профили скоростей и давлений при различных значениях z . Заметим, что при симметричной геометрии областей Ω_1, Ω_2 , т. е. при $R_1 = R_2, L = H_1$, даже если $Rs_1 \neq Rs_2$, как следует из (19), профили скоростей v_z в равноотстоящих от $z = 0$ сечениях будут одинаковы, а v_x — симметричны, хотя профили давления при этом не будут симметричными относительно постоянного по x давления при $z = 0$.

Краткие выводы. Для ламинарных потоков коэффициент массоотдачи от раствора к стенке трещин согласно закону Шукарева в первом приближении может быть выражен как

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{D_i C_f w \Delta C_i}{2\nu \left(\frac{D_i}{\nu}\right)^{\frac{1}{3}}}, \quad (20)$$

где D_i — коэффициент диффузии i -компонента; ΔC_i — пересыщение раствора по i -компоненту, δ — толщина гидродинамического пограничного слоя, C_f — коэффициент трения, ν — кинематическая вязкость раствора.

Из (20) нетрудно видеть, что локальные изменения w существенно влияют на скорость роста, а изменение P скажется на величине $\Delta C = f(T, P)$. Поскольку эти факторы действуют единоплавно, то неоднородность отложения веществ из раствора в трещинах неоднородного сечения или участках дробления пород будет максимальной в области входа и выхода раствора из участков, где меняются скорости фильтрации.

Но при этом существенно сказываются расположение и размеры входной и выводящей трещин. Это наиболее ясно видно в случае, показанном на рис. 1а¹⁻² и 1а³ (соответственно вариации ν и p на рис. 2 и 3).

Сопоставление данных рис. 2 и 4 позволяет заключить, что основным фактором неоднородного отложения в штокверковых зонах являются не локальные изменения эффективной пористости, а изменения геометрии и размеров участков дробления и характера втекания и вытекания из них гидротермального флюида.

Полученные нами безразмерные зависимости позволяют с помощью полученных на рис. 2—4 данных охарактеризовать флюктуации w и P практически для всех классов по размерам штокверковых зон для случая ламинарных течений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мясников В. П., Котелкин В. Д. Гидродинамическая модель химического реактора с неподвижным слоем катализатора. — В кн.: Аэромеханика. М.: Наука, 1976, с. 307—316.
2. Тимрот Д. Л. Теплопроводность и вязкость, термодинамические свойства пара высоких параметров. — В кн.: Свойства водяного пара. М.—Л.: ГЭИ, 1950, с. 3—27.
3. Шаранов В. Н. К динамике формирования кварцевых жил выполнения. — В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1973, с. 27—44.
4. Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М.: Недра, 1965. 222 с.

А. И. ПРОКОПЕНКО, А. С. ЛАПУХОВ

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЭЛЕМЕНТЫ ДИНАМИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЧЕКМАРЬ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Статья посвящена анализу рудной зональности колчеданно-полиметаллического месторождения Чекмарь, выявленного в 1976 г. в Гусляковском рудном поле (Лениногорский рудный район). Как и на других рудноалтайских месторождениях, здесь наблюдаются четкие пространст-

венно-временные корреляции руд с кислыми вулканогенными образованиями, характерный вещественный состав руд, околорудных гидротермально измененных пород и т. д. Вместе с тем специфика структуры рудовмещающих толщ, своеобразии малоконтрастной зональности позволяют рассматривать Чекмарь как оригинальный структурный тип колчеданно-полиметаллического месторождения.

В основу статьи положены данные детальной разведки Гусялковского рудного поля, в которой непосредственное участие принимал А. И. Проккопенко. Установлен двухэтапный характер рудообразующих процессов: ранний, гидротермально-осадочный, колчеданный, проявляющийся на месторождениях рассматриваемого рудного поля с различной интенсивностью, и более поздний, гидротермально-метасоматический, приуроченный главным образом к участкам распространения пиритовых агрегатов первого этапа. С помощью машинных методов объемно-статистической обработки данных многокомпонентного химического опробования выявлены латеральная центробежно-концентрическая зональность, осложненная зональностью более низкого порядка, и вертикальная прерывистая и непрерывная многоэтажно-ритмическая зональность, развивающаяся на фоне сквозной изменчивости количественных соотношений минеральных парагенезисов.

Анализ объемной направленности рудной зональности позволил выделить важнейшие рудоподводящие и рудораспределяющие структурные элементы, наметить схему миграции рудосных растворов в период формирования рудных залежей и решить вопрос об ограниченных послерудных пликативных деформациях гидротермально-метасоматических рудных залежей. Полученные данные позволяют также проследить тенденции распространения оруденения на фланги и глубину с учетом структурных факторов и особенностей динамики разгрузки продуктивных гидротерм в зоне рудоотложения.

Геологическое строение района и месторождения. Гусялковское рудное поле, включающее ряд месторождений и рудопроявлений: Чекмарь, Гусялковское, Звездное, Юго-Восточное, Павловское, Шинковское и другие, расположено в области северо-западного замыкания Белоубинского синклинория — основной структуры в северо-восточной части Лениногорского рудного района, на границе его с Горным Алтаем. Рудное поле складывается осадочно-вулканогенными образованиями базальт-липаритовой формации позднеэфельско-раннеживетского возраста (успенская свита), которые перекрываются живет-франскими терригенными отложениями белоубинской свиты.

Наряду с Тишинским, Стрежанским, Старковским рудными полями Лениногорского района, Гусялковское рудное поле расположено в одной из ветвей северо-восточной зоны смятия. Этим обусловлено широкое проявление здесь процессов динамометаморфизма с образованием линейно-вытянутых в северо-западном направлении структур и зон интенсивной тектонической проработки, приуроченных к участкам пересечения разрывных нарушений различных направлений.

Одной из примечательных особенностей Гусялковского рудного поля является приуроченность к участку сочленения трех региональных разломов: северо-западного Пахотинско-Тургузунского, субширотного Снегирихинско-Гусялковского и Лениногорско-Чекмарского, имеющего субмеридиональное направление. Последний установлен авторами впервые в процессе дешифрирования космических и аэрофотоснимков различных масштабов (от 1 : 2,5 млн. до 1 : 12 000) и геологического картирования обнажений и горных выработок*.

Сочетанием разноориентированных разломов обусловлено наличие на площади рудного поля сложного каркаса разрывных нарушений разного возраста, роль которых в процессах рудообразования дискуссионна.

* Характеристике указанного разлома посвящена отдельная статья.

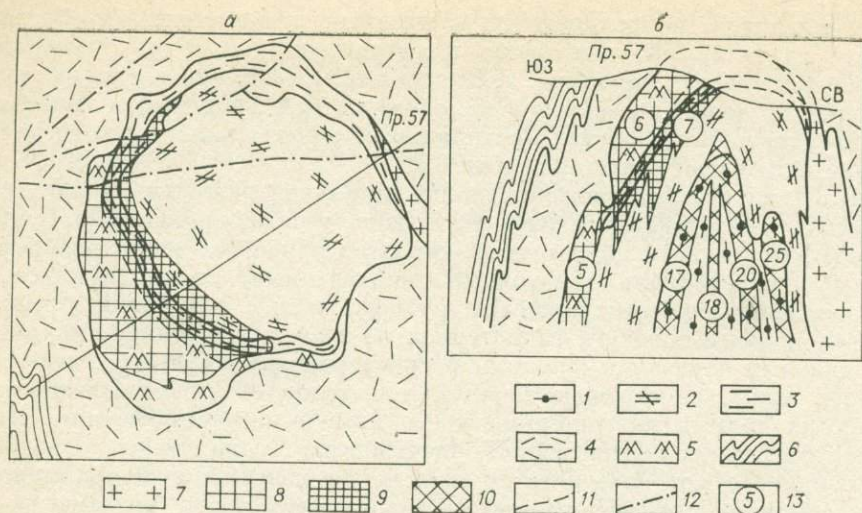


Рис. 1. Схематическая геологическая карта (а) и поперечный разрез по профилю 57 (б) месторождения Чекмарь.

