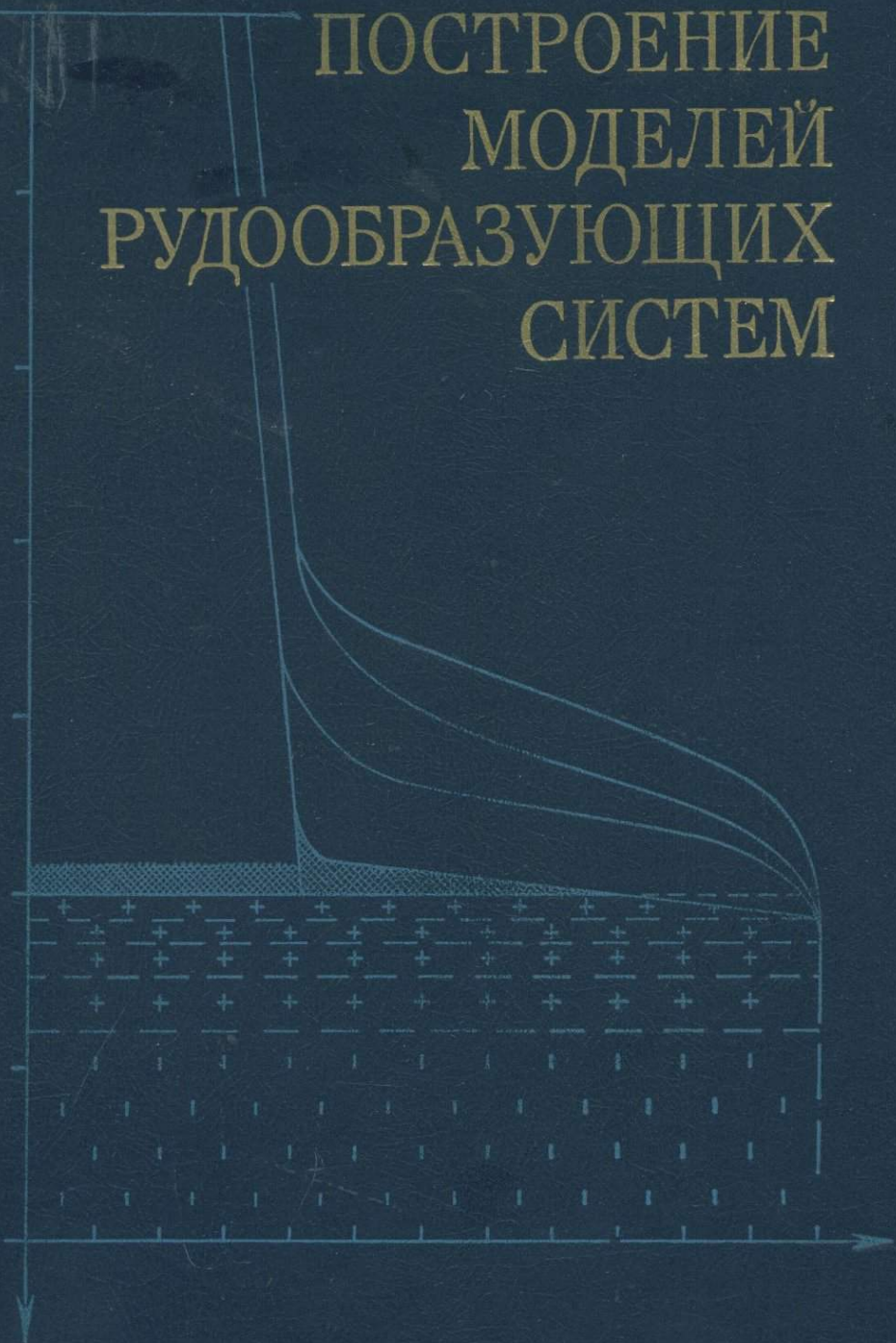


# ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛЕЙ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
ИМ. 60-ЛЕТИЯ СОЮЗА ССР

# ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛЕЙ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Ответственный редактор  
д-р геол.-мин. наук *В. И. Сотников*

4856



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

1987



**Построение моделей рудообразующих систем.**— Новосибирск: Наука, 1987.

На примере железорудных, полиметаллических, золото-серебряных, оловорудных, редкометалльных и других месторождений рассматриваются вопросы физико-химии и динамики рудообразующих систем и генетические модели рудообразующих процессов. Приводятся результаты геолого-геохимического, изотопного и термодинамического анализа отдельных элементов моделей, их экспериментального обоснования и моделирования на ЭВМ.

Статьи содержат обширный оригинальный материал и с разных сторон рассматривают важную в теоретическом и практическом отношении проблему генетических особенностей динамических рудообразующих систем.

Сборник представляет интерес для специалистов в области эндогенного рудообразования и геохимии.

#### РЕДКОЛЛЕГИЯ

Канд. геол.-мин. наук **А. П. Берзина**, канд. геол.-мин. наук **Э. Г. Дистанов**, д-р геол.-мин. наук **В. В. Золотухин**, д-р геол.-мин. наук **Г. Р. Колонин**, д-р геол.-мин. наук **А. А. Оболенский**, д-р геол.-мин. наук **В. Н. Шарапов**, д-р геол.-мин. наук **Ю. Г. Щербаков**

Рецензенты *И. Н. Амшинский, В. В. Велинский*



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Развитость теории любого природного явления определяется содержательностью ее модельного аппарата и его возможностями количественно описывать эволюцию рассматриваемого процесса в пространственных координатах. Теория эндогенного рудообразования находится в стадии перехода от преобладания генетических схем к построению более строгих качественных моделей, в которых количественно исследуются элементы динамики рудообразования. Успех этих работ определяется последовательным использованием современных достижений физической химии в области равновесий в водных растворах, описания взаимодействий в многокомпонентных гетерофазных системах, изучения фракционирования изотопов при таких взаимодействиях, физического и математического моделирования с численными расчетами с помощью мощных ЭВМ.

В Институте геологии и геофизики СО АН СССР такого рода исследования развиваются с начала 70-х годов по инициативе профессора Г. Л. Пospelова. В последние годы в разных геологических институтах Академии наук СССР проводятся оригинальные работы по построению генетических моделей рудообразующих систем. Поэтому Рудный отдел ИГиГ СО АН СССР обратился с предложением к ряду известных специалистов, работающих в этом направлении, осветить в специальном сборнике статей последние достижения в генетическом моделировании рудообразующих систем, в использовании для этих целей физической химии и термодинамики и изучении изотопов. Наиболее заслуживающие внимания из представленных материалов объединены в этом сборнике, который продолжает более ранние подобные публикации (Динамические модели физической геохимии.— Новосибирск: Наука, 1982; Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск: Наука, 1983). В сборник вошли также некоторые доклады, заслушанные на II Всесоюзном совещании «Генетические модели эндогенных рудных формаций» (Новосибирск, ноябрь 1985 г.).

Тематически статьи посвящены двум проблемам: с одной стороны, анализу физико-химических условий и динамики развития

рудообразующих систем, с другой — вопросам построения генетических моделей этих систем на примере различных типов оруденения. Эти проблемы обсуждаются с различных сторон, с привлечением как традиционных, так и оригинальных методик, в разработку которых авторы вносят существенный вклад. Имея в основном генетическую и физико-химическую направленность, статьи в то же время обобщают большой геологический материал, который в конечном итоге и служит основой всех разрабатываемых модельных построений. Важным обстоятельством является последовательно осуществляемый во многих статьях количественный подход к построению геолого-генетических моделей рудообразующих систем с широким использованием различных физико-химических параметров магмо- и рудно-метасоматических процессов, расчетных данных и результатов математического моделирования.

Разработка и построение геолого-генетических моделей рудообразующих систем являются качественно новым этапом в познании месторождений полезных ископаемых и в совершенствовании теоретических основ их прогнозирования. Поэтому данное направление в рудной геологии привлекает в настоящее время особое внимание специалистов в области рудообразования и металлогении. Как все новое, находящееся на стадии становления, построение моделей еще формируется методически, совершенствуя свои принципы и подходы, что и нашло отражение в публикуемых статьях. Сейчас это направление для большинства рудных формаций пока находится на уровне разработки отдельных элементов генетических моделей, которые в дальнейшем, будучи обоснованы не только качественно, но и количественно, создадут хорошую базу для построения интегральных геолого-генетических моделей рудных формаций, крупных теоретических обобщений и научно обоснованного прогноза.

Все это позволяет полагать, что представленные в сборнике материалы будут полезны специалистам, занимающимся изучением рудных месторождений и рудноформационным анализом.

*Редколлегия*

# **ФИЗИКО-ХИМИЯ И ДИНАМИКА РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ**

---

*В. Н. ШАРАПОВ, А. Н. ЧЕРЕПАНОВ*

## **ТЕРМОДИНАМИКА ФЛЮИДНЫХ ПЛУТОНОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ**

Эффективность рудоотложения на любом эндогенном геохимическом барьере связана с энергетическими характеристиками флюида в источнике его генерации, временем существования этого источника, начальным содержанием металлов во флюиде и его изменением со временем [Сафронов, 1971; Голубев, 1981].

Следовательно, термодинамика формирования плутоногенных гидротермальных месторождений обусловлена особенностями отделения флюида от магмы в процессе охлаждения интрузива в камере. Геохимический «профиль» оруденения, как это показано для гранитоидных и гранитовых магм [Таусон, 1977; Налетов, 1981], существенно зависит от петрохимических особенностей магм. Формирование конкретных рудных формаций в процессе становления плутонов освещено многими исследователями, эти данные обобщены с различных точек зрения [Смирнов, 1969; Ефремова, 1970; и др.]. Динамика дифференциации магмы в камере также обсуждена с возможной детальностью [Шарапов, Черепанов, 1986]. Однако термодинамика отделения флюидной фазы при затвердевании магм и формирование гидротермальной системы в эндо- и экзоконтактах интрузива пока не имеют последовательного освещения, хотя некоторые аспекты этих проблем частично обсуждались нами ранее [Черепанов и др., 1984; Шарапов, Черепанов, 1986; Черепанов, Шарапов, 1986].

В данном сообщении на основе полученных ранее результатов решаются задачи динамики отделения флюида от расплава и их геологического приложения.

## **ТЕРМОДИНАМИКА РЕТРОГРАДНОГО КИПЕНИЯ КОТЕКТИЧЕСКИХ И ЭВТЕКТИЧЕСКИХ МАГМ**

В последующих построениях нами сделано одно допущение, которое следует из термодинамики интрузивирования магм [Соболев и др., 1970; Шарапов, 1976]: в интрузивную камеру из очага генерации поступают первоначально недосыщенные летучими расплавы. При этом наиболее благоприятным для формирования рудных месторождений является гомодромный тип дифференциации, в ко-

тором по мере кристаллизации снижается температура ликвидуса и солидуса из-за накопления щелочей и летучих [Черепанов и др., 1983]. На изменение температуры затвердевания влияет увеличение давления в системе. Физически процесс ретроградного кипения достаточно прост. Насыщение расплава связано с оттеснением в жидкость растущими кристаллами растворенных в магме газов, которые или не входят в кристаллическую решетку возникающих минералов, или имеют коэффициент распределения меньше единицы для минералов (амфиболы, слюды и т. д.). С некоторого момента после начала кристаллизации локальное парциальное давление летучих может превысить давление насыщения, после чего начнет отделяться летучая фаза путем пузырения. Для котектик этот процесс нами рассмотрен достаточно подробно [Шарапов, Черепанов, 1986; Черепанов, Шарапов, 1986], поэтому здесь мы лишь укажем исходное уравнение в постановке задачи и конечный результат ее решения. Несколько подробнее рассмотрен случай ретроградного кипения эвтектического расплава, поскольку наша постановка отличается в записи граничного условия от известного решения, предложенного ранее для описания накопления воды в магме перед фронтом солидуса [Золотарев и др., 1973].

Термодинамика ретроградного кипения магм в интрузивной камере с достаточной для геологических приложений полнотой описывается уравнением

$$P_g = P(z_f) - \Delta P_{\Sigma} + 2\sigma/r_p, \quad (1)$$

где  $P_g$  — суммарное парциальное давление летучих в магме;  $z_f$  — координата фронта гетерогенной зоны в расплаве;  $\sigma$  — поверхностное натяжение в магме;  $r_p$  — начальный радиус устойчивого газового пузырька в магме.

Оценка членов этого уравнения, а также решение системы уравнений, описывающих равновесное насыщение расплава в процессе затвердевания в гетерогенной зоне, приводят к следующему соотношению, позволяющему оценить размер области ретроградного кипения котектического расплава [Черепанов, Шарапов, 1986]:

$$z_p^* \leq \frac{1}{\rho g} (C_{20}/f_{lE}^{1-k} k_l)^j. \quad (2)$$

При этом критическое начальное содержание летучего в расплаве, при котором возможно развитие ретроградного кипения магмы, можно определить по неравенству

$$C_{20} - f_{lE}^{1-k} k_l (\rho g z_p^*)^{1/j} > 0, \quad (3)$$

где  $\rho$  — плотность магмы;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $C_{20}$  — начальное содержание летучего в расплаве;  $k_g$  — коэффициент распределения летучего между расплавом и твердой фазой;  $f_{lE}$  — сечение жидкой фазы в конце зоны затвердевания;  $z_p$  — координата зоны начала кипения;  $z_p^*$  — координата зоны окончания кипения;  $j$  — показатель степени в уравнении растворимости летучего в расплаве;  $k_l$  — соответствующий коэффициент пропорциональности.

Для эвтектических расплавов термодинамические условия развития ретроградного кипения можно оценить из анализа следующей простейшей математической модели, для которой удается получить аналитическое решение:

$$\frac{\partial T_i}{\partial t} = a_i \frac{\partial^2 T_i}{\partial z^2}, \quad i = 1, 2; \quad (4)$$

$$\frac{\partial C_g}{\partial t} = D_g \frac{\partial^2 C_g}{\partial z^2}; \quad (5)$$

$$T_1|_{t=0} = T_0; \quad C_g|_{t=0} = C_{g0}; \quad (6)$$

$$T_1|_{z \rightarrow \infty} \rightarrow T_0; \quad C_g|_{z \rightarrow \infty} \rightarrow C_{g0}; \quad T_2|_{z=0} = T_c; \quad (7)$$

$$\left. \frac{\lambda_2 \partial T_2}{\partial z} \right|_{z=z_f(t)-0} = \left. \frac{\lambda_1 \partial T_1}{\partial z} \right|_{z=z_f(t)+0} + \alpha_0 \rho z_f'(t); \quad (8)$$

$$T_i|_{z=z_f(t)} = T_E(C_g, P)|_{z=z_f}; \quad (9)$$

$$\left. \frac{D_g \partial C_g}{\partial z} \right|_{z=z_f} = -(1 - k_g) C_g z_f'(t)|_{z=z_f}. \quad (10)$$

Штрих означает производную по  $t$ ;  $D_g$  — коэффициент диффузии летучего;  $a$  — температуропроводность;  $\lambda$  — теплопроводность; индекс 1 — жидкая фаза, 2 — твердая фаза;  $z = 0$  — координата контакта интрузива. Зависимость температуры эвтектики от давления пренебрегаем ( $\beta_p \sim 10^{-7}$  К/(н·м<sup>2</sup>)):

$$T_E = T_{E_0} - \alpha_1 C_g. \quad (11)$$

Решение (4)–(11) получено в принятом для подобного класса задач виде [Карслоу, Егер, 1964]:

$$z_f = 2\xi_0 \sqrt{a_1 t}, \quad (12)$$

$\xi_0$  находится из решения трансцендентного уравнения

$$\begin{aligned} & \sqrt{\frac{a_1}{a_2}} \exp\left[-\frac{a_1 \xi_0^2}{a_2}\right] \frac{T_{E_0} - \alpha_1 N - \alpha_2 N^2 - T_c}{\operatorname{erfc}(\xi_0)} = \\ & = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \cdot \frac{(T_0 - T_{E_0} + \alpha_1 N + \alpha_2 N^2) \exp(-\xi_0^2)}{\operatorname{erfc}(\xi_0)} + \frac{\alpha_0 a_1 \sqrt{\pi} \xi_0}{c_2 a_2}, \end{aligned} \quad (13)$$

$$\text{где } N = C_{g_0} - \frac{C_{g_0} (1 - k_g) \xi_0 \operatorname{erfc}(\sqrt{a_1/D_g} \xi_0)}{(1 - k_g) \xi_0 \operatorname{erfc}(\sqrt{a_1/D_g} \xi_0) - \exp\left(-\frac{a_1 \xi_0^2}{D_g}\right) \sqrt{D_g/\pi a_1}};$$

$\xi = z/2 \sqrt{a_1 t}$ ;  $\alpha$  — модуль наклона температуры эвтектики к кривой насыщения летучим. Парциальное давление летучего в магме у фронта кристаллизации определяется как

$$C_g|_{z \approx z_f} = C_{g_f} = \frac{C_{g_0}}{1 - (1 - k_g) \xi_0 \operatorname{erfc}\left(\sqrt{\frac{a_1}{D_g}} \xi_0\right) \sqrt{\frac{\pi a_1}{D_g} \exp\left(\frac{a_1 \xi_0^2}{D_g}\right)}}. \quad (14)$$

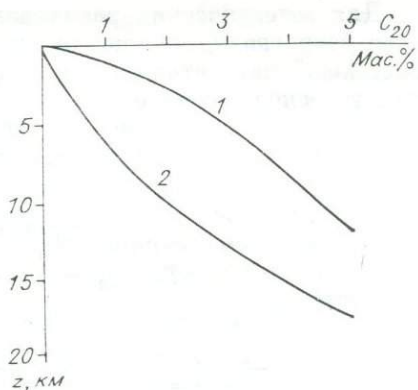
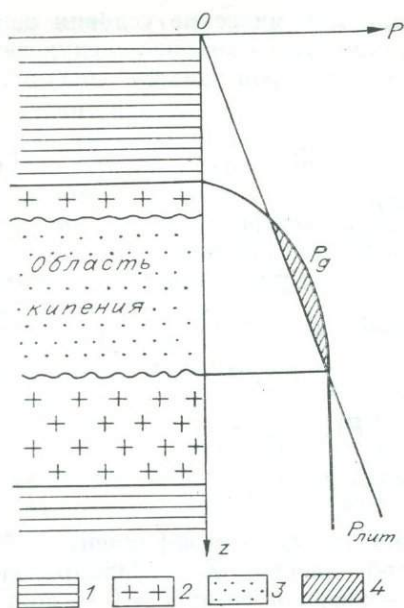


Рис. 2. Критические для протекания на разных глубинах ретроградного кипения магмы начальные содержания воды в котектических расплавах (1 —  $\text{SiO}_2 + \text{Ab} + \text{H}_2\text{O}$ ; 2 —  $\text{An} + \text{Di} + \text{H}_2\text{O}$ ). Положение  $z_p^*$  определяется заданием  $C_{20}$ . Максимальный вертикальный размах области барбатирования из учета глубины кровли массива.

Рис. 1. Общие физические условия проявления ретроградного кипения магмы в интрузивной камере.

1 — вмещающие породы; 2 — области отсутствия кипения в разрезе интрузивного тела; 3 — область развития кипения в охлаждающейся магме; 4 — зоны превышения парциального давления летучего ( $P_g$ ) у фронта солидуса над гидростатическим давлением в магматической жидкости ( $P_{\text{лит}}$ ).

Учитывая, что  $C_g = k_l P_g^j$ , можно оценить парциальное давление  $P_{gf}$  летучего у фронта кристаллизации:

$$P_{gf} = \left[ \frac{C_{g0}/k_l}{1 - (1 - k_g) \xi_0 \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{a_1 \xi_0^2}{D_g}} \right) \sqrt{\frac{\pi a_1}{D_g}} \exp \left( \frac{a_1 \xi_0^2}{D_g} \right)} \right]^j, \quad (15)$$

тогда время начала кипения расплава можно определить по неравенству

$$z_H(t_H) = \frac{P_{gH} - \rho g L_C - 2\sigma/r_p}{g\rho} > 0. \quad (16)$$

Соответственно конец  $z_p^*$  ретроградного кипения определяется по соотношению  $z_p^* < 0$ , где  $z_p^* = \frac{P_{gf} - \rho g L_C - 2\sigma/r_p}{g\rho}$ . Численные расчеты мы выполним для систем, которые могут моделировать кристаллизацию основных и кислых расплавов [Минералы, 1974].

1)  $\text{An} + \text{Di} + \text{H}_2\text{O}$ :  $T_A = 1863$ ;  $T_{E_0} = 1541$ ;  $\beta_1 = 5,05$ ;  $\beta_2 = 41,7$ ;  $\beta_p = 1,25 \cdot 10^{-7}$ ;  $j = 0,8$ ;  $k_l = 10^{-6}$ ;  $k_g = 0$ ;  $\alpha_1 = 21,36$ ;  $\alpha_2 = 0$ ;  $\rho = 2,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ .

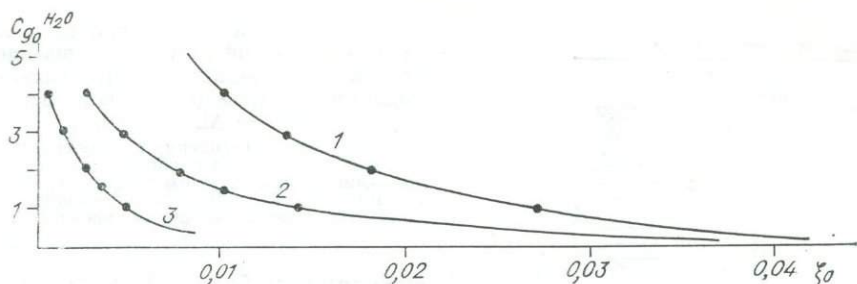


Рис. 3. Зависимость константы скорости кристаллизации  $\xi_0$  от начального содержания воды в магме ( $C_{g_0}^{H_2O}$ ), условий охлаждения и массообмена у фронта затвердевания в эвтектическом расплаве (1 —  $T_c = 300$  K;  $D_{H_2O} = 10^{-10}$  м<sup>2</sup>/с;  $K_g = 0$ ; 2 —  $T_c = 890$  K;  $D_{H_2O} = 10^{-10}$  м<sup>2</sup>/с;  $K_g = 4 \cdot 10^{-4}$ ; 3 —  $T_c = 890$  K;  $D_{H_2O} = 10^{-11}$  м<sup>2</sup>/с;  $K_g = 4 \cdot 10^{-4}$ ).

2)  $SiO_2 + Ab + H_2O$ :  $T_A = 1962$ ;  $T_{E_0} = 1336,6$ ;  $\beta_1 = 14,2$ ;  $\beta_2 = 40$ ;  $\rho \approx 2,2 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>;  $\beta_P = 1,25 \cdot 10^{-7}$ ;  $j = 2$ ;  $k_t = 3 \cdot 10^{-4}$ ;  $k_g = 0$ ;  $\alpha_1 = 53,4$ ;  $\alpha_2 = 2,5$ .

На рис. 1—3 показаны условия проявления и вероятные масштабы развития ретроградного кипения магмы в интрузивных камерах для различного состава расплавов и начальных содержаний в них воды.

Динамика отделения летучего и теплообмена обсуждалась нами ранее [Шарапов, Черепанов, 1986], поэтому здесь мы воспользуемся полученными результатами (рис. 4).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как следует из особенностей дифференциации магм различного состава [Шарапов, Черепанов, 1986] и анализа полученных выше результатов, имеется ряд различий и общих черт в процессе ретроградного кипения магм в интрузивных камерах.

По-видимому, для магм любого состава, если выполняются условия для его возникновения, ретроградное кипение осуществляется в три этапа: 1) начальный, когда пузырения не происходит из-за высокой скорости движения фронта солидуса и процесса насыщения жидкости летучими при кристаллизации в приконтактной области интрузива; 2) пузырение жидкости после достижения давления насыщения хотя бы по одному из растворенных в ней летучему компоненту с перемещением фронта кипения в глубь интрузива по мере перемещения фронта солидуса; 3) прекращение кипения магмы при превышении гидростатическим давлением на уровне фронта солидуса давления насыщения. При этом третий этап в случае охлаждения эвтектического расплава может в некоторых интрузивах при

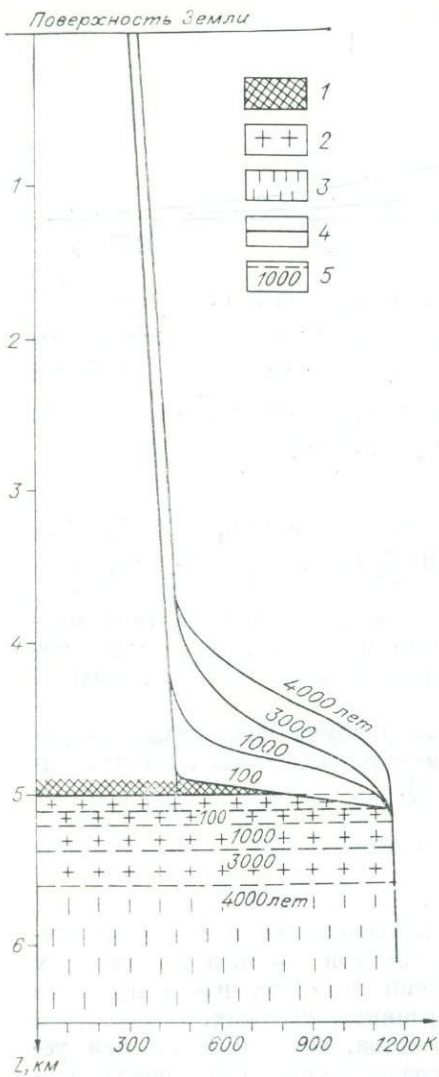


Рис. 4. Динамика температурного фронта в системе интрузив — вмещающие породы при развитии ретроградного кипения в магме (модельная система  $\text{SiO}_2 + \text{Ab} + \text{H}_2\text{O}$ ).

1 — контактовые роговики; 2 — изверженная порода; 3 — магматическая жидкость; 4 — положение температурного профиля во время  $t = 100; 1000; 3000; 4000$  лет; 5 — положение фронта кристаллизации ко времени  $t$ .

«не слишком большой» вертикальной протяженности не реализоваться. Очевидно, что чем ближе начальный состав расплава к эвтектике, тем продолжительнее при прочих равных условиях процесс его пузырения. В ряду составов магм от ультраосновных к кислым ясна общая тенденция возможности и масштабов ретроградного кипения в термодинамических условиях различных магматических фаций глубинности. Начальное содержание летучих и объемная доля эвтектики возрастают, судя по существующим данным [Заварицкий, Соболев, 1961; Эволюция..., 1983], в направлении кислых магм. Как следует из рис. 2—4, должны резко различаться не только масштабы, но и возможность проявления кипения. Для некоторых фаций глубинности по наличию или отсутствию проявлений конвективного прогрева в экзоконтакте интрузивов [Reverdatto et al., 1976] по рис. 2 можно оценить вероятное предельное начальное содержание летучих в магме при интрузии.

Если конкретизировать эти общие соображения в отношении появления и эволюции флюидных плутоногенных систем, то, исходя из полученных выше результатов, можно объяснить ряд установленных закономерностей.

Исследователи плутоногенных месторождений достаточно давно [Смирнов, 1969; Ефремова, 1970] установили сложные сочетания магматических явлений и оруденения в ореольных зонах интрузивных массивов, с которыми пространственно связано оруденение. Характерны два обстоятельства: 1) в многофазных массивах образование скарнов и руд обычно не связано с начальной и заключи-

тельной фазой интрузий, 2) в скарновых и грейзеновых месторождениях метасоматические процессы проявляются после затвердевания кровли интрузивных массивов, а появление руд предваряется, сопровождается и заключается внедрением даек. В послерудных дайках, генетически связанных с рудоносным магматическим комплексом, гидротермальные процессы, как правило, незначительны.

Таким образом, при становлении рудоносных магматических комплексов наблюдается достаточно определенная последовательность отделения летучих от охлаждающихся магматических тел, в которой имеется три этапа: 1) начальный, когда отделение флюидов весьма ограничено или его не происходит совсем, 2) отделение флюидов в масштабах, обеспечивающих формирование метасоматических пород или жил выполнения с оруденением, 3) заключительный, когда нет флюидоотделения или масштабы его весьма незначительны.

Ретроградное кипение в котектическом расплаве может происходить лишь в случае  $k < 1$ . Это условие реализуется после того, как скорость кристаллизации расплава в эндоконтактной зоне станет отвечать диффузионной области направленной кристаллизации [Шарапов и др., 1976]. Согласно выполненным ранее расчетам, мощности таких эндоконтактных зон должны составлять в гранитоидных массивах от нескольких сотен метров до 1 км [Шарапов и др., 1978]. Далее процесс может рассматриваться на основе диаграммы, приведенной на рис. 2. Полученные ранее оценки [Голубев, Шарапов, 1974; Шарапов, Черепанов, 1986] позволяют считать, что времена формирования флюидных потоков, с которыми связаны метасоматические процессы или отложение минералов в открытых трещинах, заключены в интервале от нескольких сотен до десятков тысяч лет (в зависимости от масштабов процесса) [Голубев, Шарапов, 1974; Шарапов, Милова, 1979]. Учитывая величины скоростей кристаллизации магм [Шарапов, Черепанов, 1986]  $10^{-8} \div 10^{-10}$  м/с, оцениваем возможные размеры областей ретроградного кипения  $\Delta z_p = z_p^H - z_p^*$  от сотен метров до 1 км.

Имея в виду возможные размеры зон бездиффузионной кристаллизации, можно предвидеть минимальные концентрации воды в гранитоидных магмах, которые приводят к возникновению ретроградного кипения, а также максимально возможные масштабы его проявления при известных начальных содержаниях воды в магме:

$$\Delta z_p = z_p^* - z_p - z_0. \quad (17)$$

Здесь  $z_0$  — размер зоны бездиффузионной кристаллизации (500—1000 м).

По-видимому,  $C_{20}^{H_2O} = 2\%$  по массе в гранитоидных магмах является критической для случая субвулканических и гипабиссальных интрузивов. Для мезоабиссальных гранитоидных плутонов, в которых развивается ретроградное кипение, начальная концентрация воды в магме вряд ли может быть ниже 3% по массе. Начальные концентрации воды 3,5—4% по массе в расплаве могут при-

вести к формированию достаточно больших областей кипения в мезоабиссальных массивах, а в абиссальных плутонах начальные содержания воды в магме должны быть порядка 5%. Если наши предположения верны, то в расплавных включениях, составы которых отвечают случаю  $z_p^* < 0$ , концентрации летучих должны быть ниже вычисленных значений при наличии гомогенизации газовых пузырьков в жидкости. Опубликованные на этот счет данные [Магма-тогенная кристаллизация..., 1975] подтверждают наши оценки: в «нормальных» расплавных включениях содержания летучих в кислых и средних плутонических породах не выше 2—2,5% по массе. В основных породах они еще ниже, как и следовало ожидать согласно положению кривой 2 на рис. 2.

Данные рис. 3, 4 позволяют оценить вероятные масштабы ретроградного кипения для другого крайнего случая состава магмы — эвтектического. Очевидно, что здесь условия развития ретроградного кипения менее «жесткие», чем в случае котектик. Даже для весьма малых начальных концентраций летучего (в расчетах воды) ретроградное кипение в крупных интрузивах наступает неизбежно.

Для анализа вероятных условий рудообразования в плутоногенных флюидных системах кроме возможности и временных масштабов проявления кипения необходимо оценить особенности тепло- и массопереноса при наличии рассматриваемого источника флюида. На рис. 4 показаны результаты расчета динамики температурного поля флюидной системы, появляющейся при ретроградном кипении расплава (учтены данные для системы  $\text{SiO}_2 + \text{Ab} + \text{H}_2\text{O}$ ).

Анализ результатов расчета динамики температурного поля [Черепанов, Шарапов, Милова, 1984] позволяет полагать, что возникающая гидротермальная система имеет ряд характерных особенностей. В таких системах по мере их эволюции после возникновения реализуется флюидная колонна с тремя зонами: 1) практически адиабатического градиента, где температура мало отличается от температуры флюида в зоне кипения, 2) резкого изменения температуры, где градиент на 1—2 порядка больше, чем в нижней зоне, 3) практически линейного градиента, близкого к начальному во вмещающих интрузивных породах.

Со временем такая температурная зональность в гидротермальной системе сохраняется, но меняются размеры зон, увеличивается нижняя, сокращается верхняя при малом изменении промежуточной. Если бы не существовало ограничений времени проявления ретроградного кипения, то над батолитовыми массивами практически всегда возникали бы гидротермальные системы с высокотемпературными зонами, достигающими поверхности Земли. Судя по данным изучения скарновых месторождений, размеры высокотемпературной зоны могут достигать нескольких километров, обычные же ее размеры 500—1000 м. Эти данные позволяют, с учетом выполненных расчетов, предполагать ограниченные размеры областей кипения в интрузивах и относительно непродолжительное существование этого источника флюида.

Результаты позволяют уточнить в термодинамическом анализе КПД геохимические барьеры в плутогенных рудообразующих системах, выполненном В. С. Голубевым [1981]. Как было им показано, КПД ( $\eta_{\min}$ ) геохимического барьера для источника рассмотренного нами типа определяется соотношением

$$\eta_{\min} = \frac{M_i RT}{Qb} \ln \frac{C_n}{C_0}. \quad (18)$$

Масса металла в рудной зоне оценивается как

$$M_i = \frac{Qb\eta_{\min}}{\gamma Rt}.$$

Здесь  $\gamma$ ,  $b$  — постоянные;  $R$  — универсальная газовая постоянная;  $t$  — время;  $C_n$  — концентрация насыщения по  $i$ -му компоненту;  $C_0$  — начальное содержание в источнике;  $Q$  — количество тепла, перенесенное флюидом в зону рудоотложения.

Отношения  $Q/t$  являются наиболее существенными, а они определяются динамикой ретроградного кипения магмы.

## ВЫВОДЫ

Термодинамика ретроградного кипения магм определяет особенности и масштабы рудообразования в ореольных зонах интрузивных тел. В ультрабазитовых и базитовых магмах с низким начальным содержанием летучих в интрузивных камерах вообще такой процесс может не проявиться. В крупных гранитоидных и гранитовых массивах эти явления обычны, но их масштабы существенно зависели от начального состава жидкости и содержания летучих при заполнении камеры. Масштабы оруденения в плутогенных флюидных системах в первую очередь определялись продолжительностью ретроградного кипения и термодинамическими характеристиками флюида в источнике. Разделение компонентов между флюидом и магмой существенно.

## ЛИТЕРАТУРА

- Голубев В. С. Динамика геохимических процессов.— М.: Недра, 1981.— 200 с.  
 Голубев В. С., Шарапов В. Н. Динамика эндогенного рудообразования.— М.: Недра, 1974.— 270 с.  
 Ефремова С. В. Дайки в гранитоидных комплексах Центрального Казахстана.— М.: Наука, 1970.— 238 с.  
 Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород.— М.: Госгеолтехиздат, 1961.— 383 с.  
 Золотарев П. П., Шарапов В. Н., Голубев В. С. К динамике охлаждения магматических тел при затвердевании ненасыщенных летучими магм // Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 211, № 3.— С. 675—677.  
 Карслоу Г. С., Егер Д. К. Теплопроводность твердых тел.— М.: Наука, 1964.— 487 с.  
 Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений в расплавах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 126 с.  
 Минералы.— М.: Мир, 1974.— Т. 1.— 445 с.

- Налетов Б. Ф. Гранитоиды с основным, вольфрамовым и медно-молибденовым оруденением.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 231 с.
- Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1974.— 216 с.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых.— М.: Недра, 1969.— 687 с.
- Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. А. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса // Геология и геофизика.— 1970.— № 4.— С. 24—35.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 266 с.
- Черепанов А. Н., Шаранов В. Н. Термодинамические условия проявления ретроградного кипения котектических магм в интрузивных камерах // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 291, № 4.— С.953—956.
- Черепанов А. Н., Шаранов В. Н., Кривенко А. П. Модель динамики неравновесной кристаллизационной дифференциации в базитовых плутонах // Геология и геофизика.— 1983.— № 3.— С. 28—36.
- Черепанов А. Н., Шаранов В. Н., Милова Л. В. Динамика ретроградного отделения летучих при кристаллизации котектических магм // Геология и геофизика.— 1984.— № 11.— С. 42—48.
- Шаранов В. Н. К динамике интродирования магм // Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 103—122.
- Шаранов В. Н., Ильин В. П., Якушева Г. В. Динамика диффузионной фракционной дифференциации «эвтектоидных» магм // Математическое и физическое моделирование рудообразующих процессов.— М., 1978.— С. 83—106.
- Шаранов В. Н., Исаенко А. И., Киргинцев А. Н. Физические условия проявления разделения компонентов и типы их кривых распределения при направленной кристаллизации магмы в камере // Геология и геофизика.— 1976.— № 10.— С. 91—103.
- Шаранов В. Н., Милова Л. В. Температурная эволюция приповерхностных гидротермальных систем и некоторые вопросы динамики рудоотложения на геохимических барьерах // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 1.— С. 29—51.
- Шаранов В. Н., Черепанов А. Н. Динамика дифференциации магм.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 186 с.
- Эволюция изверженных пород.— М.: Мир, 1983.— 528 с.
- Reverdatto V. V., Sharapov V. N., Melamed V. G. The controls and selected peculiarities of the origin of contact metamorphic zonation // Contrib. Mineral. and Petrol.— 1970.— Vol. 29.— P. 310—337.

*А. Н. СУТУРИН, И. К. КАРПОВ*

## ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Статистико-эмпирические построения теории рудообразования, основанные на сравнительном анализе рудоносных и безрудных систем, страдают избыточным числом факторов рудоносности. Оценка детерминированности факторов рудообразования может быть проведена лишь в рамках изучения процессов миграции, перераспределения и концентрирования элементов. Изучение геохимии

процессов должно вестись по всей совокупности элементов, характеризующих систему. Рассмотрение элементов, продуцирующих рудоносные системы, без их логических связей с макроэлементами может привести к серьезным ошибкам в определении параметров рудообразования.

Существует термодинамически обусловленная связь между макро- и микроэлементами, познание которой во многом объясняет геохимические процессы. В системе флюид — горная порода макроэлементы определяют такие важные параметры минералообразования, как кислотность-щелочность и окислительно-восстановительный потенциал. Флуктуации валового состава макроэлементов в системах могут быть столь незначительными, что определение корреляционных связей изменения их количеств с вариациями физико-химических параметров процессов может быть задачей неразрешимой. Вместе с тем изменение параметров среды, обусловленное взаимодействием макроэлементов, может привести к многократному концентрированию рудных микроэлементов в определенных зонах. Физико-химические модели рудоносных систем должны включать в число независимых компонентов помимо макроэлементов те микроэлементы, которые определяют специфику рудоносной системы и являются когерентными данному процессу рудообразования. Это относится к так называемым элементам-спутникам, не дающим концентрирования, но формирующим первичные ореолы рассеяния, фиксирующие рудоносные тела.

Каждая мультисистема должна иметь реальные границы и определяться тем необходимым и достаточным набором независимых компонентов, с помощью которых можно моделировать все многообразие данного рудного процесса. Важность обоснованного включения различных микроэлементов в число независимых компонентов предопределило их подразделение на следующие типы:

1) когерентные элементы, т. е. рассеянные элементы, входение которых в минералы или образование собственных микрофаз определяются их физико-химическими свойствами, близкими свойствам главных элементов;

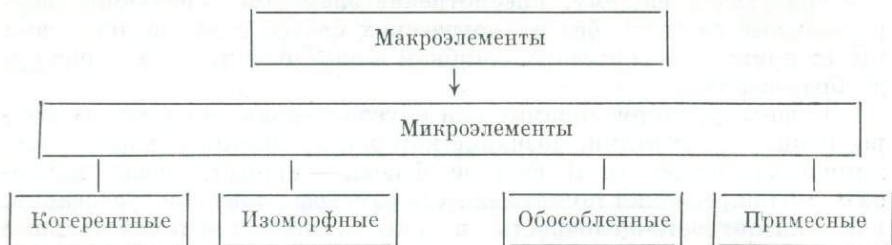
2) изоморфные элементы, которые в пределах данных  $P-T$ -условий изоморфно замещают петрогенные элементы;

3) обособленные элементы, образующие лишь собственные фазы и не входящие в состав остальных минералов;

4) примесные элементы, содержания которых в системе меньше, чем  $10^{-6}$  моль. На фиксацию элементов-примесей в минеральной фазе воздействуют условия, сложившиеся в данной точке микросистемы, а не физико-химические условия системы в целом (схема 1).

Первые две группы элементов являются важным дополнением к геохимическим моделям. Обособленные и примесные элементы в рамках геохимической макросистемы рассматривать нецелесообразно, так как получаемые зависимости не всегда контролируются макрокомпонентами. Микророндовый анализ в ряде случаев показывает наличие единичных зерен самородных минералов, хотя вся система формируется не в восстановительных условиях. Здесь в боль-

## Классификация элементов



шей степени сказываются кинетические факторы минералообразования и мозаичный характер равновесий на ранних этапах процесса.