1—5 — усепенская свита, пачки: 1 — вулканогенная, 2 — нижняя эффузивно-пирокластическая, 3 — туфогенно-осадочная, 4 — верхняя эффузивно-пирокластическая, 5 — микрокварциты; 6 — отложения белоубинской свиты; 7 — субвулканические кварцевые альбитофиры; 8—10 — рудные тела свинцово-цинкового (8), медно-свинцово-цинкового (9) и медно-цинкового (10) состава; 11 — контуры реконструированных структур; 12 — разрывные нарушения; 13 — номера рудных тел.

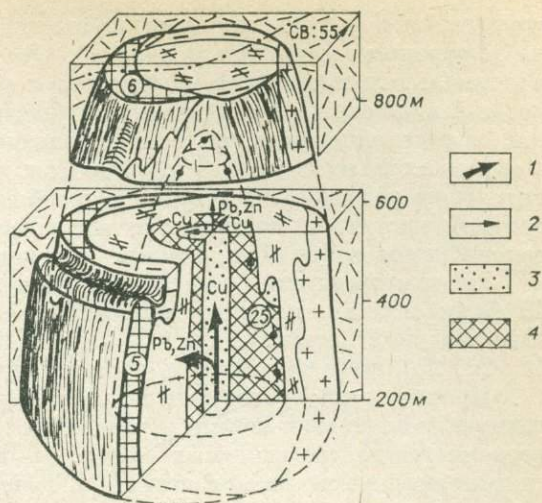
Основной пликативной структурой рудного поля является Гусялковская синклиналь, ядро которой выполнено породами белоубинской, а крылья — усепенской свит. Большинство рудных объектов приурочено к области контакта указанных свит, локализуясь в породах усепенской свиты на расстоянии 50—1500 м от последнего.

Простирание оси складки 290—300°, падение крыльев субвертикальное, ширина складки 1—1,5 км. Крылья складки осложнены рядом более мелких параллельно ориентированных структур антиклинального и синклинального характера с размахом крыльев от 200 до 600 м. Последние осложнены в свою очередь серией более мелких локальных складок, которые в совокупности с разрывными нарушениями, зонами расщепления и благоприятными литологическими факторами контролируют оруждение на Гусялковском рудном поле.

На месторождении Чекмарь породы усепенской свиты по литологическому составу подразделяются на четыре согласно залегающие пачки (снизу вверх): вулканогенную, нижнюю эффузивно-пирокластическую, туфогенно-осадочную и верхнюю эффузивно-пирокластическую. Рудовмещающими являются первые три пачки (рис. 1). Вулканогенная пачка мощностью около 100 м сложена лавами и лавобрекчиями липаритовых порфиров перлитового макро- и микросфероидного строения, в верхней части с редкими прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов и линзами криноидных известняков. Нижняя эффузивно-пирокластическая пачка имеет мощность около 200 м и сложена лавами и туфами кварцевых порфиров характерного пятнистого облика с прослоями туффигов. Туфогенно-осадочная пачка мощностью около 30 м представлена закономерно чередующимися прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых алевролитов и туффигов. К верхней части пачки приурочено крупное тело практически монокварцевого состава мощностью от 20—50 до 100—140 м, которое перекрывается прерывистыми линзами известняков, содержащих остатки криноидей. Верхняя эффузивно-пирокластическая пачка (надрудная) имеет мощность около 250 м и сложена главным образом витрокластическими и агломератовыми туфами кислого состава и флюидалными лавами трахилипаритовых фельзит-порфиров с прослоями туфогенно-осадочных пород.

Рис. 2. Объемная модель месторождения Чекмарь.

1, 2 — векторы преимущественной дифференциации меди, свинца, цинка на месторождении в целом (1) и в пределах рудных тел Центральной рудной зоны (2) с изображением в них участков преимущественной концентрации свинца (3) и меди (4). Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.



Белоубинская свита согласно залегает на отложениях успенской и сложена темно-серыми до черных углито-глинистыми, реже известковистыми алевролитами, алевропелитами и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Мощность свиты достигает 200—250 м.

Интрузивные образования в районе месторождения представлены субвулканическими кварцевыми альбитофирами средне-позднедевонского возраста. По форме залегания это субсогласные пластовые интрузии мощностью до 150—400 м с крутым (70—85°) северо-восточным падением. Одно из таких тел мощностью 50—150 м откартировано на северо-восточном фланге месторождения, его субвулканическая природа и средне-позднедевонский возраст доказываются наличием активных контактов с вмещающими породами и идентичностью петрохимического состава порфиров с составом вмещающих эффузивов и пирокластических пород. Обломочный материал в последних в значительной мере представлен витрокластами описываемых порфиров.

Рудовмещающей структурой месторождения является Чекмарская брахиформная антиклинальная складка, ядро которой сложено породами первых двух, а крылья — отложениями третьей и четвертой пачек. Форма структуры в плане эллипсоидальная, почти изометричная. Ее длинная ось ориентирована в северо-западном направлении; размеры осей составляют около 700 и 600 м, несколько увеличиваясь с глубиной за счет расхождения крыльев. Форма складки в вертикальном сечении куполовидная с периклинальным замыканием пород в сводовой части и крутыми (65—80°) углами падения на крыльях (рис. 1, 2). Последняя рассматривается как первичная вулкано-купольная постройка, которая в отличие от вулкано-купольных структур Лениногорского рудного поля, сложенных практически не метаморфизованными породами [5, 7], дислоцирована в процессе герцинского орогенеза в брахикупольную складку с крутым (65—80°) падением крыльев.

Экзотичная форма Чекмарской антиклинали на фоне изоклинальных складок Северо-Восточной зоны смятия, вытянутых в соответствии с простиранием региональных структур, сохранилась благодаря жесткости слагающих ее пород. По значениям коэффициента хрупко-пластичности (K), представляющего собой отношение $\sigma_{сж}/\sigma_p$ ($\sigma_{сж}$, σ_p — предел прочности пород при одноосном сжатии и растяжении соответственно), породы месторождения разделены на три группы: 1 — пластичные, $K < 7$; 2 — слабо пластичные, $7 < K < 10$; 3 — хрупкие (не пластичные), $K > 10$. Слабо пластичные и не пластичные породы в структуре месторождения Чекмарь составляют 77%, а пластичные — 23% (соотношение 3,3 : 1).

Рудная зона месторождения Чекмарь приурочена к внутренней части одноименной брахиантиклинали, ограниченной контактом туфогенно-осадочной и верхней эффузивно-пирокластической пачек. Размерами структуры определяется протяженность рудной зоны по простиранию и ее мощность, которая также составляет около 700 и 600 м. Распределение

оруденения в структуре также полностью контролируется особенностями внутреннего строения последней. Это выражается в приуроченности максимальных мощностей рудных тел к участкам повышенной проницаемости в виде систем трещиноватости (часто штокверкового типа), дробления и рассланцевания, полостей отслоения, флексуобразным изгибам и складкам более высокого порядка (см. рис. 2). Оруденение в пределах структуры развито асимметрично, преобладая в его юго-западной и центральной частях, и практически отсутствует в северо-восточном крыле, осложненном субвулканическими кварцевыми альбитофирами.

На месторождении выделяется семь основных рудных тел и около 40 более мелких, которые группируются в виде двух рудоносных зон: Юго-западной (основные тела 5, 6, 7) и Центральной (основные тела 17, 18, 20, 25), приуроченных к соответствующим частям структуры.

Процесс рудообразования на месторождении Чекмарь, как и на большинстве колчеданно-полиметаллических объектов Рудного Алтая, подразделяется на два основных этапа: I — вулканогенно-осадочный и II — гидротермально-метасоматический, с которыми связывается образование двух генетических типов руд.

Сингенетические вулканогенно-осадочные руды сложены кварцем, пиритом-I, арсенопиритом и не имеют промышленного значения. Эти руды, как и вмещающие породы, интенсивно метаморфизованы, чем обусловлены их сланцеватые, часто пльчатые с элементами будинажа текстуры. В горных выработках наблюдается отчетливое наложение на руды данного типа более позднего гидротермально-метасоматического оруденения. Рудокласты вулканогенно-осадочных руд довольно широко развиты в верхних частях разреза успенской свиты.