Для гипербазитов примером элемента третьей группы может служить цинк, повышенные концентрации которого встречены в хромшпинелидах. В других минералах сколько-нибудь значимых его концентраций не обнаружено. Будучи важным параметром расщифровки генезиса аксессуарных хромшпинелидов, цинк для системы в целом малоинформативен, не влияет на образование других фаз и не отражает изменения физико-химических параметров. Мы относим этот элемент к обособленным. Выделение примесных элементов — задача наиболее простая, так как под ними подразумеваются элементы, не определяющие облик системы и встречающиеся в исчезающе малых концентрациях.

Разделение микроэлементов на группы производится для каждой системы, исходя из роли элементов в изучаемом процессе, совокупности всех свойств элементов и параметров их соединений.

Главной проблемой использования микроэлементов в геохимических моделях является отсутствие термодинамических данных по их соединениям в твердой, жидкой и газообразной фазах. Часто приходится применять рассчитанные характеристики [Карпов, 1981; Дорогокупец, Карпов, 1984]. Корректность такого подхода определяется контролирующей ролью сходных соединений макроэлементов и возможностью сопоставления расчетных данных с петрографическими, микрондовыми и геохимическими наблюдениями, петрологическими и экспериментальными данными. При физико-химическом моделировании гидротермальных, как и любых иных геохимических систем, нужно иметь в виду, что исчерпывающих сведений о термодинамических свойствах всех зависимых компонентов мультисистемы, тем более всех данных по кинетическим и динамическим характеристикам, может не быть. Скажутся ли недостаток и неполнота термодинамической информации на перспективах физико-химического моделирования сложных геохимических мультисистем? Оценка роли этих факторов может быть неоднозначной. Моделирование необходимо ориентировать на анализ систем в условиях неполноты и неопределенности исходных данных. При этом оценивается определенный интервал расчетных характеристик, размах которых

4856

может свидетельствовать о целесообразности использования полученных данных для создания генетических моделей. Сам процесс моделирования является процедурой уточнения и согласования термодинамических характеристик путем применения адаптационного подхода. Критерием истинности моделей может служить их соответствие наблюдаемым природным закономерностям. В последних вариантах программного комплекса «Селектор» вводится процедура использования исходных данных не в виде конечного числа, а в заданном интервале значений. Этот подход более логичен, так как позволяет оценивать вероятностные характеристики, что для оценки природных процессов имеет важное значение. Моделирование — это замкнутый цикл серии: наблюдение — гипотеза — модель, снабженный адаптационными процедурами, который после ряда итераций позволяет прийти к новым генетическим представлениям. Система мобильна и открыта для новых феноменологических наблюдений и экспериментальных данных, уточняющих и дополняющих модель.

Оценка кинетики процесса, поиск путем учета и термодинамических и кинетических факторов также не является преградой для широкого развития физико-химического моделирования. При моделировании учитывается такая пространственно-временная координата, как степень протекания реакции. Она функционально зависит от динамики и кинетики процесса [Архипов и др., 1985].

Моделирование — сложный многоэтапный процесс, каждая ступень которого представляет собой самостоятельное исследование, несущее важную информационную нагрузку. Кажущаяся простота физико-химического моделирования на ЭВМ может привести к фетишизации абстрактных моделей рудообразования, созданных на основе общих представлений, не связанных с конкретными геологическими и геохимическими наблюдениями рудных узлов. Последовательность создания генетических физико-химических моделей должна быть, на наш взгляд, следующей (схема 2).

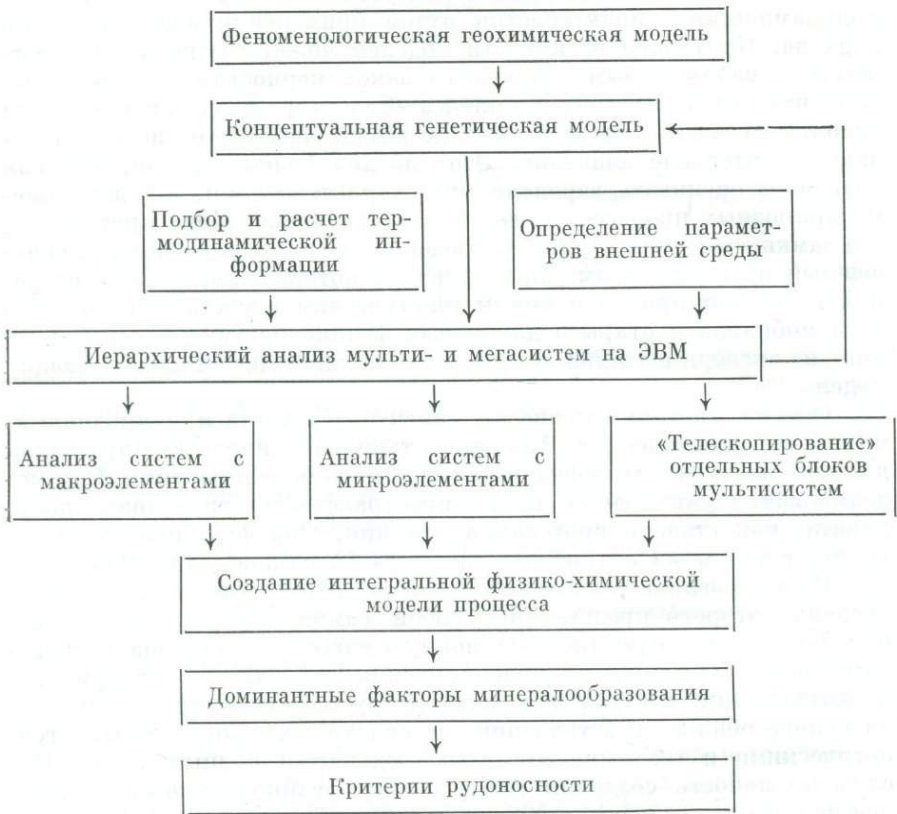
1. Создание феноменологической геохимической модели. (Характер распределения макро- и микроэлементов в породах и минералах изучаемых систем, зональность, геохимическая типизация пород, обзор геологической истории региона.)

2. Разработка концептуальной генетической модели. (Анализ имеющейся экспериментальной информации, критический обзор гипотез, обоснование различных вариантов процесса, анализ их конвергенции.)

3. Подбор и расчет термодинамической информации. Составление матрицы составов и термодинамических свойств зависимых компонентов. (Сравнительный анализ достоверности имеющейся термодинамической информации по газовым, жидким и твердым фазам системы, расчет параметров минералов методом оптимального согласования термодинамических свойств с экспериментальными равновесными данными, расчет изобарно-изотермического потенциала ( $g_T$ ), энтропии ( $S^\circ$ ) и уравнения теплоемкости на ЭВМ с помощью регрессионных уравнений, полученных на основе выявления функ-



## Этапы моделирования рудоносных систем



циональной зависимости « $g_T$  — состав» в минералах и водных соединениях систем с известными термодинамическими константами.)

4. Определение параметров внешней среды ( $P$ ,  $T$ ,  $E_h$ ,  $pH$ ), состава пород и равновесных флюидов, изменение которых влияет на состав минеральных парагенезисов.

5. Иерархический анализ мультисистемы на ЭВМ. (Расчет систем, открытых по определенному набору компонентов, выявление влияния температур и давлений на состав минеральных парагенезисов, роль флюидного режима, мозаичное равновесие в сложных полиминеральных системах, сокращение числа независимых компонентов, макро- и микрогеохимические мультисистемы и т. д.)

6. Создание физико-химической модели процесса. (Анализ всей совокупности геологической, аналитической и экспериментальной информации, результатов физико-химического моделирования. Определение доминантных факторов минералообразования.)

Особой задачей моделирования рудогенерирующих систем является определение природы геохимических барьеров. Именно они

во многом обуславливают процессы концентрирования элементов. Изменяя при моделировании температуры, давления, выявляя скачки величин  $pH$  и  $Eh$  в условиях различной интенсивности протекания процессов и обнаруживая логическую связь физико-химических параметров с природными наблюдаемыми феноменами, можно восстановить то звено, которого недостает между наблюдаемыми фактами и теоретическими построениями. Проиллюстрируем некоторые из высказанных нами положений анализом физико-химической модели нефритообразования.

Специфика метасоматических процессов в гипербазитовых массивах обусловлена магнезиальным составом субстрата, влияющим на режим кислотности-щелочности. Д. С. Коржинский [1955] объяснил повышение коэффициента активности кальция в магнезиальных породах особенностями взаимодействия оснований в растворах, в результате которого более сильные основания вытесняются слабыми.

Кардинальный вопрос любых моделей метасоматоза — источник и состав флюидов. По мнению Р. Г. Колмана [1979], нефрит в гипербазитах образуется в результате воздействия растворов, производящих серпентинизацию и накапливающих кальций. Если воздействовать на перидотит водными растворами, то по мере замещения пироксенов в растворах во все большей степени накапливается кальций. Серпентинизирующие растворы приобретают окислительный характер и слабокислую реакцию. Воздействие раствором такого состава на серпентинит приводит к образованию гранатитов. Состав равновесного с нефритом флюида подтверждает мнение Д. С. Коржинского о низких концентрациях кальция в нефритообразующих растворах (см. таблицу). Воздействие на микроантигоритовый серпентинит нефритообразующим раствором моделировалось в условиях различной степени протекания реакции ( $v$ ). Степень протекания реакции, отражая соотношение количеств раствора и замещаемой породы, дает возможность представить состав метасоматических пород от тыловой к фронтальной зоне. Результаты моделирования отображены на рис. 1, где в координатах  $\lg x - \lg v$  показана последовательность кристаллизации минералов от фронтальной к тыловой зоне. Представлен изотермический разрез  $390^\circ\text{C}$ . Тремолит устойчив при значениях  $Eh$ , близких к  $-1$ . На обобщенной диаграмме  $Eh - pH$  (рис. 2) отчетливо отображается узкий интервал кислотности-щелочности и окислительно-восстановительного потенциала, при которых стабилен тремолит нефрита. На рис. 3 смещены графики изменения  $Eh$  и  $pH$  в зависимости от температуры и для широкого диапазона интенсивности метасоматического процесса ( $pv$  от 0,5 до 4,0). Фронтальные метасоматические колонки ( $pv = 0,5$ ) во всем интервале температур сложены серпентин-талковыми парагенезисами. Смена различных полиморфных модификаций серпентинов обусловлена в первую очередь температурными факторами. Тальк является промежуточной фазой как по температуре ( $370-400^\circ\text{C}$ ), так и по степени протекания реакции ( $pv = 1,5$ ). Тремолит начинает кристаллизоваться при температу-

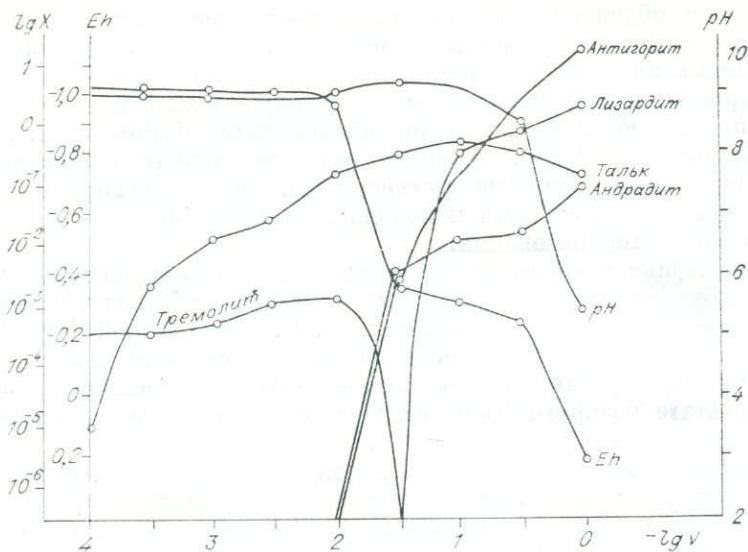


Рис. 1. Последовательность кристаллизации минералов при нефритообразовании. Изотермический разрез (390°C).

рах свыше 380°C и становится преобладающей фазой при  $p_v = 4$  и  $T = 390^\circ\text{C}$ .

Для всего периода образования тремолита параметры Eh и pH остаются неизменными. Пересчет химических анализов нефритов «симплекс-методом» на минеральные составляющие [Сутурин, Замалетдинов, 1984] показал, что визуально мономинеральные нефриты постоянно содержат тальк. Изучение нефритов с помощью электронной микроскопии высокого разрешения показало, что они относятся к классу биопириболов, т. е. силикатов с переслаивающимися модулями, одни из которых амфиболо- или пироксено-, другие слюдо- или талькоподобные. Скрытокристаллические прорастания талька и тремолита — специфические для нефрита ассоциации, отражающие особенности формирования микроволокнистых агрегатов [Mallinson et al., 1980].

По результатам физико-химического моделирования нефритообразования можно определить четыре фактора процесса: стационарный подток водорода, определяющий восстановительную обстановку ( $E_h = -0,9-1,1$ ); магниальный субстрат, влияющий на специфику кислотно-основного взаимодействия; узкий интервал температур (380—400°C), отвечающий условиям зеленокаменной фации метаморфизма; наличие контрастных контактирующих пород со встречной диффузией кремния и магния.

Моделирование процесса позволило наметить общие, в некотором роде инвариантные, черты генезиса нефрита и выявить приуроченность месторождений к определенным структурам земной коры. Это глубинные разломы — стационарный источник водорода.

Состав метасоматических растворов

Тип раствора	T, °C	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Si	Cr
Серпентинизирующий	150	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	0,02	0,05	$7,6 \cdot 10^{-10}$	$8,6 \cdot 10^{-13}$	$6,9 \cdot 10^{-7}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$
	390	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	0,04	0,03	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$	0,02
Нефритообразующий	350	$9 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-8}$	$6 \cdot 10^{-3}$	0,17	$8 \cdot 10^{-4}$
	390	$1,2 \cdot 10^{-6}$	0,01	$7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-7}$	0,04	0,14	$9 \cdot 10^{-3}$
	400	$1,2 \cdot 10^{-6}$	0,01	$6 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	0,05	0,13	$9 \cdot 10^{-3}$

Окончание таблицы

Тип раствора	Ni	S	C	Cl	F	H	O	Еh	pH
Серпентинизирующий	$1,7 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,05	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,07	0,16	-0,3	6,89
	$5,9 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,05	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,12	0,20	-0,6	5,43
Нефритообразующий	$6 \cdot 10^{-14}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,7	0,7	-0,86	8,92
	$1,4 \cdot 10^{-13}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,7	0,7	-1,0	8,85
	$1,3 \cdot 10^{-13}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,7	0,7	-1,04	9,01

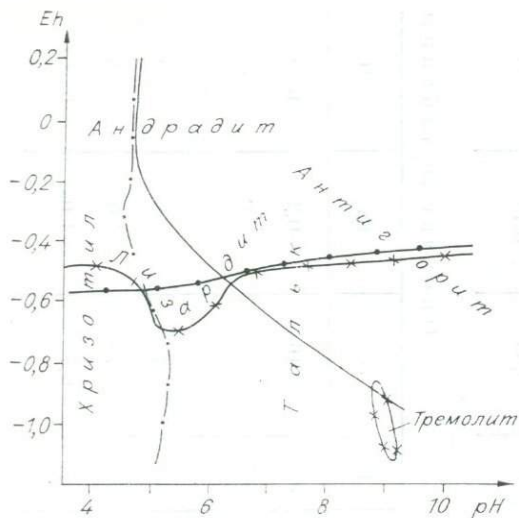


Рис. 2. Диаграмма Eh — pH нефритовой мультисистемы.

Связанные генетически с разломами или попадающие в зону их влияния магнезиальные породы в дорудный этап претерпевают диспергитизацию и микроструктурную перестройку, облегчающую последующее нефритообразование. Метасоматические растворы, щелочные по своей природе, с высокой концентрацией натрия и кремния являются низкокальцевыми. Парадокс нефритообразования заключается в том, что высокий потенциал кальция достигается при низких его концентрациях во флюиде.

Воздействие таких растворов на магнезиальные породы приводит к образованию волокнистых тальк-тремолитовых биопириболлов, стабильных в восстановительной среде. Набор хромоформных элементов в замещающем субстрате определяет идиоохроматическую окраску нефритов. Моделирование сложной геохимической мультисистемы позволило восстановить логические связи между геологическими, петрографическими и мик-

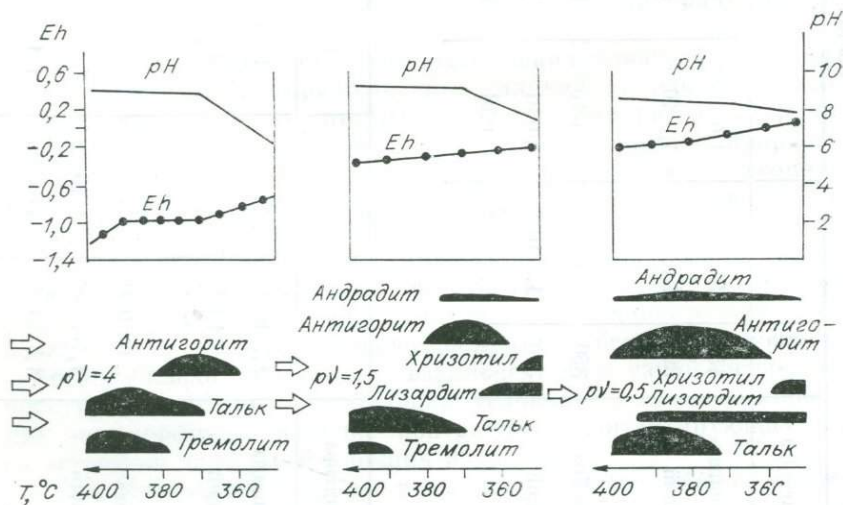


Рис. 3. Последовательность формирования минералов при нефритообразовании в зависимости от Eh, pH, степени протекания реакции (rv) и температур.

розондовыми наблюдениями, показать поведение хрома на протяжении всего процесса, выявить те внешние параметры среды, которые определяют направление и характер метасоматического минералообразования.

Моделирование природных процессов на ЭВМ имеет устойчивую и все расширяющуюся перспективу развития. На этом фоне проявляются основные тенденции физико-химического моделирования геохимических процессов. Главной сложностью становится формулирование задачи моделирования. Требования к всестороннему знанию изучаемого объекта реализуются в том, что анализ результатов моделирования лучше удается геохимику, знакомому с приемами моделирования и элементарными знаниями методики работы с ЭВМ, чем математику, ознакомленному с началами геохимии.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С. В., Карпов И. К., Катков О. М. Физико-химическое моделирование на ЭВМ процессов природного минералообразования с учетом динамики // Термодинамика в геологии: I Всесоюз. симпозиум, Суздаль, 12—14 марта 1985 г.— Черноголовка, 1985.— Т. 1.— С. 220—221.
- Дорогокупец П. И., Карпов И. К. Термодинамика минералов и минеральных равновесий.— М.: Наука, 1984.— 180 с.
- Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 247 с.
- Колман Р. Г. Офиолиты.— М.: Мир, 1979.— 261 с.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— С. 335—446.
- Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С. Нефриты.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 150 с.
- Mallinson I. G., Jefferson D. A., Thomas I. M., Hutchison I. L. The internal structure of nephrite: experimental and computational evidence for the coexistence of multiple chain silicates within an amphibole host // Philos. trans. of the Royal Soc. of London. A. Mathematical and physic. Sci.— 1980.— Vol. 295, N 1416.— P. 537—552.

*Р. П. РАФАЛЬСКИЙ,  
О. В. БРЫЗГАЛИН, В. А. АЛЕКСЕЕВ*

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Создание количественных моделей гидротермального рудообразования неизбежно включает оценку физико-химических условий переноса водными растворами рудных элементов от источника до места отложения и условий формирования оруденения и околорудных метасоматитов. Первичную информацию при этом дает эксперимент, по результатам которого определяются термодинамиче-

ские характеристики минералов и компонентов водного раствора. Эти данные в последующем используются в термодинамическом анализе равновесий, который обычно относится к частным системам — слагающим системы гидротермальный раствор — вмещающие породы — рудные минералы. В связи с накоплением термодинамических данных и созданием новых методов расчета на ЭВМ в последние годы все чаще предпринимаются попытки прямого моделирования процессов гидротермального рудообразования путем термодинамического анализа равновесий в многокомпонентных и многофазовых системах, по составу приближающихся к природным. Усиливается также тенденция к рассмотрению результатов термодинамических расчетов на фоне кинетических особенностей реакций и процессов, которые все более широко исследуются экспериментальными методами.