Эпигенетические гидротермально-метасоматические руды халькопирит-галенит-сфалеритового и пирит-халькопирит-галенит-сфалеритового состава представляют основную ценность месторождения. Из текстур в них преобладают вкрапленно-прожилковая и прожилковая. Рудные прожилки наследуют рассланцевание пород. Часты случаи, когда они выполняют трещины, секущие рассланцовку, образуя в последней рудные ответвления.

Рудные тела второго типа представляют собой зоны сульфидной (сфалерит, галенит, пирит, халькопирит) прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализации штокверкового типа, повсеместно ассоциирующие с кварц-метасоматическими прожилками серого цвета. Последние имеют мощность от первых сантиметров до 1—1,5 м. Они фиксируют собой участки повышенной проницаемости (полости отслоения, зоны дробления, трещиноватости и рассланцевания) во вмещающих породах и накладываются на все их литологические разновидности, часто непрерывно прослеживаясь из пород одной пачки в породы другой.

По данным минералогических исследований, проведенных совместно с И. В. Покровской, гидротермально-метасоматический этап подразделяется на две основные стадии:

1) медно-цинковую (раннюю) с отложением минералов в следующей последовательности: кварц II, альбит — пирит II, халькопирит — сфалерит I — корундофиллит, прохлорит;

2) свинцово-цинковую со следующим порядком отложения слагающих руду минералов: кварц III, пирит III — сфалерит II — галенит-фенгит.

Травлением почти во всех шлифах, отобранных из руд гидротермально-метасоматического этапа, устанавливаются реликты зерен раннего пирита I. Часты случаи, когда они буквально облеплены зернами сфалерита и халькопирита, что наряду с приуроченностью наиболее богатого свинцово-цинкового оруденения к прослоям осадочных пород может указывать на то, что ранний пирит вулканогенно-осадочных руд играл роль осадителя сульфидов свинца, цинка, меди. Установлено, что с многокомпонентными рудами медно-цинковой стадии связаны сложные метасоматиты хлорит-серицит-кварцевого состава, а с более простыми ассоциа-

Породы и характеристика их местоположения по отношению к рудной зоне	Кол-во проб	Возраст (по серициту), млн. лет			Период по шкале 1965 г.
		от	до	средн.	
Туффиты и лавы кислого состава непосредственно в рудной зоне	4	280	295	289	Карбон
Туффиты и вулканиты успешской свиты на удалении 50 м от рудной зоны	2	220	252	235	Пермь
Субвулканические кварцевые альбитофиры за пределами рудной зоны (0,1—1 км и более)	6	266	278	273	Пермь

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ ПГО «Восткагеология» в 1981 г.

циями свинцово-цинковой стадии — почти мономинеральные микрокварциты. В совокупности с данными о тесном взаимопроращении рудных и нерудных метасоматических минералов это позволяет считать те и другие близсинхронными образованиями.

По данным определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом 12 проб серицитов, отобранных А. И. Прокопенко из различных групп пород месторождения, их абсолютный возраст колеблется в пределах 220—295 млн. лет (см. таблицу). Наиболее древние значения возраста получены для проб серицитов, отобранных непосредственно из рудной зоны — 280—295 млн. лет, что соответствует карбону.

Приведенный абсолютный возраст следует считать ориентировочным, хотя он, по-видимому, в какой-то мере отражает относительную возрастную последовательность процессов формирования серицитов: гидротермальный метасоматоз, сопровождающий оруденение, — региональный кашевый метасоматоз.

Рудная зональность. В пределах рассматриваемого рудного района проявляется зональность нескольких порядков: *первого порядка* (региональная) — характеризуется сменой в северо-восточном направлении колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая железорудными месторождениями Горного Алтая, в переходной части между которыми расположена описываемая площадь. Последней свойственно появление наряду с полиметаллическими железорудными объектами (Чесноковский, Сакмарихинский и др.); *второго порядка* (зональность района или рудного поля) — выражается в последовательной смене в пределах Гусляковского рудного поля в юго-восточном направлении барит-полиметаллического оруденения (Гусляковка) полиметаллическим (Чекмарь), а затем — медно-колчеданным (Звездное месторождение); *третьего порядка* — зональность месторождений; *четвертого порядка* — зональность рудных тел и, наконец, отдельных рудных прожилков, или микроритмические формы зональности, проявляющиеся на уровне текстурного рисунка рудных масс [4, 6].

Наиболее детально авторами исследованы различные формы проявления рудной зональности месторождения Чекмарь и отдельных рудных тел, условные границы которых определяются существующими условиями полезных компонентов. Общие тенденции рудной зональности рассматриваемого месторождения, соответствующие классической схеме, заключаются в последовательной смене от центра к периферии и от его нижних участков к верхним медной минерализации свинцово-цинковой и существенно свинцовой. При этом центральные зоны медных, медно-цинковых руд ранней стадии сопровождаются хлорит-серицит-кварцевыми метасоматитами, а периферические участки медно-свинцово-цинковых и свинцово-цинковых руд ассоциируют соответственно с серицит-кварцевыми и существенно кварцевыми гидротермалитами.

Как будет показано ниже, на фоне этих сквозных тенденций зональности проявляется рудная зональность нескольких уровней масштабности, вплоть до закономерного чередования полос в текстурном рисунке

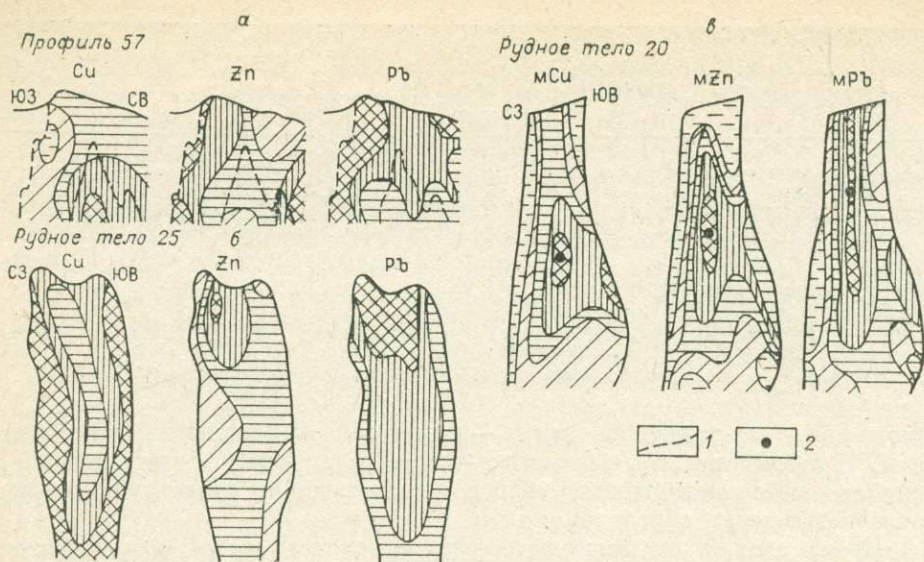


Рис. 3. Схемы пространственной дифференциации средних концентраций меди, цинка, свинца в поперечном разрезе (а), на продольной вертикальной проекции рудного тела 25 (б) и линейных запасов в рудном теле 20 (в) (изолинии концентраций и линейных запасов в усл. ед.).

1 — внешние контуры юго-западной и центральной рудоносных зон; 2 — центры тяжести максимумов линейных запасов.

рудных масс. Особенно ярко микроритмические формы зональности отражаются в строении тонкополосчатых/крустификационных жил, сформировавшихся в конце свинцово-цинковой стадии минерализации. В таких жилах наблюдается следующая последовательность распределения минеральных агрегатов (от периферии к центру): флюорит — кварц — сфалерит — пирит — кальцит — галенит.

Следует отметить, что общие тенденции зональности месторождения и слагающих его рудных залежей находят различные формы выражения в пространственном распределении концентраций линейных продуктивностей («слитков металлов») и соотношений ведущих рудообразующих компонентов. Рассмотрим эти вопросы более подробно.

С целью выявления малоконтрастных форм зональности месторождения Чекмарь объемно-статистическими методами обработано около 50 000 разведочных проб, характеризующих пространственные распределения ведущих рудообразующих компонентов на вертикальных продольных проекциях рудных тел и характерных поперечных сечениях (профили 49, 57, 61). При этом использована программа тренд-анализа, разработанная Л. В. Миловой, представляющая собой усовершенствованный вариант программы, охарактеризованной в работе [3].

Исходя из опыта обработки данных по ряду аналогичных месторождений Рудного Алтая и Салаира, привлекались аппроксимирующие поверхности тренда четвертого порядка. Исследовались объемные распределения ведущих и сопутствующих рудообразующих компонентов (Cu, Pb, Zn, Au, Ag), мощностей рудных залежей, линейных продуктивностей и ряда соотношений рудных компонентов (Zn/Pb, Au/Ag и др.). Расчет трендов и автоматическое построение их изображений с помощью графопостроителя производились в Вычислительном центре СО АН СССР.

Характерные примеры трендов концентраций свинца, цинка и меди на вертикальных продольных проекциях рудных тел приведены на рис. 3, а, б, где обращает на себя внимание вертикально-столбовое размещение насыщенных металлами участков. При этом обнаруживается ярко выраженная латеральная и вертикальная разобщенность разнометалльных рудных столбов. Как правило, наблюдается субвертикальное, согласное с

ориентировкой удлиненных контуров, склонение рудных столбов. Реже отмечаются элементы несогласного (юго-восточного и северо-западного) склонения рудных столбов.

Вертикальные тенденции зональности рудных тел отчетливо согласуются с упомянутой выше общей направленностью рудной зональности, характерной для месторождения в целом, т. е. существенно свинцовая минерализация сменяется по падению цинковой и медной. Имеются также примеры двукратного повторения в пределах одного и того же рудного тела однотипных рудных столбов на различных гипсометрических уровнях. Что же касается латеральной ориентировки зональности рудных тел, то здесь проявляются обратные тенденции, заключающиеся в том, что в отличие от зональности месторождения в целом зоны свинцовой минерализации занимают внутренние, а медной — периферические участки рудных тел. При этом участки, обогащенные цинковой минерализацией, занимают промежуточное положение.

В рудных телах юго-западной рудоносной зоны данные закономерности осложняются процессами гипергенного выщелачивания, которые привели к формированию в верхних частях (до глубин 80—120 м от поверхности) указанных тел зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения с медно-свинцовыми, не типичными для месторождения Чекмарь рудами.

Подобно зонам повышенных концентраций линейные запасы рассматриваемых рудных компонентов также характеризуются вертикально-столбовым распределением (см. рис. 3, в). Центры тяжести максимумов разнометальных рудных столбов смещены относительно друг друга в соответствии с общим планом зональности, как правило, подчиняются той же вертикальной последовательности. Тем не менее «слитки металлов» образуют самостоятельные рудные столбы, компактно локализованные в пределах раздуров мощности рудных тел. Векторы смещения рудных столбов чаще склоняются близвертикально или реже с отклонением от вертикали на 20—70°, вплоть до появления признаков «обратной» зональности (рудное тело 5). Вертикальная амплитуда смещения мод максимумов в среднем составляет 25—70 м.

Как показали исследования рудной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и Салаира, свинцово-цинковые отношения обнаруживают стабильные, почти линейные тенденции изменения с глубиной, которые отчетливо коррелируются с палеоградиентами температур и тем самым имеют важное генетическое значение, поскольку отражают некоторые сквозные тенденции внутренней эволюции рудообразующих систем [2].

На рис. 4 показаны наиболее типичные случаи распределения отношений Zn/Pb на вертикальных продольных проекциях рудных тел 5, 17, 18, 20 и 25 и на их поперечном сечении по профилю 57 (см. рис. 1). На приведенных проекциях видно, что области развития повышенных значений данных величин, т. е. участки существенно цинковой минерализации, образуют одну или две линейно-вытянутые параллельные крутопадающие зоны. В последних обособляются более интенсивные максимумы, часто двукратно повторяющиеся на различных гипсометрических уровнях. В центральных частях чекмарской брахиантиклинали отношения Zn/Pb достигают аномально высоких значений, превышающих несколько сотен единиц, вокруг которых намечается тенденция к их снижению.

Как показал анализ пространственной дифференциации свинцово-цинковых соотношений, по всем разведанным рудным телам и зонам минерализации дугообразные и прямолинейные фрагменты осевых линий их максимумов контролируются в плане системой концентрически-радиальных участков повышенной трещиноватости, а в поперечных сечениях круто склонаются к северо-востоку, по направлению к телу субвулканических кварцевых альбитофиров.

Существование концентрической и радиальной систем трещин установлено авторами в процессе детального подземного геологического кар-

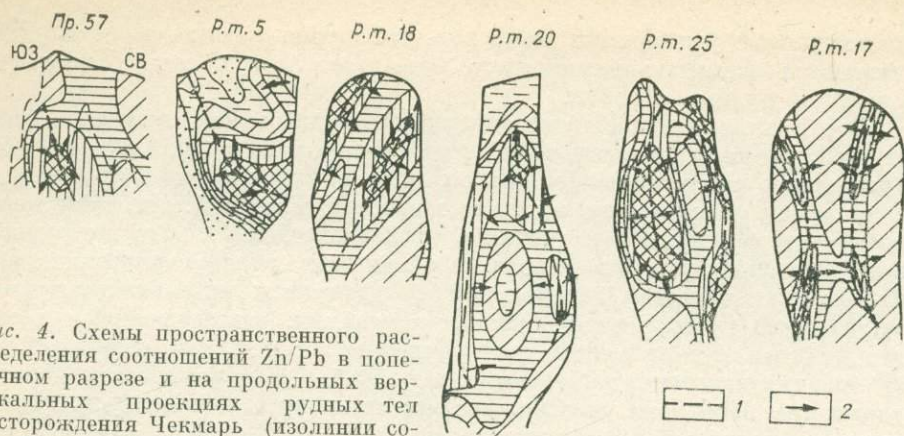


Рис. 4. Схемы пространственного распределения соотношений Zn/Pb в поперечном разрезе и на продольных вертикальных проекциях рудных тел месторождения Чекмарь (изолинии соотношений Zn/Pb в усл. ед.).

1 — оси максимальных значений; 2 — предполагаемые пути миграции рудообразующих растворов.

тирования, сопровождаемого массовыми замерами трещиноватости пород, руд и ориентировки рудных прожилков и жил различных генераций.

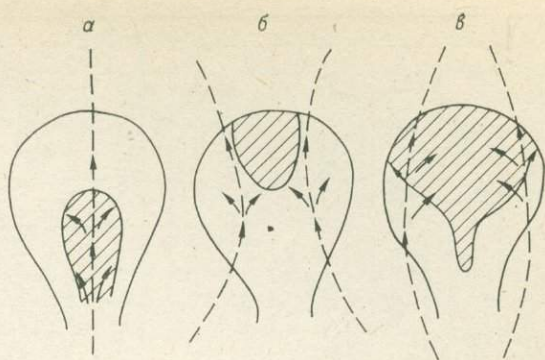
В количественном отношении на периферических участках месторождения концентрическая система трещин преобладает над радиальной (10 : 1), в пределах которой преимущественно развиты прожилки северо-западного простирания с крутыми (70—80°) углами падения к юго-западу и северо-востоку. К центру структуры роль радиальной системы возрастает, и количественные соотношения прожилков в указанных системах становятся примерно равными.

По данным тектонофизического анализа, проведенного по методике М. В. Гзовского [1] по сопряженным рудным жилам, для структуры месторождения в период рудообразования устанавливается концентрическое близгоризонтальное действие растягивающих (σ_1) и перпендикулярных им сжимающих (σ_3) усилий. Причем ориентировка сжимающих усилий на фланге близгоризонтальна, в центре — близвертикальна. Концентрическая система рудных прожилков фиксирует собой трещины, образовавшиеся в плоскости σ_1 , радиальная — в плоскости σ_3 .