Состав собственно гидротермальных растворов обуславливал их агрессивность по отношению к вмещающим породам и способность к миграции рудных элементов. Поэтому и важны расчеты ионного состава и рН растворов исходя из их валового состава, информацию о котором дает изучение газовой-жидких включений в минералах. Существует, однако, дефицит исходной термодинамической информации о свойствах растворенных веществ (ионов, ионных ассоциатов) при повышенных и высоких температурах и давлениях. Экспериментальное изучение этих свойств — дело чрезвычайно трудное, что и определяет необходимость создания физической обоснованной и достаточно удобной для практического использования методики теоретического их определения в широком диапазоне  $T$  и  $P$  исходя из ограниченных экспериментальных данных.

Предложенная для этой цели О. В. Брызгалиным [Брызгалин, Рафальский, 1982; Брызгалин, 1985] электростатическая модель электролитической диссоциации является развитием и расширением представлений, известных по работам Б. Н. Рыженко [1981]. Расширение касается как круга веществ (охвачены не только симметричные электролиты, но и любые полилигандные моноядерные комплексы с одноименными лигандами, в том числе комплексы рудных элементов), так и  $P$ — $T$ -условий. Модель позволяет рассчитывать значения констант диссоциации электролитов до температуры 550°C и давлений 3—4 кбар, что практически охватывает всю область собственно гидротермальных процессов. Индивидуальность растворенного вещества описывается в модели через заряды, радиусы и поляризуемость составляющих комплекс ионов, число лигандов и стереохимический коэффициент, отражающий принятую геометрию комплекса. Расчетное уравнение электростатической модели в форме, инвариантной по отношению к выбору начальной точки и направления экстраполяции, выражается следующим образом:

$$\begin{aligned} \text{p}K_2^0 = \text{p}K_1^0 \frac{T_1}{T_2} + \frac{72575}{aT_2} \left[ (zz)_{\text{эф.2}} \left( \frac{1}{\epsilon_2} - \frac{1}{\epsilon_0} \right) \rho^{1/5p_2} - \right. \\ \left. - (zz)_{\text{эф.1}} \left( \frac{1}{\epsilon_1} - \frac{1}{\epsilon_0} \right) \rho_1^{1/5p_1} \right], \end{aligned} \quad (1)$$

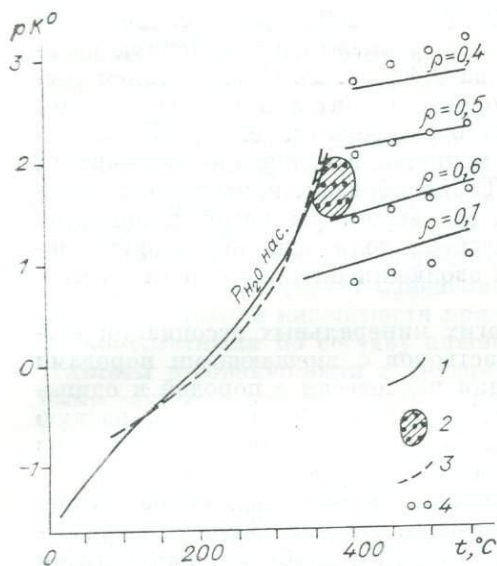


Рис. 1. Сравнение расчетных и экспериментальных значений  $pK^0$  диссоциации NaCl.

1 — расчет по уравнению (1); 2 — область опорных для расчета по уравнению (1) экспериментальных значений  $pK^0$  [Pearson et al., 1963]; 3 — расчет по интерполяционному эмпирическому уравнению [Seward, 1976]; 4 — эксперимент [Quist, Marshall, 1968].

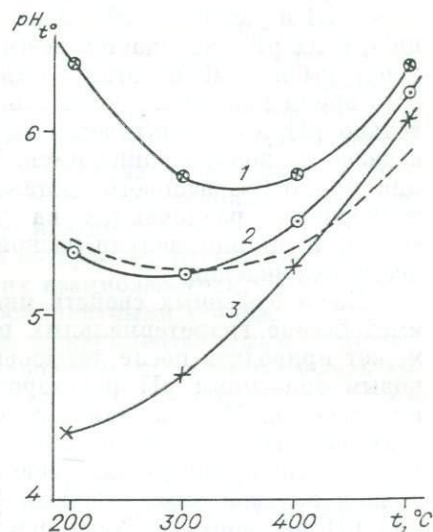


Рис. 2. Зависимость от температуры pH растворов разного валового состава: 1m NaCl + 0,0001m NaOH (1), 1m NaCl (2), 1m NaCl + 0,0001m HCl (3). Штриховая кривая —  $pH_{\text{нейтр}}$ ;  $P = 1$  кбар.

где  $\rho$  — плотность,  $\epsilon$  — диэлектрическая проницаемость воды, индексы 0, 1 и 2 относятся соответственно к  $T = 298,15$  К и  $\rho = 0,9974$ ,  $T_1$  и  $\rho_1$ ,  $T_2$  и  $\rho_2$ . Величина  $(zz)_{\text{эф}}$  определяется с учетом суммы всех парных кулоновских взаимодействий в диссоциирующем комплексе при некоторой принятой его стереохимической модели, зависящей от числа лигандов [Брызгалин, Рафальский, 1982]. Параметр  $a$  для электролитов, состоящих из моноатомных ионов (и  $\text{OH}^-$ ), принимается равным сумме кристаллических радиусов катиона и аниона.

На рис. 1 в качестве примера показаны значения констант диссоциации NaCl, найденные по уравнению, и результаты независимых экспериментальных определений. Подобное сравнение, выполненное для ряда других, наиболее полно и достоверно изученных электролитов, показало, что модель описывает их константы с точностью, достаточной для геохимических расчетов.

С использованием вычисленных значений  $pK$  диссоциации NaCl, HCl и NaOH был рассчитан, в частности, ионный состав растворов хлористого натрия разной начальной кислотности. Результаты свидетельствуют о том, что растворы, сильно различающиеся по pH при комнатной температуре, характеризуются очень близкими значениями pH при 400—500°C. Например, pH растворов 1m NaCl +

+ 0,0001m HCl и 1m NaCl + 0,0001m NaOH при 25°C соответственно 4,1 и 9,8. При 500°C оба раствора имеют слабощелочную реакцию, а их pH различается всего на 0,3 (рис. 2). С понижением температуры первый из этих растворов становится все более кислым, в то время как кислотность второго раствора (т. е. его pH относительно  $pH_{\text{нейтр}}$ ) практически не меняется в интервале 500—300°C, а далее несколько понижается. Таким образом, ничтожные колебания при 500°C валового состава растворов, pH которых при этой температуре различаются на десятые доли единицы, могут приводить к принципиально разной эволюции их кислотности в процессе охлаждения.

Из-за буферных свойств многих минеральных ассоциаций взаимодействие гидротермальных растворов с вмещающими породами может приводить после достижения равновесия с породой к одинаковым значениям pH растворов, первоначально имевших разную кислотность. К сожалению, в настоящее время лишь немногие из этих равновесий могут быть рассчитаны с достаточной надежностью. К их числу принадлежат равновесия с растворами ассоциаций щелочной полевой шпат — слюда — кварц. На рис. 3 показаны значения pH раствора 1m NaCl, равновесного с альбитом, парагонитом и кварцем, полученные расчетным путем для температур ниже 300°C и путем обработки экспериментальных данных [Montoya, Hemley, 1975] — для 300—500°C. Взаимодействие с указанными минералами растворов, начальный pH которых находится выше линии равновесия, должно приводить к образованию альбита за счет парагонита и кварца, если же растворы были более кислыми, реакция протекает в противоположном направлении. До тех пор, пока в системе существуют все три минерала,

pH раствора, независимо от его начальной кислотности, окажется строго фиксированным по достижении равновесия при данных  $T$  и  $P$ . Эта тенденция к изменению pH до равновесных значений показана на рисунке вертикальными стрелками.

При использовании расчетных данных для интерпретации природных явлений и процессов остро стоит вопрос об учете ки-

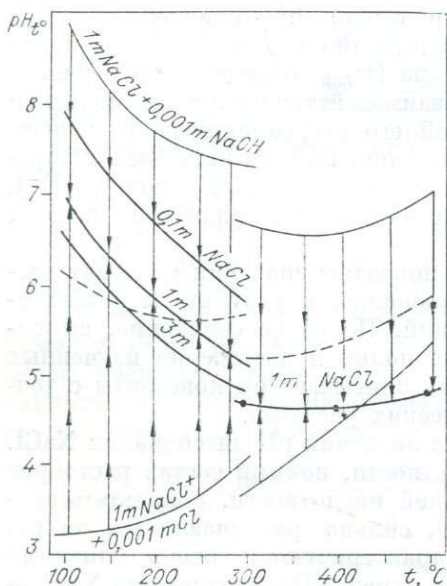


Рис. 3. Температурная зависимость pH растворов NaCl, равновесных с ассоциацией альбит — парагонит — кварц. Тонкие штриховые кривые —  $pH_{\text{нейтр}}$ . Данные для  $P = P_{\text{H}_2\text{O}}$ , нас (100—300°) и  $P = 1$  кбар (300—500°).

кинетики реакций, которая, к сожалению, чаще всего полностью игнорируется. Между тем в низкотемпературной области гидротермальных условий скорость некоторых реакций настолько мала, что для достижения равновесного состояния может не хватить и геологических периодов времени. И не удивительно, что в последние годы экспериментальное изучение кинетики или кинетических эффектов занимает в геохимии все более видное место. Пути решения этой сложной проблемы пока во многом неясны, но уже сейчас ее изучение, в большинстве своем полуколичественное или качественное, приносит интересную, а порой и неожиданную информацию.

Рис. 4 иллюстрирует изменение во времени рН растворов NaCl разной начальной кислотности при их взаимодействии (250°C) с двумя контрастными по составу алюмосиликатными породами. Эти результаты в совокупности с другими экспериментальными и расчетными данными, которые здесь не приводятся, позволили сделать вывод, что при достаточно большой поверхности взаимодействия раствор/порода взаимодействие раствора 1m NaCl с гнейсом приводило к достижению в системе частичного равновесия относительно реакций, протекающих с изменением рН. Вероятнее всего, последнее справедливо и в отношении экспериментов с амфиболитом, имевших максимальную продолжительность. Последовательная обработка разных пород одной порцией раствора свидетельствует о быстром, даже по лабораторным масштабам, и обратимом изменении рН, который принимает значения, соответствующие частичному равновесию (относительно ионов  $H^+$ ) с данной породой. Аналогичная картина наблюдается в отношении кремнезема. Таким образом, можно ожидать, что при просачивании гидротермальных растворов через толщу переслаивающихся пород концентрация кремнезема в растворе и рН могут неоднократно возрастать и понижаться в зависимости от состава пород. Судя по имеющимся данным, колебания рН растворов, находящихся в контакте с алюмосиликатными породами, очень невелики и при температурах ниже 300°C едва ли превышают 1—1,5 от рН нейтральной точки.

В отличие от реакций, протекающих с участием ионов  $H^+$  и кремнезема, катионный обмен щелочных и щелочно-земельных металлов между породой и раствором быстро прекращается вследствие образования протектирующего слоя продуктов реакции на поверхности исходных алюмосиликатов. На это указывают накопление K и Ca в растворе NaCl при последовательном его взаимодействии с породами разного состава, имеющими свежую поверхность [Рафальский, Присягина и др., 1985], а также четкая зависимость концентраций этих элементов в растворе, при постоянстве их во времени, от величины отношения раствор/порода (рис. 5). Образование протектирующего слоя препятствует достижению полного равновесия в лабораторных условиях, а может быть, и в природной обстановке, хотя последнее требует специального изучения. В более простых системах, где обмена катионами металлов не происходит, полное равновесие может устанавливаться за относительно короткие промежутки времени [Рафальский, Алексеев и др., 1985].

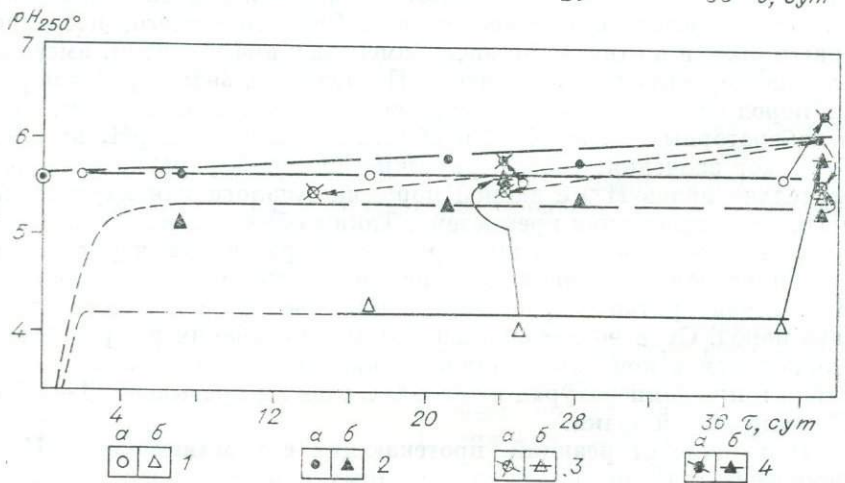
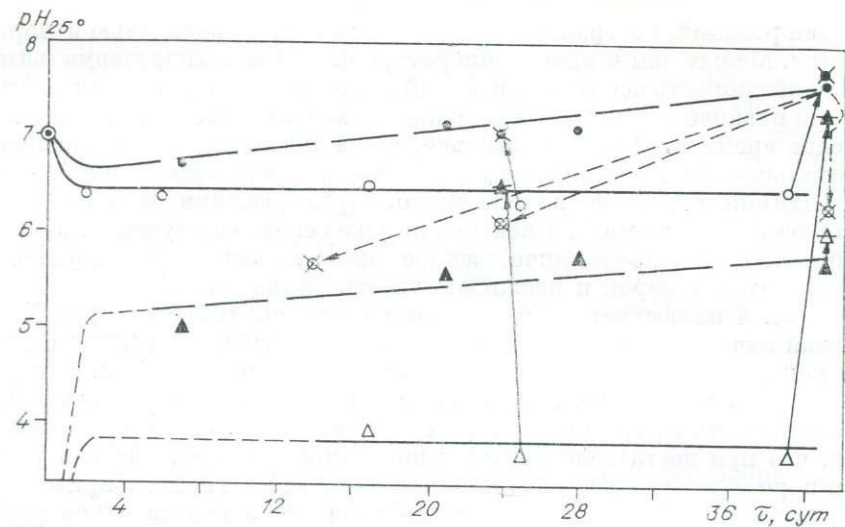
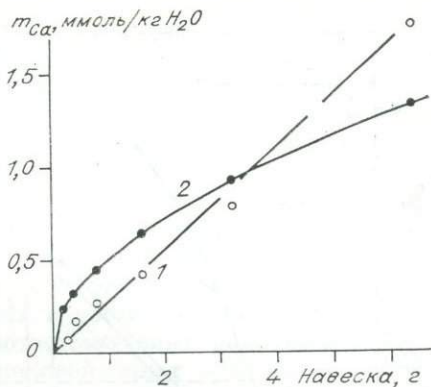


Рис. 4. Изменение pH растворов исходного состава 1м NaCl (а) и 1м NaCl + 0,01м HCl (б) в контакте с гнейсом (1), амфиболитом (2), с гнейсом после предварительного взаимодействия с амфиболитом (3), с амфиболитом после предварительного взаимодействия с гнейсом (4).  $t = 250^\circ\text{C}$ .

Экспериментальное доказательство достижения равновесия дает возможность обоснованно моделировать на ЭВМ с помощью современных методов [Карпов и др., 1976] процесс инфильтрационного метасоматоза на основании принципа локального равновесия между раствором и породой в каждом элементарном объеме на пути движения раствора [Коржинский, 1969]. Исходными данными при этом являются начальные составы раствора и породы, пористость, определяющая соотношения их масс, а также скорость фильтрации раствора. Расчет сводится к определению равновесных количеств твер-

Рис. 5. Зависимость концентрации Са в растворе от величины навески гнейса. Объем раствора — 20 мл, исходный состав — 1м NaCl (1) и 1м NaCl + 0,0001мHCl (2);  $t = 250^{\circ}\text{C}$ ; продолжительность опытов 25–27 сут.



дых фаз и ионного состава раствора в первом элементарном объеме, затем — во втором, после поступления в него той же порции раствора уже изменившегося состава и т. д. [Алексеев, 1985].

В качестве примера на рис. 6 показаны результаты расчета взаимодействия при  $250^{\circ}\text{C}$  аляскитового гранита (состав, об. %: микроклин — 58,5; кварц — 40,5; поры — 1,0) с водой, насыщенной относительно кварца. Скорость разрастания образующихся при этом метасоматических зон пропорциональна пористости породы и скорости фильтрации раствора. При скорости фильтрации  $10^{-6}$  м/с и пористости 1% она должна соответствовать 0,05 мм/год. Время образования колонки мощностью 1 м составит при этом 20 тыс. лет. Объем раствора, необходимый для переработки  $1 \text{ м}^3$  гранита в кварц-мусковитовую породу, зависит только от исходного состава гранита; в данном случае он равен  $6 \cdot 10^3 \text{ м}^3$ . Аналогичная картина имеет место и при воздействии на гранит растворов HCl, первоначально имеющих слабокислую реакцию ( $\text{pH} > 3$ ). При фильтрации более кислых растворов кварц-мусковитовая зона исчезает вследствие резкого увеличения скорости разрастания кварц-каолиновой зоны.

Рассмотренный пример показывает, что, если бы были известны действительные скорости фильтрации гидротермальных растворов и выработаны критерии их оценки в конкретных геологических ситуациях, появилась бы возможность определять столь важную характеристику, как продолжительность процессов, приводящих

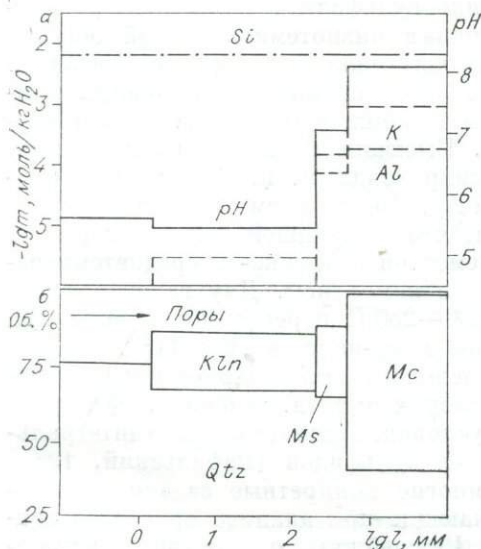


Рис. 6. Состав растворов (а), состав и размеры метасоматических зон (б), образовавшихся в результате фильтрации со скоростью  $10^{-6}$  м/с воды через аляскитовый гранит в течение 10 тыс. лет. Стрелкой показано направление движения раствора. Kln — каолинит, Ms — мусковит, Mc — микроклин, Qtz — кварц.

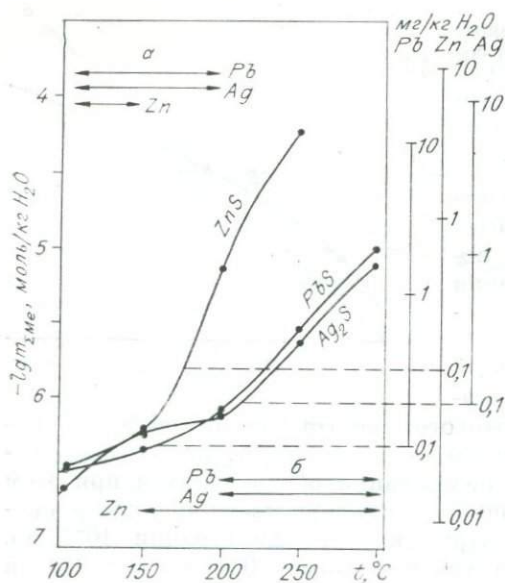


Рис. 7. Растворимость сульфидов в растворе исходного состава NaCl (1) + HCl (0,0001) + H<sub>2</sub>S (0,03 моль/кг H<sub>2</sub>O). Стрелками показаны температурные интервалы преобладания гидросульфидных (а) и хлоридных (б) комплексов металлов.

к формированию околорудных метасоматитов.