Примечательно, что именно эти две системы предрудных и интарудных трещин, служивших в период формирования рудных залежей благоприятными для фильтрации рудообразующих растворов зонами повышенной проницаемости, фиксируются осями максимальных значений отношения Zn/Pb .

Пространственный анализ этих величин позволяет выделить в сложном каркасе трещин системы дорудных и интарудных трещин и тем самым решить вопрос о возможных путях движения рудоносных растворов в период формирования рудных залежей. В частности, анализ пространственной ориентировки векторов свинцово-цинковых соотношений и положения рудных столбов концентраций и линейных запасов металлов в пределах отдельных рудных тел позволяет наметить следующие схемы динамики отложения компонентов относительно зон повышенной проницаемости (рис. 5). Первый случай — развитие телескопированных разнометалльных рудных столбов непосредственно в зоне повышенной трещиноватости. При этом зональность выражается в приуроченности медной минерализации к внутренним, а свинцово-цинковой — к фланговым участкам рудных залежей (рис. 5, а). Второй случай — формирование пространственно дифференцированных рудных столбов в участке, заключенном между сопряженными зонами повышенной проницаемости, которые имеют в разрезе дугообразную конфигурацию и обращены выпуклостью друг к другу. Массовое отложение рудных компонентов осуществляется на фронтах взаимодействия встречных потоков гидротермальных растворов. Как и в первом случае, зоны, обогащенные медной минерализацией, трассируют высокопроницаемые структуры, а дифференцированные свин-

Рис. 5. Схемы зон массового отложения рудных компонентов относительно одиночных или сопряженных проницаемых структур.



цово-цинковые рудные столбы занимают внутренние участки и тяготеют к верхним краям рудных тел. Основные запасы локализуются в узких вертикально вытянутых участках (рис. 5, б). Третий случай представляет собой вариант предыдущего, но отличается формированием зоны массового рудоотложения в пределах блока, ограниченного сходящимися кверху проницаемыми структурами (рис. 5, в). Подобный структурный вариант оказывается наиболее благоприятным для формирования богатых рудных залежей. Следует отметить, что во всех рассмотренных случаях образуются послойные гидротермально-метасоматические рудные тела.

Что же касается месторождения в целом, то в пределах чекмарской брахикупольной структуры развивается зональность центробежно-концентрического типа с внутренней — существенно медной и внешней — свинцово-цинковой зонами минерализации.

Вектор вертикальной зональности при этом остается неизменным: как для месторождения в целом, так и для его отдельных рудных тел характерна прямая вертикальная зональность, выраженная в увеличении с глубиной концентраций меди и уменьшении концентраций свинца.

В ряде случаев она осложняется повышенными концентрациями свинца в ашикальских частях складок на глубоких горизонтах месторождения, а меди — в зоне окисления на верхних горизонтах.

Латеральная и вертикальная центробежно-концентрическая зональность и описанная зональность отдельных рудных тел осложняются зональностью более низкого порядка, выражающейся в многоэтажно-ритмическом эшелонировании участков повышенных концентраций и линейных запасов по вертикали, характеризующихся, за редкими исключениями, формированием однотипных зональных колонок. В пределах последних наблюдается следующая вертикальная последовательность смещения мод максимумов, измеряемая десятками метров (снизу вверх): медь — цинк — свинец. При этом обнаруживается многоэтажная ритмическая зональность непрерывного и прерывистого типов. Первый тип характерен для отдельных рудных тел, в которых отмечается двукратное повторение зон повышенных концентраций и линейных запасов, а второй — для кулисообразно расположенных смещенных по вертикали рудных тел, разделенных «безрудными» участками, с самостоятельной рудной зональностью. Следует отметить, что выделение «рудных» и «безрудных» участков, соответствующих существующим кондициям, условно, поскольку «богатые» рудные тела заключены в рубашке убогих вкрапленных руд. Тем не менее именно прерывистая многоэтажно-ритмическая зональность представляет особый практический интерес с точки зрения возможности обнаружения на глубоких горизонтах слепых рудных залежей.

Модальные значения центров тяжести концентраций и линейных запасов в рудных телах расположены на различных гипсометрических уровнях. Но в целом по месторождению они сгруппированы в виде двух ярусов (этажей), в пределах которых локализуется основная масса наиболее богатого оруденения (рис. 6). Первый ярус расположен в интервале абсолютных высотных отметок от +700 до +900 м и соответствует замыканию сводовой части Чекмарской брахиантиклинальной структуры. Второй располагается между отметками +300 и +700 м и фиксирует за-

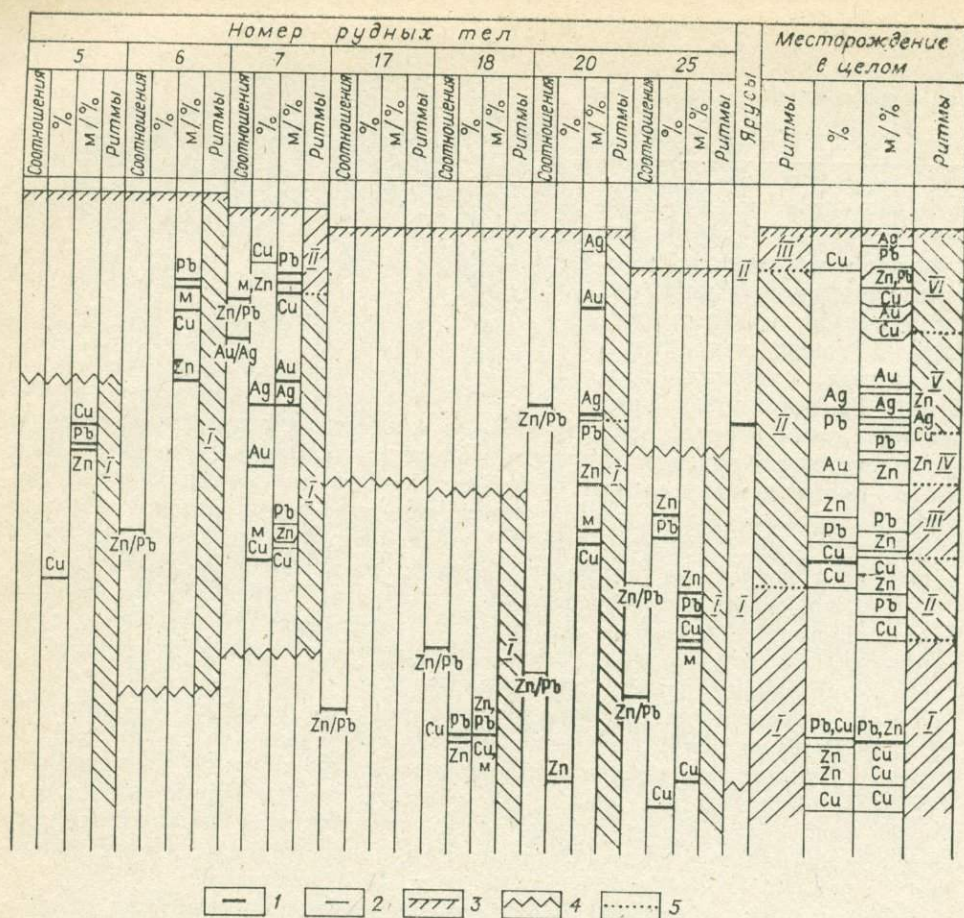


Рис. 6. Схема распределения гипсометрических уровней мод максимумов концентраций (%), линейных запасов (М%) и соотношений Zn/Pb в рудных телах месторождения Чекмарь.

1, 2 — моды главных (1) и второстепенных (2) максимумов; 3 — положение современного эрозионного среза; 4 — верхние и нижние границы выклинивания рудных тел; 5 — границы ритмов.

мыкание ядерной части структуры. Аналогичная ритмичная зональность характерна для большинства колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Урала, Салаира [2]. Последняя обусловлена тем, что гипсометрические уровни модальных значений максимумов концентраций и линейных запасов металлов в пределах горизонтов интенсивного рудоотложения по вертикали смещены друг относительно друга в определенной последовательности. На месторождении Чекмарь эта последовательность выражена в обобщенном виде следующим образом (снизу вверх): Cu — Zn — Pb — Au — Ag. Эта схема нарушается за счет переменного положения мод максимумов цинка со свинцом и золота с серебром. За основание отдельных ритмов, изображенных на рис. 6, приняты гипсометрические уровни модальных значений максимумов меди, а за их вершины — моды максимумов свинца. Как видно из рис. 6, ритмичность в отдельных рудных телах проявлена слабо: преобладает двуритмическая или моноритмическая зональность. Но в целом для месторождения, разведанного до глубин свыше 1 км от поверхности, ритмичность оруденения является весьма характерной особенностью. Если в распределении мод максимумов концентраций рудообразующих металлов выделяются три ритма, верхний из которых эродирован и представлен своей нижней частью, то в распределении мод максимумов линейных запасов выделяются шесть ритмов. Амплитуда ритмов в верхней части составляет 100—120 м, увеличиваясь на глубине до 200—250 м.

Ритм IV отражает особенности распределения указанных параметров в рудном теле 5, которые расположены в нем в обратной последовательности, что отличает это тело от других рудных залежей месторождения и, по-видимому, свидетельствует об искажении его первоначального залегания в послерудный период.

Выводы.

1. Отложение рудной минерализации на месторождении Чекмарь происходило в два этапа: вулканогенно-осадочный (колчеданный) и гидротермально-метасоматический (полиметаллический). Области развития минерализации второго этапа пространственно совпадают с колчеданными рудными телами первого этапа и сформировались после образования брахикупольной структуры, осложненной системой радиальных и концентрической зон повышенной трещиноватости.

2. Рудная зональность месторождения в целом характеризуется центробежно-концентрическим типом латеральной и вертикальной зональности, обусловленной развитием внутренних — существенно медных и внешних — свинцово-цинковых зон минерализации. На фоне этих общих тенденций зональности проявляется многоэтажно-ритмическая зональность прерывистого и непрерывного типов, обусловленная трех-пятикратным повторением однотипных зональных колонок по вертикали. При этом вертикальная амплитуда зональных ритмов составляет первые сотни метров.

3. Анализ рудной зональности отдельных рудных тел показал, что формирование богатых рудных столбов происходило в зонах взаимодействия встречных потоков рудоносных растворов, заключенных между участками повышенной проницаемости, а более бедных — непосредственно в одиночных сетчато-трещинных зонах. При этом во всех случаях проникаемые зоны характеризуются аномальными значениями соотношений Zn/Pb и трассируются медными рудными столбами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. Лапухов А. С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.
3. Лапухов А. С., Сияев В. Н., Шемякин М. Л. Тренд-анализ зональности рудных месторождений. — В кн.: Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976, с. 89—97.
4. Лапухов А. С. Типы ритмической зональности колчеданно-полиметаллических месторождений. — В кн.: Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1976, с. 181—187.
5. Прокопенко А. И., Олейник Ю. Ф., Мамин В. И. и др. Геологоструктурные особенности и характер распределения полиметаллического оруденения на месторождении Чекмарь (Рудный Алтай). — В кн.: Геология, технология переработки руд и техника разведки месторождений твердых полезных ископаемых. Изд. КазИМС, 1980, с. 58—67.
6. Рундквист Д. В., Пеженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
7. Щерба Г. Н. Вулканокупола из района Лениногорска. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1954, вып. 18, № 134, с. 42—49.

СОДЕРЖАНИЕ

Динамические модели магматогенных процессов

В. Д. Баранов, В. С. Голубев, А. А. Головин. Геохимическая модель образования колчеданно-полиметаллического месторождения	3
В. В. Ревердатто, Н. И. Волкова. Моделирование термического метаморфизма нефтеносных пород вблизи транпов	8
А. А. Беляев, А. Я. Червоненкис. Нелинейная математическая модель пространственно-временной эволюции гидротермальной системы	13
А. Н. Черепанов. К теории возникновения газовых включений (пор) в минералах изверженных пород	20
В. Н. Шаранов, А. Н. Черепанов, Н. Г. Апросимова, В. И. Дробышевич. Динамика насыщения расплавов летучими компонентами при кристаллизации магмы в камере	24
А. Л. Павлов. Динамическая модель формирования Узон-Гейзерной термоаномалии с учетом восстановленности исходных флюидов	30

Физико-химические модели магматогенных процессов

А. Ю. Ведяев, М. Г. Добровольская, Р. М. Константинов. Математическое моделирование рудных формаций и процессов формирования руд месторождений Дальнегорского рудного района	42
А. Б. Кольцов. Условия накопления и разделения золота и серебра на низкотемпературных гидротермальных месторождениях	49
Г. Р. Колонин. Характер эволюции кислотности-щелочности и режима серы в рудообразующем флюиде по экспериментальным и расчетным данным	57
В. Н. Шаранов, Г. А. Третьяков, В. В. Ревердатто, Е. П. Третьякова, Ю. Л. Неверов. Интерпретация состава эффузивов в области сочленения желобов Тонга и Кермадек в свете динамики плавления пород литосферы	70
В. Н. Андреев, В. И. Сотников, О. Н. Вольнец, Г. Б. Флеров. Распределение Мо, Св, Зп, Рь в породах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.	81

Генетические модели процессов рудообразования

М. П. Мазуров. Генетическая модель железорудного месторождения Одиночное (Восточный Саян)	92
В. С. Голубев, В. А. Теняков. Коэффициент полезного действия геохимических процессов и некоторые вопросы эволюции открытых химических систем Земли	102
И. А. Калугин. Осадочная и диагенетическая дифференциация железа в вулканогенно-осадочных рудах Алтая	108
М. С. Петченко, В. Н. Ефремов. Вертикальная зональность железорудного контактово-метасоматического месторождения Темир-Тау (Горная Шория)	115

Экспериментальные исследования элементов динамики и кинетики магматогенных процессов

Г. Ю. Шведенков, А. М. Дорошев, Г. Н. Кузнецов. О модели механизма разупорядочения щелочных полевых шпатов при сухом отжиге	121
Д. В. Калинин, В. В. Сердобинцева. Изучение взаимодействия геденбергита с H_2S при $T = 300^\circ C$ и $P_{H_2O} = 50,6 \cdot 10^2$ МПа	126
Н. Г. Стенина, П. А. Балькин. Использование просвечивающей электронной микроскопии для реконструкции геологической истории плагиоклазов	129
А. Т. Титов. Электронномикроскопическое изучение межзеренных границ магнетитов и сопутствующих минералов в железносных скарнах с целью выяснения кинетики метасоматических реакций	138
А. В. Мананков, С. В. Навозова, Ю. С. Шевченко, М. Я. Щербакова. Экспериментальное изучение механизмов и кинетики кристаллизации щелочных и высокоглиноземистых базальтов	146
Ю. П. Трухин, Р. А. Шувалов, Н. Я. Непомнящая. Генерация водорода и углеводородов при взаимодействии вода — базальт	154
Е. А. Иванов. Оценки локальных изменений скоростей и давлений в ламнарном потоке флюида в пределах штокверка	158
А. И. Прокопенко, А. С. Лапухов. Рудная зональность и элементы динамики рудообразующих процессов на месторождении Чекмарь (Рудный Алтай)	162

УДК 553.1

Геохимическая модель образования колчеданно-полиметаллического месторождения. Баранов В. Д., Голубев В. С., Головин А. А. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматривается обобщенная модель колчеданно-полиметаллического месторождения, которая подразумевает сочетание стратиформной (субстратиформной) зоны оруденения с седельствующей о том, что величина проницаемости горных пород и давления в источнике рудообразующих растворов, от которых зависит скорость фильтрации, а следовательно, и скорость рудообразующего процесса, не может сильно варьировать, чтобы обусловить формирование месторождений, существенно различающихся по запасам. Поэтому наиболее крупные месторождения могут образоваться лишь при максимальной длительности рудообразующего процесса.

Ил. 1, библиогр. 8.