В заключение — коротко о поведении некоторых тяжелых металлов в гидротермальном процессе. Многолетние усилия экспериментаторов привели к надежному определению в довольно широкой температурной области констант устойчивости комплексов таких обычных

для гидротермальных месторождений рудных элементов, как железо, свинец, цинк. Это позволило, наконец, решить вопрос о формах их переноса гидротермальными растворами. Выяснилось, в частности, что гидросульфидные комплексы, которым длительное время отводилась главная роль, в действительности могут обеспечить достаточно высокие концентрации Pb, Zn, Ag лишь при экзотически больших для природной обстановки концентрациях сульфидной серы [Giordano, Barnes, 1981; Рафальский, 1982]. При умеренных же ее концентрациях гидросульфидные комплексы указанных элементов преобладают лишь в низкотемпературной области (рис. 7), где растворимость слишком мала для переноса металлов в количествах, достаточных для образования промышленных рудных скопленений. Гидросульфидные комплексы железа с достоверностью вообще не установлены. Имеющиеся данные не позволяют отвести заметное место также гидроксидным, карбонатным и фторидным комплексам Fe, Pb, Zn и Ag. Вместе с тем сейчас можно считать однозначно установленным, что важнейшей формой переноса большинства халькофильных элементов в высоко- и среднетемпературных условиях были хлоридные комплексы. Двухвалентное железо при температурах ниже 200—250°C переносилось, даже при высокой концентрации в растворе хлор-иона, в виде Fe<sup>2+</sup>.

В настоящее время изучены основные закономерности изменения растворимости в хлоридных растворах пирита, галенита, сфалерита и аргентита в широкой области условий. Использование «интегрального произведения растворимости» сульфидов [Рафальский, 1985] позволяет оперативно решать многие конкретные задачи, связанные с рудоотложением и возникающие при анализе процессов гидротермального рудообразования. Важнейшими параметрами, влияю-

щими на растворимость сульфидов, являются температура и pH раствора. Как показывают приближенные оценки, основанные на экспериментальных данных А. М. Масаловича [Овчинников, Масалович, 1981], растворимость пирита и галенита в хлоридных растворах, имеющих реакцию, близкую к нейтральной, достигает при 400—500°C первых граммов на килограмм  $H_2O$  — в этих условиях сульфиды становятся относительно хорошо растворимыми соединениями. Между 350—400 и 150—200°C растворимость понижается на три-четыре порядка, что и определило массовое осаждение сульфидов в этой температурной области при формировании месторождений. При умеренных концентрациях в растворах хлоридов щелочных металлов и значениях pH, соответствующих равновесию растворов с ассоциацией щелочной полевой шпат — слюда — кварц, стехиометрическая растворимость сульфидов (в пересчете на металл) достигает 10 мг/кг  $H_2O$ , т. е. значения, обычно принимаемого за минимальное для формирования оруденения [Барнс, 1982], в интервале 250—300°C (рис. 8). При температурах ниже 200—250°C

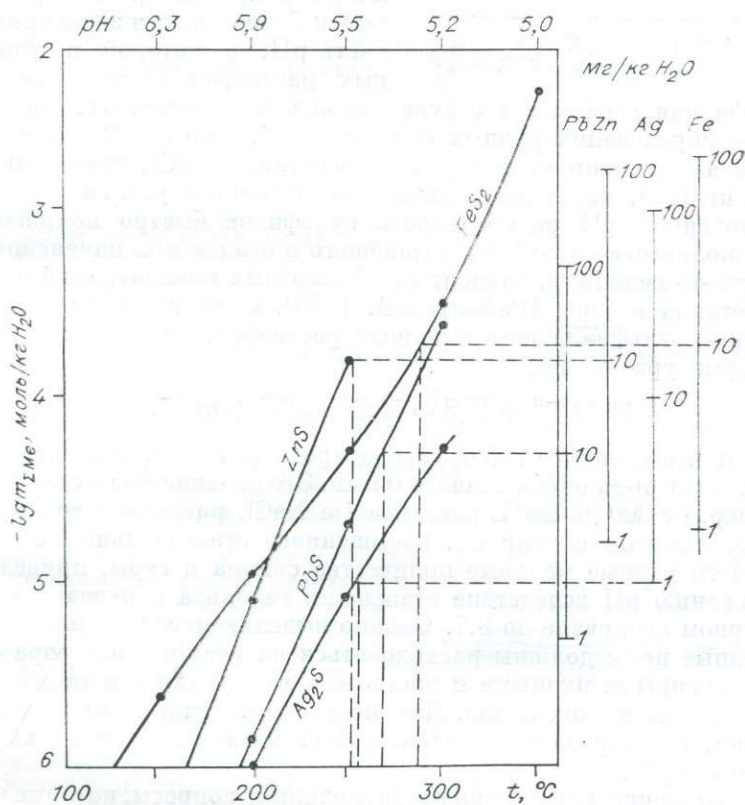


Рис. 8. Стехиометрическая растворимость сульфидов в растворе 1м NaCl при pH, соответствующих равновесию раствора с альбитом, парагонитом и кварцем.

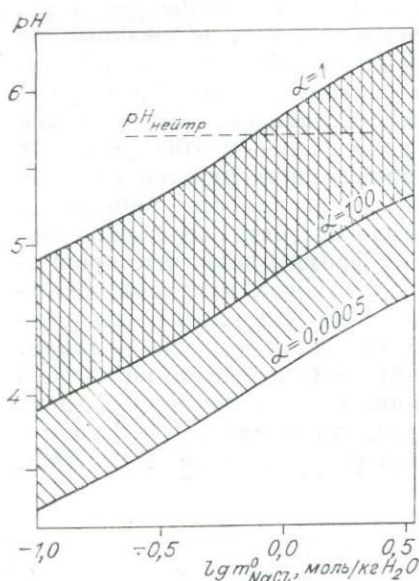


Рис. 9. Область рН растворов NaCl, в которой свинец и сера находятся в концентрациях, достаточных для осаждения 10 мг свинца в виде PbS.  $t = 300^\circ\text{C}$ . Вертикальная штриховка — растворы с недостатком, косая — с избытком сульфидной серы.  $\alpha = m_{\Sigma\text{Pb}} / m_{\Sigma\text{H}_2\text{S}}$ .

растворимость, обусловленная образованием в растворе хлоридных комплексов, становится слишком малой для переноса заметных количеств металлов.

С понижением температуры и концентрации в растворе ионов хлора сокращается и перемещается к более низким значениям область рН, в которой в хлоридных растворах тяжелые металлы

и сульфидная сера могут сосуществовать в количествах, достаточных для образования рудных концентраций. При  $300^\circ\text{C}$  эта область еще достаточно широка и при концентрациях NaCl, превышающих 1 моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ , охватывает даже слабощелочные условия (рис. 9). С увеличением рН растворимость сульфидов быстро понижается, однако количество сульфида, выпавшего в осадок при изменении рН на какую-то величину, зависит от абсолютных концентраций в растворе металла и серы [Рафальский, 1985]. С другой стороны, само осаждение сульфидов из хлоридных растворов, определяемое в общей форме уравнением



приводит к выделению в раствор водородных ионов, количество которых может быть очень значительным. Это явление при охлаждении, например, от  $300$  до  $250^\circ\text{C}$  раствора 1m NaCl, равновесного с альбитом, парагонитом и кварцем, насыщенного относительно PbS и содержащего равные молярные количества свинца и серы, привело бы к понижению рН вследствие осаждения галенита в указанном температурном интервале до 3,7. Однако выделяющиеся по реакции (2) водородные ионы должны расходоваться на реакции раствора с ранее отложенными рудными и жильными минералами, а также с минералами вмещающих пород. Именно за этот счет и происходило, очевидно, формирование околожильных метасоматитов во внутрирудную стадию.

В последние годы четко разграничились вопросы, которые могут и должны решаться экспериментальным путем, с одной стороны, и расчетным методом — с другой. Задачи эксперимента в гидротермальной области условий, в конечном счете направленные на ре-

шение генетических вопросов, представляются сегодня следующим образом: определение термодинамических свойств веществ; изучение кинетики и кинетических особенностей реакций и процессов, представляющих интерес для геохимии; выборочная проверка расчетных данных. Современные методы термодинамического анализа равновесий открывают широкие возможности как для непосредственного моделирования с помощью ЭВМ природных процессов (на основе принципов частичного или локального равновесия), так и для всестороннего исследования частных систем. Однако эти возможности ограничиваются рядом обстоятельств, в частности отсутствием термодинамических характеристик многих соединений: минералов, особенно сложного и переменного состава, и компонентов водного раствора, особенно в высокотемпературных условиях; отсутствием надежного метода оценки коэффициентов активности ионов и незаряженных частиц в надкритических флюидах и др. Использование расчетных данных для интерпретации природных явлений и процессов сильно осложняется неизученностью кинетики соответствующих реакций. Очевидно, что интенсивное изучение перечисленных вопросов, как и ряда других, будет играть важную роль в построении генетических моделей эндогенных рудных формаций.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В. А. Динамическая модель инфильтрационного метасоматоза на основе расчета локальных равновесий // Геохимия.— 1985.— № 9.— С. 1311—1320.
- Барнс Х. Л. Растворимость рудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений.— 2-е изд.— М.: Мир, 1982.— С. 328—369.
- Брызгалин О. В. Некоторые сильные электролиты в надкритической области (оценка констант диссоциации на основе электростатической модели) // Геохимия.— 1985.— № 8.— С. 1184—1195.
- Брызгалин О. В., Рафальский Р. П. Приближенная оценка констант нестойкости комплексов рудных элементов при повышенных температурах // Геохимия.— 1982.— № 6.— С. 839—849.
- Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ.— М.: Недра, 1976.— 256 с.
- Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности.— М.: Наука, 1969.— 111 с.
- Овчинников Л. Н., Масалович А. М. Экспериментальное исследование гидротермального рудообразования.— М.: Наука, 1981.— 211 с.
- Рафальский Р. П. Растворимость сульфидов цинка, свинца и серебра в гидротермальных растворах // Геохимия.— 1982.— № 12.— С. 1780—1797.
- Рафальский Р. П. Растворимость сульфидов тяжелых металлов и их осаждение из гидротермальных растворов // Геохимия.— 1985.— № 7.— С. 988—1002.
- Рафальский Р. П., Алексеев В. А., Зотов А. В. и др. Взаимодействие раствора  $\text{HCl}$  с альбитом при  $250^\circ\text{C}$  // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— С. 59—71.
- Рафальский Р. П., Присягина Н. И., Алексеев В. А., Кригман Л. В. К проблеме достижения равновесия в гидротермальных системах // Термодинамика в геологии: I Всесоюз. симпозиум, Суздаль, 12—14 марта 1985 г.— Черногоровка, 1985.— Т. 2.— С. 25—29.
- Рыженко Б. Н. Термодинамика равновесий в гидротермальных растворах.— М.: Наука, 1981.— 192 с.

- Giordano T. H., Barnes H. L.** Ore solution chemistry. VI. PbS solubility in bisulfide Solutions to 300°C // *Econ. Geol.*— 1979.— Vol. 74.— P. 1637—1646.
- Montoya J. W., Hemley J. Y.** Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions // *Econ. Geol.*— 1975.— Vol. 70.— P. 577—583.
- Pearson D., Copeland C. S., Benson S. W.** The electrical conductance of aqueous sodium chloride in the range 300—383° // *J. Amer. Chem. Soc.*— 1963.— Vol. 85, N 8.— P. 1044—1049.
- Seward T. M.** The stability of chloride complexes of silver in hydrothermal solution up to 350°C // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*— 1976.— Vol. 40, N 11.— P. 1329—1341.
- Quist A. S., Marshall W. L.** Electrical Conductances of Aqueous Sodium Chloride solutions from 0 to 800° and pressures to 4000 Bars // *J. Phys. Chem.*— 1968.— Vol. 72, N 2.— P. 684—703.

*И. Я. НЕКРАСОВ*

## **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ И МОДЕЛИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕРЕБРА**

Главными источниками серебра являются золото-серебряные, олово-серебряные, серебро-полиметаллические и серебро-арсенидные месторождения. Цель нашего сообщения состоит в оценке физико-химических параметров минералообразования месторождений упомянутых генетических формаций, за исключением месторождений пятиэлементной серебро-арсенидной формации, которые на территории СССР редко встречаются. Модели образования серебряных месторождений трех генетических формаций различаются между собой не только (и не столько) физико-химическими параметрами отложения продуктивных минеральных ассоциаций, но и главным образом источниками рудного вещества и способом его концентрации.

Известно, что золото-серебряные месторождения наиболее широко развиты во внешней зоне Тихоокеанского, а также в азиатской и карпатской ветвях Средиземноморского рудных поясов. Пространственно и генетически они связаны с плутоновулканогенными и вулканогенными комплексами диорит-монцитовой и андезитоводацитовой формаций. Их рудные тела, часто не вскрытые на современной поверхности, располагаются в вулканогенных толщах и субвулканических интрузивах. Они представлены мощными жилами выполнения и минерализованными зонами дробления. Во многих месторождениях широко развиты безкорневые слепые рудные тела, локализованные в выходах магматических дифференциатов завершающего этапа формирования вулканогенно-плутонических комплексов. Контакты рудных тел золото-серебряных месторождений обычно резкие секущие с отчетливо выраженной зоной закалки в их призальбандовых частях. Породы, вмещающие эти рудные

тела, подверглись адуляризации и серицитизации. Именно адуляровые и пирит-серицитовые метасоматиты преобладают над остальными минеральными типами околожильных изменений.

Среди жильных минералов преобладает халцедоновидный или криптокристаллический кварц. В подчиненном количестве (до 10 об. %) в рудах развиты адуляр, родонит и родохрозит. Для руд золото-серебряных месторождений наиболее характерны ритмично-полосчатая, фестончатая и колломорфная текстуры.

Ритмичная полосчатость руд обусловлена чередованием мощных (0,1—0,5 м) полос халцедоновидного кварца с маломощными (0,02—0,05 м) полосками адуляра, родонита или родохрозита. К границе этих полос обычно и приурочены богатые скопления рудных минералов. Причиной массовой кристаллизации рудного вещества на границе двух контрастных по составу полос (кварцевой и адуляровой) послужило резкое снижение рН рудоносного субстрата. В отличие от типичных гидротермальных образований в рудных телах золото-серебряных месторождений трудно установить последовательность кристаллизации рудных минералов. И хотя большинство исследователей выделяют здесь две сближенные во времени стадии минерализации — сульфидную и сульфосольную, выделение это носит условный характер. Обычно считают, что пирит и халькопирит сульфидной стадии предшествуют массовой кристаллизации сульфосолей Ag, Pb и Sb. В то же время ассоциации пирит + электрум + кюстелит или халькопирит + самородное серебро + алларгентум + аргентит часто распространены в рудах этих месторождений. Все же основная масса минералов серебра в виде блеклых руд, акантита, полибазита, пираргирита, миаргирита, стефанита и сложных сульфосолей Ag с Pb и Bi отложилась совместно с галенитом и сфалеритом на завершающей стадии формирования рудных тел. Широкое развитие мirmekитовых вростков сульфосолей Ag, Sb и Bi в галените также свидетельствует о быстрой кристаллизации этих рудных минералов, не исключено — путем распада сложных серебрясодержащих твердых растворов. Рудным телам золото-серебряных месторождений нередко свойственно обогащение Se или Te. Поэтому в зависимости от геохимической специализации первоисточника рудного вещества — вулканоплутонического комплекса — в заключительную стадию минералообразования нередко отлагаются науманнит, агвиларит, креннерит, петцит, сивванит, мутманнит и другие соединения Ag и Au.

Образование богатых золото-серебряных руд коллоидного ритмично-полосчатого облика с аномально высокой концентрацией рудных комплексов, особенно в пределах своеобразных рудных столбов, труднообъяснимо с позиции общепринятой гидротермальной модели. Известно, что содержание Pb и Zn в них часто достигает десятков процентов, Au — десятков и первых сотен граммов на тонну, а Ag — до 5 кг/т, в то время как растворимость сульфидов этих металлов в гидротермальных растворах довольно низкая. Так, по экспериментальным данным Б. Н. Мелентьева и др. [1968] растворимость  $Ag_2S$  в 0,1N HCl при 180°C составляет лишь

$3,3 \cdot 10^{-6}$  моль/л (0,36 мг/л), а по данным Г. К. Чаманского [Czamanske, 1959] — при  $400^{\circ}\text{C}$  и  $\text{pH}=3$  достигает  $9,73 \cdot 10^{-6}$  моль/л. При возрастании  $\text{pH}$  растворимость  $\text{Ag}_2\text{S}$  (впрочем, и других сульфидов) снижается. Точно так же низка растворимость золота в кислых, нейтральных и щелочных растворах [Hemley, 1973; Seward, 1973]. Она составляет  $n \cdot 10^{-9}$ , редко  $n \cdot 10^{-7}$  моль/л. Следовательно, для образования месторождений с запасами серебра в несколько тысяч тонн при таком механизме концентрации рудного вещества потребовался бы колоссальный объем гидротермального раствора, исчисляемый миллиардами кубических метров. Естественно, что он не мог отделиться при кристаллизации даже грандиозного магматического очага (десятки кубических километров), поскольку растворимость  $\text{H}_2\text{O}$  в расплаве не превышала 6—8 об.%. Маловероятной представляется и возможность резкого увеличения объема рудоносного раствора за счет вовлечения в этот процесс вадозных вод.

Поэтому мы полагаем, что заполнение мощных полостей в вулканогенных породах жильным и рудным веществом происходило не путем его длительного осаждения из истинных разбавленных растворов, а было процессом одноактного внедрения в них остаточного расплав-раствора, высококонцентрированного в отношении солевых, летучих и рудных компонентов. Подобный, существенно щелочно-кремнеземистый раствор-расплав мог отделяться от остаточной магмы, обогащенной солевыми компонентами и флюидом, на завершающем этапе становления вулканоплутонических комплексов.

Эволюция рудоносных магматических очагов, с которыми связаны золото-серебряные месторождения, чаще всего осуществляется по следующей схеме: исходный андезитовый или андезитово-базальтовый расплав  $\rightarrow$  дацитовый или риолитово-дацитовый расплав  $\rightarrow$  заполнение аппаратов центрального типа монзонит-диоритовым расплавом  $\rightarrow$  отщепление щелочно-кремнеземистого (риолитово-трахитового) расплава, образующего дайки и силлы,  $\rightarrow$  заполнение гелеобразным остаточным расплав-раствором полостей в раскристаллизованных породах ранних фаз (рис. 1). Именно этот гелеобразный расплав-раствор, отделяющийся от щелочно-кремнеземистой магмы, и служил концентратором рудного вещества.

Очевидно, что потенциально рудоносными (в том числе сереброносными) могут быть андезитовые расплавы многих магматических очагов. Исходное содержание рудных компонентов в них обычно не велико, несмотря на их высокую потенциальную металлоносность, которая может быть оценена по величине растворимости в них металлов. Нами установлено [Некрасов, 1984], что растворимость  $\text{Ag}$  в расплавах гранитного и базальтового состава при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 101,3$  МПа составляет 0,25—0,32%, т. е. она намного превышает содержание этого металла в природных магмах. Следовательно, лишь предлагаемая нами модель концентрации  $\text{Ag}$  и сопутствующих металлов из недосыщенных ими расплавов, а именно накопление рудного вещества в отжатом расплав-растворе, состоящем из  $\text{SiO}_2$  (80—90 об.%) и щелочей (в основном  $\text{K}_2\text{O}$ ), позволяет удовлетворительно объяснить специфику строения и состава рудных тел вулканогенных

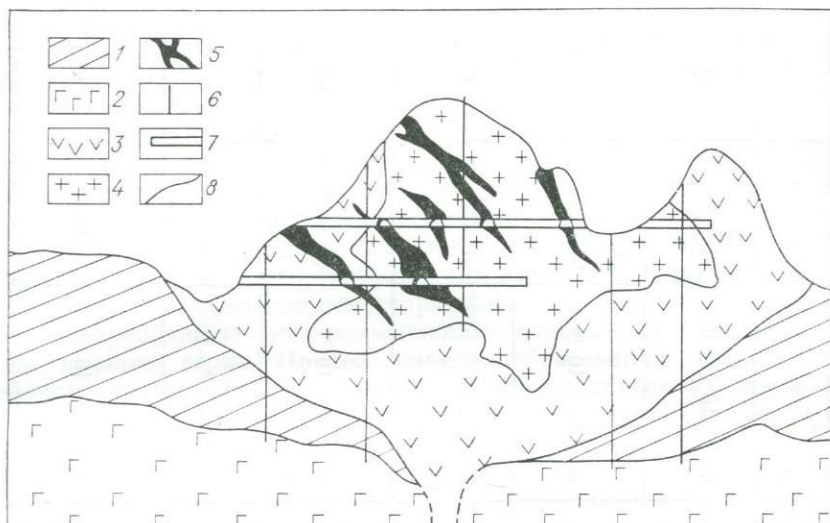


Рис. 1. Схема последовательности формирования золото-серебряного месторождения в одном из плутоновулканогенных комплексов Дальнего Востока СССР. 1 — терригенные сланцево-песчаниковые отложения; 2 — базальты и андезито-базальты первого этапа становления комплекса; 3 — андезито-дациты (второй этап); 4 — монцитоны, дациты (третий этап); 5 — кварц-адуляровые сереброносные рудные тела; 6 — скважины колонкового бурения; 7 — подземные горные выработки; — геологические границы.

золото-серебряных месторождений. Температура такого гелеобразного расплав-раствора была сравнительно низкой. По данным анализа газовой-жидких включений, содержащихся в коллоидном кварце рудных тел золото-серебряных месторождений, температура этого гелеобразного вещества не превышала  $500^{\circ}\text{C}$  [Андрусенко, 1978; Гончаров, Сидоров, 1979].

Температура отложения ассоциаций рудных минералов, как это видно из таблицы, варьировала в широком диапазоне. Точно так же значительные колебания в процессе кристаллизации продуктивных минеральных ассоциаций претерпели и другие физико-химические параметры, особенно  $f_{\text{S}_2}$ ,  $f_{\text{O}_2}$  и фугитивность других летучих компонентов, являющихся составной частью гетерогенного рудоносного флюида, взаимодействующего со щелочно-кремнеземистым расплавом. Сравнительно небольшими в период рудообразования были изменения щелочности-кислотности в системе кремнеземистый расплав — рудоносный газовой-жидкий флюид. Из таблицы следует, что рудоотложение осуществлялось в основном в слабокислотной или слабощелочной обстановке, изменяясь закономерно и, как показано в нашей работе [Некрасов и др., 1983], скачкообразно от одной минеральной ассоциации к другой. Несмотря на высокую концентрацию в рудоносном расплав-растворе солевых компонентов (до 80% экв. NaCl), главным образом соединений щелочных металлов, содержание суммарной сульфидной серы в них редко превышало

## Физико-химические параметры образования минеральных ассоциаций месторождений серебра

Формация	Минеральная серебрясодержащая ассоциация	$t$ , °C	pH	$f_{O_2}$ , Па	$t_{S_2}$ , Па	$a\Sigma s$
Золото-серебряная	Серебро (кюстелит) + аргентит + алларгентум	300—260	8—9	$10^{-23}$ — $10^{-18}$	$10^{-5}$ — $10^{-10}$	$10^{-3}$
	Золото + пирит, золото + фрейбергит, сульфосоли серебра + халькопирит + галенит; теллуриды Au и Ag	260—150	6—8	$10^{-35}$	$10^{-10}$ — $10^{-15}$	$10^{-5}$
Олово-серебряная	Станнин + халькопирит; тиллит + капфильдит + окартит + аргентит	270—200	5—7	$10^{-23}$ — $10^{-25}$	$10^{-3}$ — $10^{-8}$	$10^{-2}$
	Пирит + галенит + сфалерит; Ag-стапнин + мнаргирит + пираргирит + акантит + стефанит	200—125	6—9	$10^{-30}$	$10^{-8}$ — $10^{-12}$	$10^{-3}$
Серебро-полиметаллическая	Пирит + галенит + сфалерит + аргентит; блеклые руды + золото	250—180	5—6	$10^{-35}$ — $10^{-38}$	$10^{-7}$ — $10^{-11}$	$10^{-1}$ — $10^{-2}$
	Галенит II генерации + акантит; диафорит + овихит + $\alpha$ -мнаргирит + пираргирит + стефанит	180—100	6—8	$10^{-35}$	$10^{-5}$	$10^{-3}$ — $10^{-4}$

Примечание. В таблице не приведены физико-химические параметры отложения минеральных ассоциаций первого этапа образования олово-серебряных месторождений, практически не содержащих минералов Ag.

$10^{-3}$  моль/л. Вероятно, значительная часть соединений серы, преимущественно в виде  $H_2S$ , мигрировала из расплав-раствора во вмещающие породы, где обычно и наблюдается пирит в парагенезисе с серпидитом или адуляром.

Месторождения олово-серебряной формации весьма широко развиты в рудных районах внешней зоны Тихоокеанского пояса, реже они встречаются в активизированных участках (наложенных впадинах) его внутренней зоны. Пространственно и генетически они тяготеют к выходам гипабиссальных интрузивов гранитоидов, локализуясь в их куполовидных выступах или в непосредственной близости от них в метаморфизованных терригенных отложениях. Среди рудных тел преобладают минерализованные зоны дробления, реже развиты жильные серии. Процесс минералообразования является, как правило, многостадийным, а иногда и многоэтапным. Стадии разобщены между собой значительными временными промежутками. Коротко говоря, многие  $Sn-Ag$  месторождения представляют собой полиформационные образования, в которых каждый этап минералообразования генетически связан с определенной фазой магматизма [Иванов и др., 1979; Некрасов, 1984].

Минеральные ассоциации ранних стадий (первого этапа) являются лишь оловоносными, а поздних (второго, а иногда третьего этапа) комплексными олово-серебряными, т. е.  $Sn$  в этих месторождениях оказывается «сквозным» элементом, а  $Ag$  типоморфен лишь для завершающего периода рудообразования. Минеральная форма нахождения  $Sn$  закономерно изменяется от окисной в начале рудообразующего процесса через сульфидную до сульфосолевой в его конце. Для месторождений  $Sn-Ag$  формации типично зональное размещение минеральных ассоциаций в рудных телах и рудных полях. Касситеритсодержащие ассоциации преобладают в верхах рудных тел и центральных частях рудных полей. На глубоких горизонтах и флангах рудных полей они закономерно сменяются сульфидно-сульфосолевой минерализацией. Случаи обратной зональности, являющейся следствием наложения ассоциаций поздних стадий на ассоциации ранних стадий в одних и тех же рудоносных структурах, достаточно редки, что следует иметь в виду при оценке сереброносности таких месторождений. Для рудных тел  $Sn-Ag$  месторождений типичны случаи многократного пересечения одних минеральных ассоциаций другими, а также замещения ранних минералов поздними — касситерита станнином и тиллитом, флюорита пирротином и карбонатами, вольфрамита шеелитом, халькопирита карбонатами,  $Fe-Mn$  карбонатов сульфосолями  $Ag$ ,  $Sb$  и  $Pb$  и т. д. [Флеров, 1976]. Нередки здесь и случаи нарастания поздних минералов на подложку ранних, например, блеклых руд на халькопирит, буланжерита и канфильдита на блеклую руду и т. д. Колломорфные образования кварца, марказита и касситерита встречаются редко и исключительно в зонах дробления.

Упомянутые факты позволяют сделать вывод о том, что отложение минеральных ассоциаций на комплексных  $Sn-Ag$  месторождениях осуществлялось в течение длительного периода. Кристаллиза-

дия минералов происходила, несомненно, из истинных растворов, которые лишь в локальных участках минерализованных зон дробления (вероятно, в результате резкого падения давления) переходили в коллоидные образования. В таких колломорфных рудах концентрация рудных компонентов, главным образом олова, бывает аномально высокой, что сближает их с рудами золото-серебряных месторождений. Высокие концентрации Ag в рудах Sn—Ag месторождений встречаются редко. Минералами-концентраторами серебра в них являются Ag-станий, канфилдит, окартит, реже андорит, пираргирит, миаргирит и акантит. Соединения Ag с Te и Se для них не типичны, как и самородное серебро и его интерметаллические соединения, всегда ассоциирующие с галенитом.

Из таблицы видно, что серебросодержащие минеральные ассоциации олово-серебряных месторождений отложились при сравнительно невысокой температуре из слабо кислых или слабо щелочных растворов. В растворах повышенной щелочности ( $pH > 9$ ) сульфосоли Ag не устойчивы и легко разлагаются с образованием самородного серебра [Некрасов, Чевычелов, 1980]. Активность сульфидной серы в растворах была достаточно высокой в течение всего периода минералообразования, а соотношение  $f_{O_2}/f_{S_2}$  существенно изменялось, что и влияло на последовательность отложения минералов в рудах.

Месторождения **серебро-полиметаллической** формации являются наиболее распространенными в мире. Они локализуются в разнообразной геологической обстановке: в терригенных, карбонатно-терригенных или вулканогенно-терригенных отложениях различного возраста. Их генетическая связь с определенными магматическими образованиями проблематична, так как они удалены от них на значительные расстояния. Среди рудных тел преобладают межпластовые залежи и серии сближенных межпластовых жил (рис. 2). Брекчи-

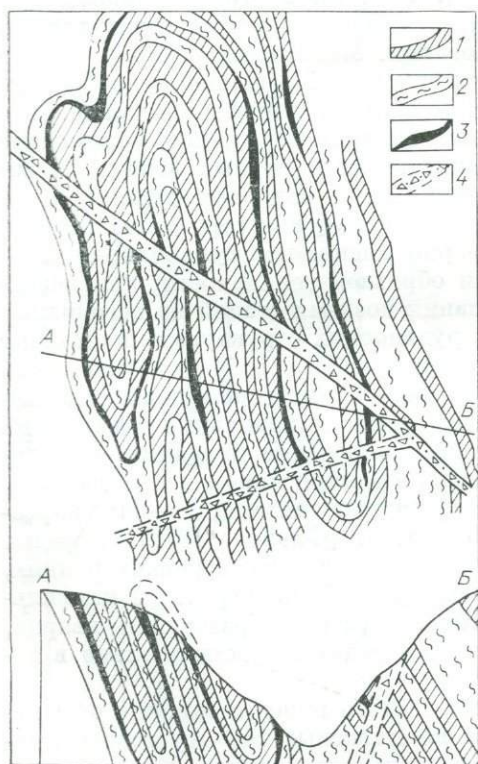


Рис. 2. Схема геологического строения стратиформного серебро-полиметаллического месторождения (Северо-Восток СССР). 1 — горизонты и пачки песчаников; 2 — алевролитово-сланцевые (черносланцевые) толщи; 3 — стратиформные залежи; 4 — наиболее крупные разломы.

рованные минерализованные зоны дробления в большинстве случаев являются также межформационными образованиями. Рудные тела, секущие вмещающие породы, развиты слабо и по запасам резко уступают межпластовым жилам и залежам. Для руд месторождений этой формации характерны плотные, тонкозернистые и полосчатые текстуры. Реже встречаются руды с очковыми и кокардовыми текстурами. Полосчатость рудных тел возникает вследствие постепенного раскрытия рудовмещающих полостей и последовательного их заполнения рудным веществом от зальбандов к осевой части или в результате ритмичной смены состава рудоносного вещества. В частности, такое ритмично-полосчатое строение рудных тел весьма характерно для сереброносных полиметаллически-колчеданных месторождений, залегающих в вулканогенно-терригенных толщах.

Породы, вмещающие рудные тела, часто обогащены углеродистым материалом, фосфором и мышьяком. В пределах линейных рудоносных зон породы содержат повышенную концентрацию Pb, Ag, Zn и Cu. Мы полагаем, что в большинстве случаев образование серебро-полиметаллических месторождений связано с подводной гидротермальной деятельностью. По своему генезису такие палеогидротермальные системы представляются нам аналогами гидротермальных рудообразующих систем, обнаруженных во впадинах Красного моря и срединно-океанических хребтах Тихого и Атлантического океанов. Они детально описаны в работе П. Рона [Rona, 1984]. Выходы этих гидротерм чаще всего располагаются вдоль продольных разрывных нарушений и фиксируются по цепочкам локальных жерловых аппаратов, сложенных рудным веществом. Действующие в настоящее время гидротермальные рудообразующие подводные источники известны в литературе под названием «черных» и «белых» курильщиков (black smokers, white smokers). В отдельных участках Красного моря металлоносные рассолы и образовавшиеся из них осадки, содержащие Cu, Pb, Ag, Au и другие металлы, выполняют обширные участки морского дна. Видимо, аналогичные впадины, периодически заполняемые металлоносными осадками, существовали в период формирования терригенных, терригенно-карбонатных или вулканогенно-карбонатных толщ таких складчатых областей, как, например, Верхояно-Чукотская, Алтайская и Аппалачская. В случае высокой тектонической активности таких подвижных участков морского дна периоды интенсивной гидротермальной деятельности чередовались с относительно спокойным осадкообразованием. Поэтому, как следует из рис. 2, большинство стратиформных серебро-полиметаллических рудных тел приурочено к контактам литологически различных толщ.

Источником рудного вещества серебро-полиметаллических месторождений служили флюиды, поступающие по тектоническим нарушениям из верхней мантии в породы, слагающие океаническое дно. Массовое отложение минерального вещества из гидротерм происходило, вероятней всего, на фронте смешения горячих растворов с холодной морской водой. Именно резкое снижение температуры и послужило тем геохимическим барьером, который обусловил фор-

мирование пластообразных и линзовидных залежей массивных руд вблизи выходов гидротерм. При взаимодействии гидротерм с морской водой происходило не только концентрирование рудного вещества, но и его рассеивание в осадках. При диагенезе и метаморфизме этих осадков, в том числе под воздействием активизировавшегося магматизма, рассеянное рудное вещество может быть мобилизовано, вовлечено в процесс рудообразования и сконцентрировано в тех же рудных телах, которые возникли из металлоносных растворов (или рассолов) вблизи «жерловых» аппаратов. Этим фактором, вероятно, объясняется не только наличие в стратифицированных залежах «цепочек» первичных рудных столбов, но и обогащение их металлами на позднем этапе формирования месторождений.

В общем случае в серебро-полиметаллических месторождениях различаются две одновременные серебросодержащие ассоциации минералов: ранняя кварц-галенит-сфалерит-блеклорудная и поздняя карбонатно-сульфосольная. Отложение минералов ранней ассоциации, как мы полагаем, осуществлялось непосредственно из первичных растворов и рассолов подводных гидротермальных систем. Галенит этой ассоциации содержит наибольшую примесь Ag (0,3—1 мас. %) в отличие от высокосеребристого (3—5 мас. % Ag) галенита поздней ассоциации. Невысокой оказалась и серебронасность блеклой руды (4—6, редко до 11 мас. % Ag). Собственно серебряные минералы в эту стадию не отлагались.

Минеральная ассоциация поздней стадии является высокосеребристой. Для нее характерно развитие широкого спектра собственно серебряных минералов (акантита, овихита, диафорита, миаргирита, пираргирита) и наличие высокосеребристых галенита и блеклых руд с содержанием Ag до 25 мас. %. Любопытно, что многие минералы серебра (миаргирит, овихит, самородное серебро, интерметаллиды Ag и Sb) образуют в галените мирмекитоподобные вроски, т. е. создается впечатление, что исходный твердый раствор на основе PbS был пересыщен Ag и Sb и при остывании распался с выделением сульфосолей Ag, Sb и Pb в его матрице. Это произошло на завершающем этапе формирования месторождений, о чем свидетельствует развитие в рудах стефанита и  $\alpha$ -миаргирита, верхний температурный предел устойчивости которых составляет 150 и 280°C соответственно (см. таблицу).

Кратко рассмотрев условия образования серебряных месторождений трех генетических формаций, можно сделать вывод, что они различаются между собой не столько по физико-химическим параметрам минералообразования, сколько по геохимической специализации источников рудного вещества и способу его концентрации. Образование богатых серебром, но сравнительно небольших месторождений может осуществляться из «рудной» гетерогенной магмы, представляющей собой насыщенный рудными компонентами высококонцентрированный в отношении солей и газов гелеобразный расплавленный раствор. Он отщепляется от остаточной магмы плутоновулканогенных комплексов на завершающем этапе их формирования. Для накопления значительных запасов серебра весьма благоприятны поли-

формационные (полигенные) олово-серебряные месторождения. Однако в отношении серебра здесь продуктивны минеральные ассоциации лишь позднего этапа. Наконец, крупные серебряносодержащие месторождения могут быть сформированы в подводных гидротермальных системах тектонически активных зон океанического дна. Их масштаб и интенсивность серебряной минерализации во многом определяют последующие процессы диагенезиса и метаморфизма потенциально металлоносных осадочных толщ, рассеянное рудное вещество которых при этом концентрируется в тех же рудовмещающих структурах что и ассоциации раннего этапа рудообразования.

Мы надеемся, что дальнейшее определение физико-химических параметров минералообразования позволит не только создать более совершенные модели формирования месторождений серебра, но и выявить новые минеральные и генетические типы этого сырья.

## ЛИТЕРАТУРА

- Андрусенко Н. П. Температурная зональность золото-серебряных месторождений // Сов. геология.— 1978.— № 6.— С. 48—60.
- Гончаров В. П., Сидоров А. А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования.— М.: Наука, 1979.— 207 с.
- Иванов О. П., Ефременко Э. А., Ефременко Л. Я. О полигенной природе касситерит-силикатно-сульфидных месторождений (на примере Якутии и Чукотки) // Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 71—90.
- Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилова Л. А. Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях.— М.: Наука, 1968.— 102 с.
- Некрасов И. Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах.— М.: Наука, 1984.— 236 с.
- Некрасов И. Я., Чевычелов В. Ю. Парагенезисы серебро-сурьмяных минералов и экспериментальное изучение системы  $Ag-Sb-S$  в сухих и гидротермальных условиях при 110—400°C // Очерки физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1980.— Вып. 9.— С. 98—134.
- Некрасов И. Я., Чевычелов В. Ю., Колюшюк А. А. Физико-химические условия образования месторождений золото-серебряной и золото-сурьмяной формаций // Сов. геология.— 1983.— № 10.— С. 80—85.
- Флеров Б. Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 284 с.
- Czarnanske G. K. Sulfide solubility in aqueous solutions // Econ. Geol.— 1959.— Vol. 54, N 1.— P. 57—62.
- Hemley R. W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions // Chem. Geol.— 1973.— Vol. 11.— P. 73—87.
- Rona R. A. Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers // Earth Sci. Revs.— 1984.— Vol. 20, N 1.— P. 1—104.
- Seward T. M. The complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1973.— Vol. 37, N 3.— P. 379—399.

А. П. БЕРЗИНА,  
Е. Н. НИГМАТУЛИНА, В. И. СОТНИКОВ

## ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ (К ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

Летучие компоненты в значительной степени определяют развитие эндогенных процессов в целом, играя важную роль при мобилизации, переносе и концентрации рудного вещества. В связи с этим при разработке генетических моделей рудных формаций изучение геохимии летучих компонентов как определяющих элементов рудномагматических систем приобретает первостепенное значение.

Общая схема режима летучих компонентов в эндогенных процессах, включая рудообразование на медно-молибденовых месторождениях, дана в работах И. Д. Рябчикова [1975] и К. У. Бэрнэма [1982] по результатам физико-химических и экспериментальных исследований. В последнее время значительная информация по летучим получена при изучении эндогенных образований с использованием ряда методов исследования геологического материала: анализ состава анионсодержащих минералов с учетом экспериментальных работ [Трошин и др., 1981, 1984; Бушляков, Холоднов, 1982; Jacobs, Parry, 1979; Gunow et al., 1980; Munoz, Swenson, 1981; и др.], расплавных и газовой-жидких включений [Наумов, Коваленко, 1985; и др.], состава газов в породах [Флюидный режим..., 1977; Лютвиновский, Летников, 1981; и др.].

Комплексный подход на базе микронзондового изучения минералов, газовой-хроматографического анализа пород и исследования газовой фазы расплавных и газовой-жидких включений был применен при оценке режима летучих компонентов в эндогенном процессе на медно-молибденовом месторождении Эрдэнэтуин-Обо (МНР). Нами обсуждаются результаты изучения биотита и апатита, которые в силу их изоморфных свойств отражают в своем составе особенности физико-химической обстановки минералообразования. На основе анализа состава природных биотитов и использования экспериментальных работ по системам с биотитом [Wones, Eugster, 1965; Munoz, Ludington, 1974; Munoz, Swenson, 1981] возможна оценка таких параметров, как  $f_{O_2}$ ,  $f_{H_2O}$ ,  $f_{H_2O}/f_{HF}$ ,  $f_{H_2O}/f_{HCl}$  [Трошин и др., 1981, 1984; Chivas, 1981; Wolff, Storey, 1983; и др.]. Экспериментальные исследования дают возможность оценить значения  $f_{H_2O}/f_{HF}$ ,  $f_{H_2O}/f_{HCl}$  по апатиту [Коржинский, 1981, 1983; Yardley, 1985].

## МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЭРДЭНЭТУИН-ОБО КАК ГЕНОТИП МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождение Эрдэнэтуин-Обо — одно из крупнейших проявлений медно-молибденовой минерализации на территории Азии — расположено в пределах Северо-Монгольского вулканоплутонического пояса позднепалеозойско-раннемезозойского возраста. Последний рассматривается как часть глобального Евразийского пояса, прослеживающегося от Средиземноморья до Тихого океана и концентрирующего медно-молибденовые рудные узлы. На месторождении отчетливо выражены специфические черты медно-молибденовой формации [Меднорудные формации МНР, 1985], в связи с чем оно может рассматриваться как своего рода эталон при разработке ее генетической модели. При недавно начавшейся разработке здесь в относительно короткий срок в большом объеме был получен обширный материал как по рудному району в целом, так и по глубоким горизонтам месторождения, что дает возможность в относительно полной мере охарактеризовать отдельные элементы такой модели.