УДК 553.982 : 551.25 : 550.89 : 518.5

Моделирование термического метаморфизма нефтеносных пород вблизи траппов. Ревердатто В. В., Волкова Н. И. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

С помощью математического моделирования исследована динамика термического «разрушения» нефтяной залежи вблизи пластинчатого интрузивного тела базальтовой магмы. Для четырех вариантов задачи рассчитаны максимальные размеры экзоконтактной области, где в пористых породах осуществлялись деструктивные преобразования нефти. Для базальто-воглого силла 100-метровой мощности ширина этой зоны не превышает 60—80 м согласно выполненным расчетам. Полученные результаты могут быть распространены на случаи интрузивных тел любой мощности.

Ил. 4, библиогр. 9.

УДК 553.1

Нелинейная математическая модель пространственно-временной эволюции гидротермальной системы. Беляев А. А., Червоценкис А. Я. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются качественная специфика нелинейной динамической модели тепловой химической системы и только нелинейная зависимость скорости реакции от температуры (тепловой автокатализ). Исследуются области неустойчивости стационарного состояния, автотриггерной возможности участия исследуемого процесса в формировании периодической рудометасоматической зональности.

Ил. 3, табл. 1, библиогр. 6.

УДК 552.33

К теории возникновения газовых включений (пор) в минералах изверженных пород. Черепанов А. Н. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Построена замкнутая математическая модель термо- и гидродинамических процессов образования газоусадочных пор при неравновесной кристаллизации расплавленных пород. Рассмотрена задача о направленной квазистационарной кристаллизации расплава, содержащего летучий компонент. Получено аналитическое решение, устанавливающее функциональную зависимость размера поры от термодинамических параметров расплава и условий кристаллизации. Показано, что формирование газоусадочных пор связано с процессами вязкого течения жидкости через твердо-жидкую зону и вытеснением летучего компонента растущей твердой фазой.

Библиогр. 11.

УДК 551.0 + 551.02

Динамика насыщения расплавов летучими компонентами при кристаллизации магмы в камере. Шаранов В. Н., Черепанов А. Н., Апросимова Н. Г., Дробышевич В. И. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Описана динамика насыщения эвтектических и котектических расплавов летучими для случая кристаллизации пластинчатых интрузивов в широком диапазоне термодинамических условий.

Ил. 5, библиогр. 10.

УДК 551.21 : 551.23

Динамическая модель формирования Узон-Гейзерной термоаномалии с учетом восстановления исходных флюидов. Павлов А. Л. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основании физико-химических расчетов и данных по составу магматогенных флюидов предлагается новая модель формирования гидротермальных систем в верхних горизонтах земной коры в процессе взаимодействия восстановленных флюидов с водонесными горизонтами поверхностного формирования. В связи с высокой экзотермичностью реакций гидролиза элементоорганических соединений, входящих в состав исходных магматогенных или, вернее, эндогенных флюидов, при встрече восстановленных флюидов с горизонтами подземных вод возможны нагрев и мобилизация первоначально холодных инфильтрационных вод, приводящая к формированию устойчивого потока гидротерм, трассирующих глубинные разломы.

Ил. 1, табл. 1, библиогр. 30.

Математическое моделирование рудных формаций и процессов формирования руд месторождений Дальнего рудного района. Ведяев А. Ю., Добровольская М. Г., Константинов Р. М. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Предпринята попытка моделирования рудных объектов на основе формально-дедуктивного подхода с целью прогнозирования их свойств и реконструирования процессов образования. Исходя из представлений о типах геологических систем-оригиналов, модели классифицируются на статические, динамические и ретроспективные. Доказывается, что построение последних возможно лишь при наличии первых двух. Вводятся основные множества объектов рудной геологии и конструируются их рудноформационная и металлогеническая модели, с помощью которых на примере Дальнего рудного района исследованы формации олово-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений. Установлена их зависимость от рудоконтролирующих факторов и проведена реконструкция процесса формирования руд галенит-сфалеритовой формации в скарнах (с использованием методов мшиераграфии и термобарогеохимии).

Ил. 1, табл. 2, библиогр. 16.

Условия накопления и разделения золота и серебра на низкотемпературных гидротермальных месторождениях. Кольцов А. Б. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Предложены диаграммы $\lg f_{O_2}$ — pH и T — pH форм переноса и концентраций Au и Ag в хлоридных серосодержащих гидротермальных растворах. Для получения количественных данных о параметрах гидротермальной среды и направленности их изменения построены петрогенетические сетки $\lg f_{O_2}$ — pH и $\lg f_{O_2}$ — $\lg a_{\Sigma S}$ полей устойчивости основных породообразующих и рудных минералов, постоянно присутствующих в низкотемпературных метасоматитах. Охарактеризовано изменение f_{O_2} , f_{CO_2} , pH, $a_{\Sigma S}$ в ходе формирования группы Au—Ag месторождений Центральных Кызылкумов. Наиболее сильное уменьшение растворимости самородного золота происходит при понижении T и pH высокотемпературных щелочных растворов (раннее Au) и при окислении H_2S до SO_4^{2-} (позднее Au). Растворимость арсентита и самородного серебра зависит от pH среды и резко снижается при понижении T до $\sim 200^\circ C$ и нейтрализации раствора. Особенности поведения Au и Ag в растворе позволяют объяснить разделение их на указанных месторождениях.

Ил. 6, табл. 2, библиогр. 26.

Характер эволюции кислотности-щелочности и режима серы в рудообразующем флюиде по экспериментальным и расчетным данным. Колонин Г. Р. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются экспериментальные и термодинамические данные об условиях равновесия с раствором молибдена, вольфрама, сульфидов железа, висмута и полиметаллов. Показано, что эти данные хорошо объясняют последовательность рудоотложения с точки зрения концепции эволюции кислотности-щелочности постмагматического флюида от щелочного к кислому с его дальнейшей нейтрализацией и подщелачиванием. По условиям равновесия магнетита и феррита с сульфидами железа проведена оценка концентрации сульфидной серы на ранних редоксметаллических стадиях, а по результатам расчета растворимости пирита, пирротина, халькопирита, фалерита, галенита — на стадиях сульфидообразования. Представлены также данные о составе раствора, насыщенного по мышьяку, железу, сероводороду и водороду по отношению к пирит-арсенопиритовой минеральной ассоциации. В целом материалы статьи характеризуют в совокупности эволюцию основных термодинамических параметров гидротермального рудообразования.

Ил. 6, табл. 2, библиогр. 77.

Интерпретация состава эффузивов в области сочленения желобов Тонга и Кермадек в свете динамики плавления пород литосферы. Шарапов В. Н., Третьяков Г. А., Ревердатто В. В., Третьякова Е. П., Неверов Ю. Л. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основании петрологического изучения базальтоидов и решения задач динамики плавления пород литосферы показано, что формирование эффузивных пород в юго-западной части Тихого океана происходило в зоне сложного сдвига. Глубина заложения магматических очагов увеличивалась в направлении от вулканических дуг к океану.

Ил. 6, табл. 2, библиогр. 23.

Распределение Mo, Cu, Zn, Pb в породах Большого трещинового Толбачинского извержения 1975—1976 гг. Андреев В. Н., Сотников В. И., Волынец О. Н., Флеров Г. В. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Концентрация рассматриваемых элементов обнаруживает отчетливую связь с особенностями валового химического состава вулканитов. Содержания молибдена, меди и свинца заметно более высокие, а цинка — низкие в субщелочных глиноземистых базальтах (Южный прорыв) по сравнению с магнезиальными базальтами умеренной щелочности (Северный прорыв). Концентрация этих элементов в базальтах промежуточного состава также промежуточные, что не противоречит гипотезе об образовании этих разновидностей за счет смещения расплавов, аналогичных по составу преобладающей массы пород каждого прорыва. Распределение элементов в твердых вулканических продуктах во многом обусловлено взаимодействием расплава — летучие компоненты и переходом некоторого количества их в газовую фазу. Предполагается относительно высокая летучесть рассматриваемых компонентов в форме хлоридов.

Ил. 4, табл. 5, библиогр. 18.