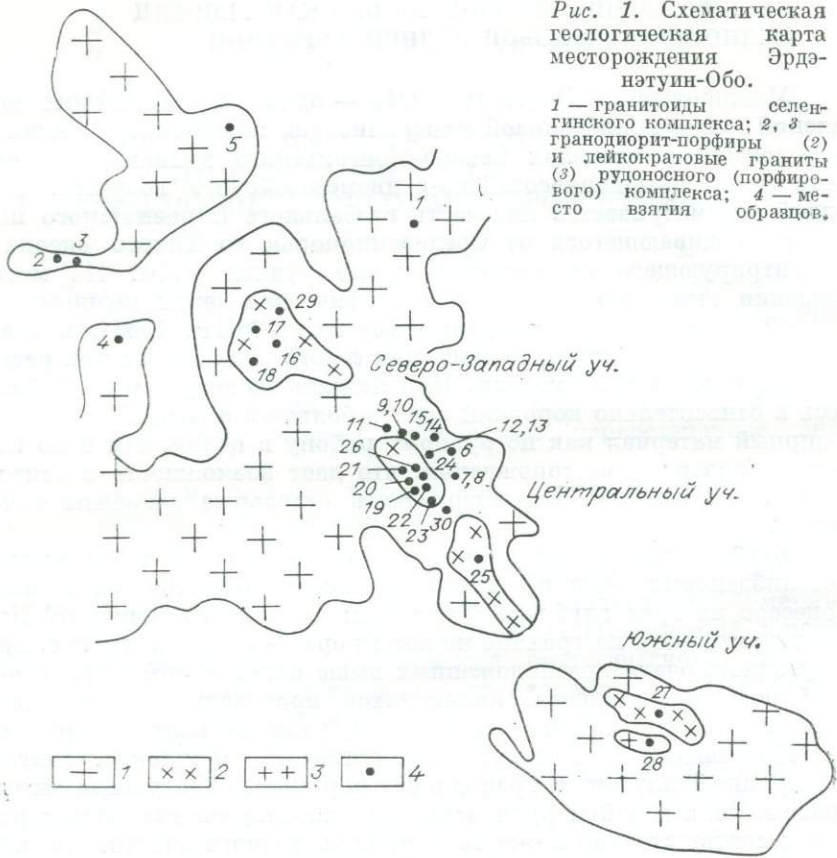
Геолого-генетическая модель рудно-магматических систем медно-молибденовых месторождений отражает развитие эндогенных процессов на трех глубинных уровнях: первичного (нижнего) магматического очага на границе нижняя кора — верхняя мантия, промежуточного очага и расположенных выше образований рудоносного (порфирового) комплекса, являющихся производными последнего. Широко распространенные на площади рудного поля магматические образования (гранитоиды селенгинского комплекса, слагающие крупный плутон, и гранодиорит-порфиры, образующие штокообразные тела и дайки рудоносного комплекса) связываются с развитием соответственно нижнего и промежуточного очагов. По ряду признаков предполагается, что плутон и промежуточный очаг, генерирующий порфиры рудоносного комплекса, имеют общий или расположенные в сходной геологической обстановке источники и формируются в относительно близких физико-химических условиях с перерывом во времени около 30 млн лет [Меднорудные формации МНР, 1985] и на разных глубинах. Таким образом, изучение эндогенных образований селенгинского и рудоносного комплексов представляет интерес с точки зрения выявления особенностей процессов на значительном глубинном и временном интервале развития рудно-магматической системы, формирующей крупнообъемное месторождение.

### МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Гранитоиды селенгинского и рудоносного комплексов со специфическими особенностями, связанными с формированием их на различных глубинах, имеют близкие геохимические признаки. Они относятся к породам щелочно-земельного ряда с преобладанием среди щелочей натрия. Роль калия возрастает на заключительных

Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Эрдэнэтуун-Обо.

1 — гранитоиды селенгинского комплекса; 2, 3 — гранодиорит-порфиры (2) и лейкократовые граниты (3) рудоносного (порфирового) комплекса; 4 — место взятия образцов.



этапх становления комплексов и особенно при формировании рудоносных порфиров.

Периферия рудного поля сложена породами селенгинского комплекса относительно повышенной основности — габбро-диоритами, диоритами и в меньшей степени гранодиоритами. На площади месторождения (центральная часть рудного поля) преобладают гранодиориты и плагиограниты. Рудоносный комплекс представлен штокообразными телами на Северо-Западном (в настоящее время разрабатываемом), Центральном и Южном участках (рис. 1). Основная минерализация связана со становлением порфирового штока Северо-Западного участка. По геологическим и геофизическим данным на Центральном участке рудная минерализация меньшего масштаба ассоциирует с относительно глубинными частями штока порфиров. Она, очевидно, представляет корневую зону медно-молибденового оруденения. Гранодиорит-порфиры этого участка в значительной степени калишпатизированы и менее подвержены поздним процессам гидротермального изменения, в частности серицитизации (широко распространенной на Северо-Западном участке). На Южном участ-

ке со слабо развитыми гидротермальными изменениями и рудной минерализацией кроме гранодиорит-порфиров присутствуют также менее характерные для других площадей лейкократовые граниты. В пределах рудного поля широко распространены пострудные дайки, среди которых преобладают андезитовые и трахиандезитовые порфириты и граносиенит-порфиры.

В рудоносном комплексе выделяются три фазы гранодиорит-порфиров, близких по химическому и минеральному составу. Вкрапленники представлены плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой, кварцем. Основная масса состоит из плагиоклаза, калишпата, кварца, биотита и магнетита. Акцессорные минералы — апатит и циркон. Биотит образует эвгедральные и субгедральные вкрапленники и часто содержит включения апатита, магнетита и циркона. В основной массе он представлен равномерно распределенными субгедральными и ксеноморфными чешуйками.

Часто отмечается метасоматический биотит, начало развития которого наиболее четко фиксируется в слабо измененных порфирах при замещении или перекристаллизации магматического биотита. Эта генерация минерала представлена агрегатами мелких чешуек, характерными для начальной стадии развития, и отдельными ксенокристами при интенсивном проявлении гидротермального процесса. Метасоматический биотит широко распространен на Центральном участке в эндо- и экзоконтактной зонах штока в разной степени калишпатизированных гранодиорит-порфиров.

В изученных образцах не всегда представлялось возможным выделить генетические разновидности биотита. Известно [Gunow et al., 1980; Munoz, Swenson, 1981; и др.], что биотит быстро реагирует на изменение физико-химической обстановки, вызываемое флюидным потоком. На прогрессивной стадии гидротермального преобразования происходит замещение биотитом сначала темноцветных минералов, а затем полевых шпатов. На регрессивной стадии до определенного момента может идти активный ионный обмен при сохранении морфологических особенностей минерала, что затрудняет оценку степени влияния наложенных процессов.

При микроскопическом изучении магматических образований было установлено, что на месторождении породы, макроскопически определяемые как неизменные, часто в той или иной степени испытывали воздействие процессов калишпатизации и окварцевания. Биотит в них обычно характеризуется повышенными содержаниями фтора и магния при сохранении первоначальных морфологических и других особенностей.

Среди гранитоидов порфирового комплекса наибольшие преобразования несут породы ранних интрузивных фаз. Биотит неизменных пород I фазы по сравнению с поздними характеризуется повышенными содержаниями фтора и магния (табл. 1). Наименее изменены порфиры III фазы, вскрытые глубокими скважинами на Северо-Западном и прослеженные горными выработками на Центральном участках, а также лейкократовые граниты и гранодиорит-порфиры Южного участка.

## Состав биотитов месторождения Эрдэнэтуун-Обо

Номер образца	Мас. %			Мольные доли					
	Si	F	H <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	X <sub>фл</sub>	X <sub>ан</sub>	X <sub>сид</sub>

## СЕЛЕНГИНСКИЙ КОМПЛЕКС

## 1. Гранитоиды периферии рудного поля

1	0,20	0,38	3,79	0,06	0,39	0,55	0,50	0,40	0,10
2	0,21	0,51	3,63	0,07	0,37	0,56	0,54	0,36	0,10
3	0,19	0,63	3,63	0,05	0,43	0,52	0,48	0,39	0,13
4	0,18	0,40	3,72	0,05	0,45	0,50	0,46	0,40	0,14
5	0,18	0,46	3,71	0,05	0,40	0,55	0,50	0,27	0,23

## 2. Гранитоиды центральной части рудного поля

6	0,22	0,51	3,71	0,07	0,37	0,53	0,49	0,27	0,24
7	—	0,44	3,86	0,09	0,33	0,58	0,51	0,22	0,27
8	0,04	0,65	3,74	0,11	0,33	0,56	0,51	0,29	0,20
9	0,12	0,44	3,83	0,08	0,28	0,64	0,58	0,25	0,17
10	0,12	0,65	3,71	0,07	0,31	0,62	0,55	0,30	0,15

## 3. Гидротермально измененные породы

11	0,10	0,78	3,67	0,12	0,23	0,65	0,59	0,25	0,16
14	0,08	0,75	3,65	0,10	0,35	0,55	0,50	0,29	0,21
15	0,09	1,07	3,51	0,10	0,31	0,59	0,53	0,24	0,23
32	0,04	1,09	3,49	0,04	0,28	0,68	0,61	0,24	0,25
13	0,06	0,77	3,66	0,09	0,31	0,60	0,59	0,26	0,15

## РУДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

## 1. Гранодиорит-порфиры периферии рудного поля и поздней фазы комплекса

18	0,20	0,65	3,50	0,05	0,40	0,55	0,54	0,32	0,14
27	0,22	0,34	3,76	0,04	0,37	0,59	0,53	0,25	0,22
28	0,16	0,85	3,45	0,04	0,38	0,58	0,55	0,29	0,16

## 2. Гранодиорит-порфиры центральной части рудного поля

## Гранодиорит-порфиры I фазы

19	0,05	0,92	3,47	0,08	0,30	0,62	0,57	0,24	0,19
25	0,05	1,08	3,56	0,07	0,29	0,64	0,56	0,20	0,24

## Гранодиорит-порфиры II фазы

16	0,06	0,71	3,57	0,05	0,35	0,60	0,55	0,23	0,22
20/1	0,08	0,75	3,67	0,07	0,37	0,56	0,51	0,29	0,20
21	0,02	0,78	3,67	0,06	0,30	0,64	0,56	0,22	0,22
22	0,05	0,73	3,61	0,07	0,37	0,56	0,49	0,23	0,28
23	0,06	1,11	3,44	0,07	0,34	0,59	0,51	0,19	0,30
24	0,06	0,74	3,66	0,06	0,41	0,53	0,48	0,25	0,27
26	0,07	0,42	3,71	0,05	0,33	0,62	0,54	0,21	0,25

## Гранодиорит-порфиры III фазы

17	0,04	1,10	3,49	0,06	0,33	0,61	0,26	0,19	0,13
----	------	------	------	------	------	------	------	------	------

## ПОСТРУДНЫЕ ДАЙКИ

29	0,13	0,65	3,55	0,04	0,37	0,59	0,56	0,33	0,11
30	0,06	0,67	3,60	0,04	0,38	0,58	0,51	0,27	0,22
31	0,05	0,32	3,82	0,05	0,31	0,64	0,60	0,27	0,13

**Кислород.** Как показатель режима кислорода при образовании биотита используется соотношение  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  и  $MgO$  в составе минерала [Wones, Eugster, 1965; Wones, 1981]. На тройной диаграмме этих компонентов (рис. 2) с нанесенными составами биотитов (см. табл. 1) видно, что режим кислорода испытывал значительные флуктуации в условиях многократного проявления магматизма и гидротермального процесса. Точки состава биотитов неизменных гранитоидов периферии рудного поля селенгинского и рудоносного комплексов расположены вблизи линии буфера  $Ni - NiO$ . В более восстановительных условиях происходило формирование пострудных даек, биотиты которых расположены ниже линии этого буфера. По расположению биотитов пород обоих комплексов и пострудных даек отмечается тенденция уменьшения степени окисленности во временном ряду магматизма, что может быть связано с вовлечением на поздних этапах более глубинного материала. Биотиты гранитоидов, распространенных в центральной части рудного поля, и калишпатизированных пород занимают нижнюю половину поля между линиями буферов  $Ni - NiO$  и  $Fe_2O_3 - Fe_3O_4$ . Причем максимально сдвинуты к линии буфера  $Fe_2O_3 - Fe_3O_4$  биотиты пород селенгинского комплекса, развитых в контактовой зоне со штоком гранодиорит-порфиров, т. е. отмечается возрастание окислительного потенциала в зонах проявления флюидов рудоносного комплекса. Это подтверждается также мартинизацией магнетита, часто фикси-

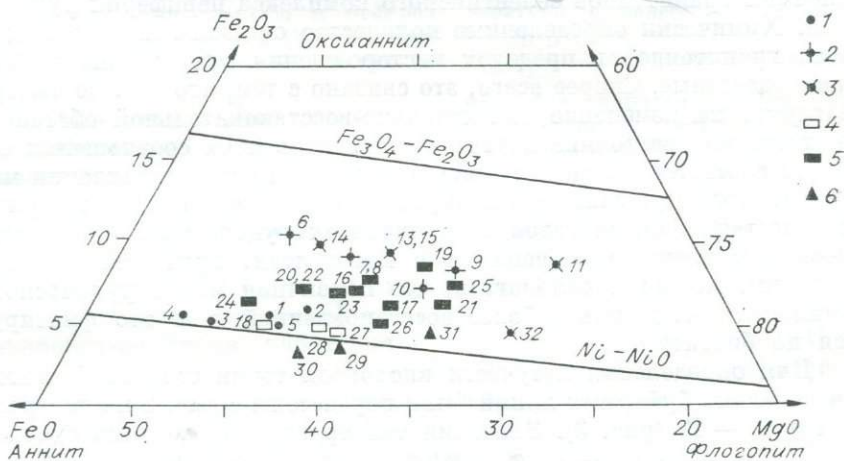


Рис. 2. Диаграмма  $FeO-Fe_2O_3-Mg$  для биотитов эндогенных образований месторождения Эрдэнэтуин-Обо и их положение относительно буферных кривых  $Ni-NiO$  и  $Fe_2O_3-Fe_3O_4$  [Wones, Eugster, 1965].

Биотиты гранитоидов: 1—3 — селенгинского комплекса: периферии (1), центральной части (2) рудного поля, 3 — гидротермально измененных пород; 4, 5 — рудоносного комплекса: периферии (4) и центральной части (5) рудного поля; 6 — пострудных даек. Цифры соответствуют анализам табл. 1.

рующей в гранитоидах рудоносного комплекса и непосредственно вмещающих их породах. Подобное явление — один из показателей воздействия флюидов при сохранении первичной структуры пород. Повышенная степень окисленности эндогенных образований отмечалась для медно-молибденовых месторождений островных дуг [Mason, 1978; Chivas, 1981]. Этими авторами повышение летучести кислорода, фиксируемое в составе биотита, рассматривается как показатель интенсивности развития флюидной деятельности и рудопродуктивности. Противоположная тенденция установлена для месторождения Санта-Рита [Jacobs, Parry, 1979], формирующегося в геолого-тектонических условиях, характерных для континентальных окраин, что, возможно, и определяет иной режим кислорода. Здесь по положению биотитов относительно указанных буферов наблюдается уменьшение относительной окисленности в ряду магматический — метасоматический — гидротермальный биотит.

Трудоемкая операция определения окисного и закисного железа в биотите обычно для серии анализов проводится лишь в эталонных образцах. Присутствие примесей других минералов, прежде всего магнетита и гематита, а также преобразование в процессе истощения [Wones, 1981] могут существенно исказить реальные соотношения форм нахождения железа в минерале, что необходимо иметь в виду при интерпретации анализов. С учетом изложенного для определения форм железа при микронзондовом анализе биотита был применен расчетный метод [Bruin et al., 1983]. Удовлетворительная сходимость содержаний окисного и закисного железа, полученных расчетным и химическим методами, отмечается для биотитов неизмененных гранитоидов селенгинского комплекса периферии рудного поля. Химически определенные количества окисного железа в биотитах гранитоидов в пределах месторождения значительно превышают расчетные. Скорее всего, это связано с тем, что железо быстро реагирует на изменение окислительно-восстановительной обстановки, тогда как состояние других компонентов и их соотношения остаются соответствующими первичным условиям кристаллизации минерала. Поэтому, учитывая и другие данные (повышенное содержание восстановленных газов в гранитоидах рудоносного комплекса, высокие концентрации ванадия в магнетитах, присутствие хромшпиннели), можно предполагать, что первичная магма рудоносного комплекса могла быть и более восстановленной, чем это фиксируется по биотиту.

Для определения летучести кислорода точки состава биотитов относительно буферных линий были перенесены с рис. 2 на диаграмму  $\log f_{O_2} - T$  (рис. 3). Значения температур образования биотита снимались с диаграммы  $T - F/(F + OH)$  с нанесенными на нее кривыми  $\log \frac{f_{H_2O}}{f_{HF}}$  [Munoz, Ludington, 1974; Jacobs, Parry, 1979]. На этой диаграмме (рис. 4) выделяется несколько полей, ограниченных кривыми  $\log \frac{f_{H_2O}}{f_{HF}}$ , соответствующими флогопиту и антит-

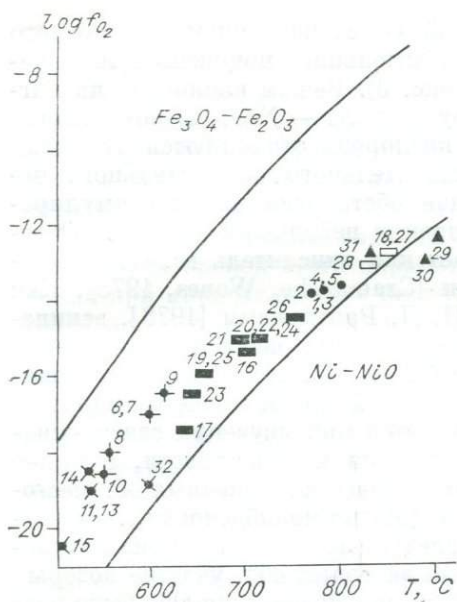


Рис. 3. Диаграмма лугечугь кислоруга — температура для биотитов месторождения Эругнэтуин-Обо и буферов Ni-NiO и Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Wones, Eugster, 1965]. Усл. обозн. см. на рис. 2.

сидерофиллиту. Для отнесения биотита к тому или иному полю необходимы хотя бы ориентировочные данные о температурных условиях его образования. С этой целью были использованы температуры гомогенизации расплавных и газовой-жидких включений в сосуществоющих с биотитом кварце и полевых шпатах. Гомогенизация расплавных включений во вкрапленниках полевых шпатов гранодиорит-порфиров наблюдается при температуре 1230—1150°C, в кварце — 1100—800°C [Сотников и др., 1979]. Температурный интервал гомогенизации газовой-жидких включений в кварце калишпатовых метасоматитов 730—400°C. Становление гранитоидов селенгинского комплекса характеризуется более низкими температурами [Чупин, Матреницкий, 1980]. Здесь были зафиксированы температуры гомогенизации расплавных включений от 1100 (в габбро) до 560°C (в гранитах и граносиенитах). На основании этих данных исследуемые биотиты были отнесены к соответствующим полям диаграммы (см. рис. 4), в которых их положение определялось по

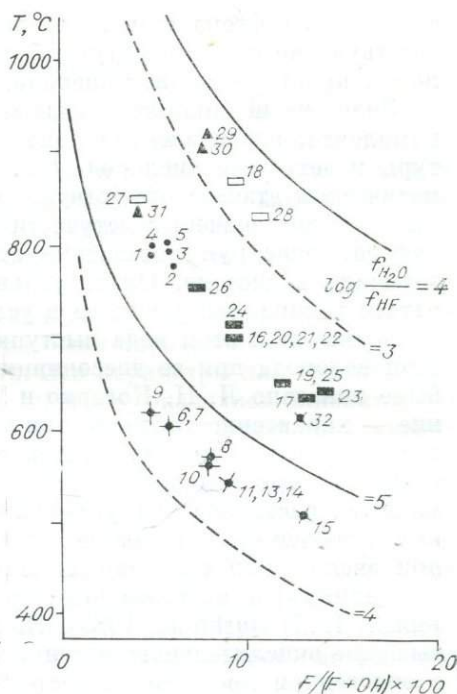


Рис. 4. Диаграмма зависимости содержания фтора в биотитах от температуры с нанесенными линиями  $\log \frac{f_{H_2O}}{f_{HF}}$  (для флогопита — сплошными, для аннита-сидерофиллита — штриховыми) и составами биотитов месторождения Эругнэтуин-Обо (см. текст). Усл. обозн. см. на рис. 2.