УДК 553.311

Генетическая модель железорудного месторождения Одиночное (Восточный Саян). Мазуров М. П. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основе детального анализа пространственно-временных соотношений магматических проявлений, метасоматических пород и руд, строения контактовых зон, определения последовательности и температур формирования околорудных пород, изучения внутренней структуры скарново-рудной залежи, текстурно-структурных особенностей руд и типоморфизма магнетитов предложена качественная генетическая модель, объясняющая последовательность рудообразующих процессов и строение месторождения.

Ил. 4, табл. 1, библиогр. 9.

УДК 550.4

Коэффициент полезного действия геохимических процессов и некоторые вопросы эволюции открытых химических систем Земли. Голубев В. С., Теняков В. А. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Коэффициент полезного действия геохимических процессов показывает, какая доля свободной энергии основных химических реакций используется сопряженными реакциями для развития открытой геологической системы по пути ее удаления от равновесия с окружающей средой. Геохимическая предбиологическая и биологическая эволюции происходят с увеличением к. п. д. процессов функционирования открытых химических систем Земли.

Ил. 1, библиогр. 8.

УДК 553.312 : 550.4

Осадочная и диагенетическая дифференциация железа в вулканогенно-осадочных рудах Алтая. Калугин И. А. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Гематитовые слюпные руды Горного Алтая образовались при синхронном осаждении в морском бассейне железистого и алюмосиликатного вещества. Источником рудной и нерудной составляющей осадка были девонские вулканические породы и экскальзины. Железные руды по составу высококремнистые, глиноземистые, близки к силикатным железистым кварцитами и оолитовым рудам.

Слабые латеральные изменения состава руд обусловлены соотношениями кремнистой и глинистой примесей. Минимальное содержание железа в собственно рудных слоях составляет 30—40%. При диагенезе контрастность послойного распределения железа увеличилась за счет выноса его из силикатных слоев и отложения — в рудных.

Ил. 6, табл. 1, библиогр. 8.

УДК 553.311

Вертикальная зональность железорудного контактово-метасоматического месторождения Темир-Тау (Горная Шория). Петченко М. С., Ефремов В. Н. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основе детальных геологических исследований взаимоотношений метасоматических пород и руд, изучения внутренней структуры скарново-рудной залежи рассмотрены вертикальная и горизонтальная зональность, изменение запасов и содержаний железа и серы в пределах месторождения Темир-Тау (Горная Шория).

Ил. 6, библиогр. 4.

УДК 550.80

О модели механизма разупорядочения щелочных полевых шпатов при сжиге. Шведенков Г. Ю., Дорошев А. М., Кузнецов Г. Н. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

С помощью рентгеновской порошковой дифрактометрии определена степень упорядоченности калийсодержащих синтетических альбитов в зависимости от времени отжига при температурах 700, 800 и 900°C. На основании полученных экспериментальных результатов делается вывод о том, что разупорядочение с реальной скоростью происходит только вблизи триклин-моноклинового перехода.

Ил. 2, табл. 4, библиогр. 19.

УДК 549.07+661.183,6+541.124

Изучение взаимодействия геденбергита с H_2S при $T = 300^\circ C$ и $P_{H_2O} = 50,6 \cdot 10^2$ МПа. Калинин Д. В., Сердобинцева В. В. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Описана методика и изложены некоторые результаты экспериментального исследования взаимодействия геденбергита с растворами, насыщенными H_2S при $T = 300^\circ C$ и $P_{H_2O} = 50,6 \cdot 10^2$ МПа. На основании полученных материалов дается представление о скоростях реакции разложения, составе образующихся фаз и общие сведения о механизме реакции.

Ил. 4, библиогр. 8.

УДК 549.651.2+537.533.35

Использование просвечивающей электронной микроскопии для реконструкции геологической истории плагиоклазов. Стенина Н. Г., Балыкин П. А. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Методами просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ) изучены дефекты структуры в ионноупорядоченных образцах плагиоклазов из ксенолитов базитовых пород в базальтоидных лавах вулканов Камчатки и островов Курильской гряды, а также из четырех габброидных массивов Сибири. Особенности микроструктуры, установленные в изученных плагиоклазах, позволили разделить соответствующие геологические объекты на три группы с различной термической историей пород. На основе анализа дефектов микроструктур намечены этапы в истории образования и остывания соответствующих пород, с которыми сопоставлены различные геологические явления в период их существования.

Ил. 3, библиогр. 7.

УДК 553.31+537.533.3

Электронномикроскопическое изучение межзеренных границ магнетитов и сопутствующих минералов в железосодержащих скарнах с целью выяснения кинетики метасоматических реакций. Титов А. Т. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Методами просвечивающей и сканирующей электронной микроскопии совместно с микроскопическим анализом изучены микроструктурные особенности межзеренных границ магнетита и сопутствующих минералов в ионноупорядоченных образцах из различных скарновых железорудных месторождений. Установлено, что помимо реактивных границ имеются межзеренные прослойки разного состава и структурного совершенства. Показано, что микроструктурные особенности межзеренных границ зависят от условий формирования минерального парагенезиса и могут служить их типоморфными признаками.

Ил. 6, библиогр. 7.

УДК 550.89 : 553.212 : 552.323.5

Экспериментальное изучение механизмов и кинетики кристаллизации щелочных и высокоглиноземистых базальтов. Мананков А. В., Навозова С. В., Шевченко Ю. С., Щербак М. Я. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приведены результаты экспериментов по плавлению и кристаллизации щелочных (ЩБ) и высокоглиноземистых (ВГБ) базальтов в различных окислительно-восстановительных условиях (в атмосфере воздуха и гелия) с целью изучения влияния колебания соотношения исходных компонентов и влияния f_{O_2} и избыточных по сравнению с нормативными содержаниями окислов железа на кинетику протекания процессов минералообразования. Выявлены структурно-кинетические закономерности, общие для расплавов ЩБ и ВГБ, а также существенные отличия в механизме отдельных стадий перехода расплавов ЩБ и ВГБ в кристаллическое состояние. Процессы кристаллизации базитовых расплавов с подпиточной магнетитом наиболее полно соответствуют гомогенным автокаталитическим процессам, самоускоряющимся из-за присутствия в расплавах избыточного конечного продукта, выполняющего роль катализатора.

Приведены результаты определения показателей преломления и микротвердости стекол, энергии активации кристаллизации ликвидусных фаз, скорости реакций образования титаномагнетита в различной среде при 1100°C.

Ил. 6, табл. 7, библиогр. 8.

УДК 551.21+547.912

Генерация водорода и углеводородов при взаимодействии вода — базальт. Трухин Ю. П., Шувалов Р. А., Непомнящая Н. Я. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Показано, что при взаимодействии вода — базальт при $T = 500^\circ\text{C}$, $P = 1,1$ атм генерируются водород и углеводороды, представляющие весь ряд, обнаруженный в спонтанных газах термальных источников Камчатки.

Ил. 1 табл. 2, библиогр. 8.

УДК 553.2

Оценки локальных изменений скоростей и давлений в ламинарном потоке флюида в пределах штокера. Иванов Е. А. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основе оригинального решения задачи описания локальных характеристик потока флюида в трещиноватой зоне дробления непроницаемого массива пород получены численные характеристики локальных величин скоростей и давлений.

Ил. 4, библиогр. 4.

УДК 553.442+553.26

Рудная зональность и элементы динамики рудообразующих процессов на месторождении Чекмарь (Рудный Алтай). Проконенко А. И., Лапухов А. С. Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983.

Установлен двухэтапный характер рудообразования: вулканогенно-осадочный (колчеданный) и гидротермально-метасоматический (полиметаллический). Минерализация второго этапа накладывается на колчеданные рудные тела, претерпевшие складчатость и сформировавшиеся после образования брахикупольной структуры. С помощью тренд-анализа около 50 000 многокомпонентных проб установлена центробежно-концентрическая латеральная и вертикальная зональность месторождения, обусловленная развитием внутренних (существование медных) и внешних (цинково-цинковых) зон минерализации и осложненная многоэтапно-ритмической прерывистой и непрерывной зональностью. Формирование наиболее богатых рудных столбов происходило в зонах взаимодействия встречных потоков рудных растворов, заключенных между участками повышенной проницаемости.

Ил. 6, табл. 1, библиогр. 7.

3р. 60к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