содержанию фтора и мольной доли флогопита (см. табл. 1). Соответствующие им температуры более определенно характеризуют условия кристаллизации минерала.

Эндогенный процесс, связанный со становлением рудоносного комплекса, развивался на фоне значительного понижения температуры и летучести кислорода (см. рис. 3). Режим кислорода на магматическом этапе соответствует буферу Ni — NiO. С понижением температуры значения летучести кислорода отклоняются от линии буфера, фиксируя повышение относительного окислительного потенциала в системе. Окислительная обстановка может стимулироваться вскипанием расплава в условиях небольших глубин. Отделяющаяся при этом вода выступает как окислитель вследствие потери водорода при ее диссоциации [Czarnaske, Wones, 1973]. Как было показано Л. Н. Когарко и И. Д. Рябчиковым [1978], вскипание — характерное явление при перемещении расплава, даже маловодного, из нижних горизонтов в близповерхностные зоны. Селективная потеря водорода возможна также при вскипании гидротермальных растворов (что устанавливается при изучении газовой-жидких включений) в процессе их движения к поверхности, а также при взрывных явлениях, широко распространенных на месторождениях рассматриваемого типа [Медно-молибденовая... формация..., 1977; Burhnam, 1985]. Не следует исключать влияния на повышение окислительного потенциала вадозных вод, участие которых в эндогенном процессе на месторождении Эрдэнэтуин-Обо было подтверждено исследованиями изотопного состава водорода [Берзина и др., 1986].

Все изложенное, а также данные по другим месторождениям [Mason, 1978; Chivas, 1981; Hendry et al., 1985] позволяют рассматривать повышение окислительного потенциала как характерную особенность подготовительного этапа рудообразующего процесса [Наумов Г. Б. и др., 1983] на медно-молибденовых месторождениях. Как показали экспериментальные работы [Рябчиков, 1985], кислородный потенциал является важным фактором рудогенерирующей способности магматических систем. Было установлено, что с увеличением окислительно-восстановительного потенциала растут предельные концентрации меди в водно-гранитном расплаве, а при повышении летучести кислорода на пять порядков (при переходе от буфера Ni — NiO к  $Fe_2O_3$  —  $Fe_3O_4$ ) коэффициент распределения меди между концентрированными водно-хлоридными флюидами и гранитным расплавом возрастает в 2,5 раза. Кислородный потенциал оказывает также большое влияние на поведение летучих, в частности хлора и серы [Жариков, 1979; Рябчиков, 1985], в значительной степени контролируя их форму нахождения и в связи с этим возможности перехода рудных компонентов во флюид.

**Вода.** Имеющиеся данные по летучести кислорода и температуре образования биотита позволили оценить летучесть воды для разновозрастных магнетит-биотит-кальшпатовых ассоциаций, широко распространенных на месторождении, по уравнению [Wones, Eugster, 1965; Wones, 1972]

$$\log f_{\text{H}_2\text{O}} = 7409/T + 4,25 + 1/2 \log f_{\text{O}_2} + 3 \log X_{\text{an}} - \\ - \log a_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8} - \log a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}.$$

Так как активности калишпата и магнетита принимались за единицу, приведенные оценки летучести (табл. 2) являются минимальными.

Полученные данные малочисленны и из-за ряда допущений в некоторой степени условны, чтобы достаточно обоснованно говорить о режиме воды в исходной магме селенгинского и рудоносного комплексов. Для получения такой информации были использованы биотиты из пород периферии рудного поля. С этой целью на основе коэффициентов летучести воды [Булах А. Г., Булах К. Г., 1978] и имеющихся оценок этого параметра были определены значения давления при кристаллизации биотита. Эти параметры для гранитоидов селенгинского и рудоносного комплексов оказались близкими (по имеющимся данным в интервале 1,6—1,1 кбар). Отмечается увеличение давления к центру рудного поля, где фиксируется наибольшая эндогенная активность, выразившаяся в неоднократном проявлении здесь магматизма и гидротермальной деятельности. Тенденция увеличения давления к центру рудного поля подтверждается также данными по изучению газовой-жидких включений. Здесь же развиты взрывчатые брекчии, образование которых вызвано прорывом флюидов в условиях значительного превышения (обусловленного скоплением летучих) давления в окружающей системе [Медно-молибденовая... формация..., 1977; Burnham, 1985].

Используя рассчитанную  $P - T$ -диаграмму системы гранит — вода [Рябчиков, 1975] и допуская, что  $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ , оцениваем концентрацию воды в расплаве (см. табл. 2). Отмечается уменьшение ее содержания в магме рудоносного комплекса по сравнению с магмой селенгинского. Аналогичные данные с использованием двух методов (по биотиту и расплавленным включениям) определения содержания воды были получены для Жирекенского месторождения [Сотников и др., 1985]. Допуская близкие содержания воды в магме, генерирующей плутон селенгинского комплекса (условно — ранний промежуточный очаг), и магме позднего промежуточного очага, генерирующего порфириновые образования рудоносного комплекса, а также учитывая значительную площадь развития порфиров в пределах рудного узла (что в определенной степени свидетельствует о больших размерах промежуточного очага), можно предполагать, что потеря 1 — 1,5% воды, отмечаемая для магмы рудоносного комплекса, может привести при благоприятных условиях к возникновению флюидного потока большого объема. Рудогенерирующая способность такого флюида обоснована экспериментально [Рябчиков, 1975, 1985] и подтверждена при изучении рудообразующих процессов на медно-порфириновых месторождениях [Hendry et al., 1981, 1985].

**Хлор и фтор.** Хлор- и фторсодержащие минералы месторождения (биотит и апатит) в целом характеризуются концентрациями Cl и F, обычными для минералов медно-молибденовых месторождений,

## Параметры флюидного режима при образовании биотита

Номер образца	T, °C	$-\log f_{O_2}$	$\log f_{H_2O}$	$\log \frac{f_{H_2O}}{f_{HF}}$	$\log f_{HF}$	P, кбар	$C_{H_2O}$ , мас. %
---------------	-------	-----------------	-----------------	--------------------------------	---------------	---------	---------------------

## СЕЛЕНГИНСКИЙ КОМПЛЕКС

## 1. Гранитоиды периферии рудного поля

1	790	14,0	2,993	4,233	-1,24	1,2	3,5
2	770	14,0	3,058	4,189	-1,13	1,3	3,5
3	790	14,0	3,120	4,062	-0,94	1,6	4,0
4	800	14,0	3,055	4,109	-1,05	1,4	3,5
5	800	14,0	2,961	4,079	-1,12	1,1	3,5

## 2. Гранитоиды центральной части рудного поля

6	600	17,0	2,941	4,471	-1,53		
7	600	17,0	2,792	4,573	-1,78		
8	560	18,0	2,700	4,525	-1,82		
9	620	16,5	2,638	4,628	-1,99		
10	550	18,5	2,476	4,612	-2,14		

## 3. Гидротермально измененные породы

32	600	19,0	1,580	4,272	-2,69		
14	540	18,5	2,358	4,512	-2,15		
15	500	20,5	2,058	4,484	-2,43		
11	540	19,0	1,948	4,600	-2,65		
13	540	19,0	2,337	4,603	-2,27		

## РУДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

## 1. Гранодиорит-порфиры периферии рудного поля и поздней фазы комплекса

18	860	13,0	3,095	3,874	-0,78	1,5	2,5
27	850	13,0	3,052	4,172	-1,12	1,3	2,5
28	820	13,5	2,980	3,818	-0,84	1,1	3,0

## 2. Гранодиорит-порфиры центральной части рудного поля

## Гранодиорит-порфиры I фазы

19	650	16,0	2,708	4,107	-1,40		
25	650	16,0	2,664	4,075	-1,41		

## Гранодиорит-порфиры II фазы

16	700	15,5	2,750	4,138	-1,40		
20/1	710	15,0	2,992	3,894	-0,90		
21	700	15,0	2,796	4,276	-1,48		
22	710	15,0	2,992	4,032	-1,04		
23	640	16,5	2,820	4,003	-1,18		
24	750	15,5	2,876	4,022	-1,15		
26	750	14,5	2,836	4,138	-1,30		

## Гранодиорит-порфиры III фазы

17	630	17,5	2,260	4,117	-1,86		
----	-----	------	-------	-------	-------	--	--

## ПОСТРУДНЫЕ ДАЙКИ

29	910	12,5	2,967	3,827	-0,86		
30	900	13,0	2,860	3,755	-0,79		
31	840	13,0	2,880	4,303	-1,42		

в отличие от существенно медных с повышенным содержанием хлора и от существенно молибденовых с высоким количеством фтора в этих минералах. Относительно повышенные содержания хлора фиксируются в неизмененных породах, развитых на периферии рудного поля. Для биотитов из этих пород селенгинского и рудоносного комплексов были зафиксированы близкие значения хлора: соответственно 0,18—0,21 и 0,16—0,22%. Содержание хлора в апатитах гранитоидов селенгинского комплекса 1,43—0,55%. Отмечается понижение концентрации хлора и фтора с увеличением содержания воды в апатитах поздней генерации относительно ранней, тесно ассоциирующей с биотитом (табл. 3, обр. 4 и 1).

По количеству хлора и фтора биотит и апатит гранодиорит-порфиров Южного участка (обр. 27) близки к минералам гранитоидов селенгинского комплекса. Характерно, что биотит из этих образований имеет низкое содержание фтора (0,34%), минимальное среди проанализированных образцов, при максимальном содержании хлора. Кристаллизация апатита в рассматриваемых гранодиорит-порфирах происходила позднее биотита в условиях понижающейся активности хлора и фтора и возрастающей роли воды. В целом распределение хлора и фтора в минералах свидетельствует о близости режима летучих при становлении гранитоидов селенгинского комплекса и гранодиорит-порфиров периферии рудного поля.

Кристаллизация поздних магматических образований, представленных на Южном участке лейкократовыми гранитами, происходила в условиях повышенной активности фтора. Так, в биотите (обр. 28) отмечается максимальное количество фтора (0,85%) среди проанализированных образцов гранитоидов периферии месторождения. Для него характерно также повышенное содержание хлора в отличие от биотита пород из зон с наложенным постмагматическим изменением. Кристаллизация апатита происходила в условиях возрастания активности фтора и снижения активности хлора.

Относительно повышенные количества хлора отмечаются в минералах гранитоидов заключительных этапов магматизма: III фазы рудоносного комплекса (обр. 18: биотит — 0,20, апатит — 0,73%) и пострудной дайки граносиенит-порфиров (обр. 29: биотит — 0,13, апатит — 1,43%). В отличие от селенгинского комплекса в них фиксируется более низкая доля фтора при повышении роли воды. В апатите гранодиорит-порфиров III фазы содержание хлора (0,73%) по сравнению с максимальными его значениями в апатитах селенгинского комплекса и пострудной дайки граносиенит-порфиров понижено. Представляется, что кристаллизация апатита с относительно более низкими концентрациями хлора и фтора могла происходить в условиях резкого изменения соотношения летучих в магме, возможно вызванного кипением расплава при становлении рудоносного комплекса.

Таким образом, кристаллизация гранитоидов селенгинского комплекса в условиях относительно закрытой системы сопровождалась повышением роли воды при снижении доли хлора и фтора. Такая же тенденция отмечается и для гранодиорит-порфиров перифе-

Содержание летучих компонентов в апатитах и параметры флюидного режима при кристаллизации

Номер образца	Мас. %			T, °C	$\log \frac{f_{H_2O}}{f_{HF}}$	$\log f_{HF}$	$\log \frac{f_{H_2O}}{f_{HCl}}$	$\log f_{HCl}$
	Cl	F	H <sub>2</sub> O					

## СЕЛЕНГИНСКИЙ КОМПЛЕКС

## 1. Гранитоиды периферии рудного поля

4	1,43	2,36	0,30	800	3,561	-0,50	2,968	0,09
4	0,60	2,51	0,44					
1	0,84	2,27	0,50	790	3,884	-0,89	3,434	-0,44
1	0,55	2,06	0,67					

## 2. Гранитоиды центральной части рудного поля

6	0,14	3,38	0,16					
6	0,14	3,53	0,09	600	4,560	-1,62	3,988	-1,05
8	0,13	3,39	0,16					
9	0,36	3,22	0,17	620	4,730	-2,09	3,836	-1,20
9	0,11	3,53	0,40	620				

## 3. Гидротермально измененные породы

32	0,06	3,34	0,20					
15	0,06	3,58	0,08					

## РУДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

### 1. Гранодиорит-порфиры периферии рудного поля и поздней фазы комплекса

18	0,73	1,23	1,03	860	3,870	-0,78	3,689	-0,60
27	0,31	2,71	0,44					
27	0,11	2,32	0,67					
28	0,26	3,38	0,13					
28	0,35	3,06	0,26	820	3,233	-0,25	3,559	-0,58

### 2. Гранодиорит-порфиры центральной части рудного поля

#### Гранодиорит-порфиры I фазы

19	0,11	2,86	0,42					
25	0,16	3,45	0,13	650	4,291	-1,63	4,080	-1,42

#### Гранодиорит-порфиры II фазы

20	0,20	3,43	0,13	710	3,785	-1,04	3,743	-0,75
23	0,19	2,70	0,47					
23	0,10	3,54	0,09	640	4,215	-1,23	4,261	-1,44
24	0,34	3,22	0,18	710	3,965	-1,08	3,676	-0,80
26	0,38	2,61	0,46	750	4,131	-1,30	3,985	-1,15
26	0,06	2,98	0,37					

#### ПОСТРУДНЫЕ ДАЙКИ

29	1,25	1,41	0,81	910	3,280	-0,31	3,133	-0,17
30	0,28	2,83	0,39					
31	0,23	2,03	0,64					

рии рудного поля, где проявлена слабая рудная минерализация. Для порфириров, сопровождающихся концентрированным рудоотложением, отмечается увеличение активности фтора при снижении роли хлора и воды в процессе их кристаллизации.

По большинству анализов минералов центральной части рудного поля устанавливаются пониженные количества хлора при высоких содержаниях фтора. Это вызвано перераспределением хлора с выносом его из пород при наложении поздних процессов, характеризующихся повышенной активностью фтора. Локально проявляются повышенные значения хлора и в минералах ранних этапов магматизма (для селенгинского комплекса: обр. 6 — биотит, обр. 9 — апатит; для рудоносного комплекса: обр. 24 и 26 — апатит), что может быть вызвано как сохранением реликтовых участков, не затронутых изменением (что более вероятно для апатита), так и воздействием обогащенных хлором флюидов при становлении поздних фаз рудоносного комплекса.

Для медно-молибденовых месторождений характерно совпадение ореолов максимальных содержаний фтора с площадью максимальной эндогенной активности и концентрированного рудоотложения [Сотников, Берзина, 1983], что может служить доказательством глубинного источника рудообразующих процессов [Gunow et al., 1980].

В табл. 2 и 3 приведены оценки  $f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}}$  и  $f_{\text{HF}}$ , а также  $f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}}$  и  $f_{\text{HCl}}$  по апатиту. Последние параметры для биотита, полученные с использованием экспериментальных работ [Munoz, Swenson, 1981], оказались нереальными. Отмечается удовлетворительная сходимость приведенных оценок по биотиту и апатиту для постмагматических флюидов, очевидно, соответствующих процессам, приближенным к равновесным. В основном же отклонения в рассматриваемых значениях, особенно для магматических образований, вызваны тем, что при расчетах параметров из-за отсутствия флюидных включений в апатитах использовались оценки температур по ассоциирующему с ним биотиту, кристаллизация которого происходила несколько раньше.

Приведенные оценки летучестей довольно условны. Все же они позволяют выявить некоторые общие особенности эволюции флюидов. Фиксируется высокая активность хлора в магматических флюидах, связанных со становлением гранитоидов селенгинского комплекса. Летучесть HCl в них в 3—4 раза превышает летучесть HF. Величина  $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$  для магматических флюидов рудоносного комплекса значительно ниже (1,3 для III фазы). При кристаллизации лейкократовых гранитов в момент образования апатита летучесть HF превышала HCl. Пониженные значения  $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$ , по некоторым анализам  $f_{\text{HF}} > f_{\text{HCl}}$ , характерны для флюидов постмагматического этапа рудоносного комплекса. Интересно, что по некоторым анализам апатитов из гранитоидов селенгинского комплекса в экзоконтактовой зоне штока гранодиорит-порфириров фиксируются отношения  $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$  до 8. Возможно, что такие высокие значения обусловлены взаимодействием минерала с ранними обогащенными хлором флюид-

дами, отделяющимися от расплава при становлении гранитоидов рудоносного комплекса.

Максимальная активность HF и HCl характерна для магматических флюидов. Она значительно уменьшается с падением температуры, что может быть вызвано изменением соотношения между ассоциированными кислотами и соответствующими солями с понижением температуры в области выше 500°C и увеличением степени диссоциации кислот и их солей в области ниже 500°C [Коржинский, 1983].

Известна важная роль галоидов в рудообразующем процессе. И. Д. Рябчиков [1985] показал, что в качестве важнейших агентов переноса флюидом рудных элементов в магматическом процессе и высокотемпературных гидротермальных условиях могут выступать только соединения хлора и фтора. Причем главным фактором, определяющим переход халькофильных элементов во флюид, является летучесть HCl [Рябчиков, 1975; Candela, Holland, 1984]. В условиях относительно закрытой системы, характерной для селенгинского комплекса, при высокой летучести HCl, очевидно, происходило рассеяние рудного вещества, которое при кристаллизации расплава распределялось среди темноцветных минералов и магнетита. Именно к этим минералам в случае проявления постмагматических растворов, обладающих экстрагирующей способностью, приурочены пирит и халькопирит. В этих условиях могла создаваться потенциально благоприятная обстановка (типа подготовительного этапа [Медно-молибденовая... формация..., 1977; Наумов Г. Б. и др., 1983]) для развития последующих рудообразующих процессов, сопровождающихся перераспределением рудных компонентов и их концентраций.

Экспериментальные работы [Candela, Holland, 1984] показали, что фтор не оказывает значительного влияния на разделение меди и молибдена, как и хлор на разделение молибдена между силикатным расплавом и флюидами [Эпельбаум, Салова, 1985]. Отсутствие четких корреляционных связей между хлором и молибденом, фтором и медью на магматическом этапе развития системы подтверждается геохимическими данными по медно-молибденовым месторождениям [Сотников, Берзина, 1983]. Однако трудно согласиться с выводами на основании экспериментальных исследований о том, что фтор не участвует в переносе молибдена, а часто наблюдаемая ассоциация фтор — молибден объясняется лишь общими геологическими условиями, благоприятными для их концентрации. Сложный процесс концентрирования рудных компонентов включает вынос их при кипении расплава, взаимодействии расплава и консолидированных пород с мигрирующим флюидом, многократном кипении гидротермальных растворов и т. д. При этом роль определенных летучих в многоэтапном и многостадийном рудообразующем процессе должна существенно изменяться.

## ВЫВОДЫ

1. С целью выявления режима летучих на двух глубинных уровнях развития рудно-магматической системы — промежуточного очага и области формирования порфиров рудоносного комплекса — на примере типичного месторождения медно-молибденовой формации Эрдэнэтуун-Обо рассмотрены особенности состава проходящих анионсодержащих минералов (биотита и апатита) из пород селенгинского и рудоносного комплексов.

2. Подъем магмы, вызванный региональными блоковыми подвижками, с уровня промежуточного очага в область рудоотложения сопровождался отделением флюида. В условиях высокой эндогенной активности формировались зоны повышенных давлений, в которых проявлялись взрывы, кипение и другие процессы, благоприятные для мобилизации рудного вещества и его транспортировки. При многофазном развитии рудоносного комплекса создавались необходимые предпосылки для концентрирования рудного вещества и формирования крупнообъемного месторождения.

3. Концентрация воды при кристаллизации биотита в магме промежуточного очага и на уровне формирования порфиров рудоносного комплекса составляла соответственно 3,5—4,0 и 2,5%. По ряду признаков инициальная магма, генерирующая породы рудоносного комплекса, характеризуется относительно пониженным окислительным потенциалом. Однако на уровне формирования рудоносного комплекса отмечается повышение относительной окисленности, связанное с селективной потерей летучих при отделении флюидов от расплава и влиянием вадозных вод.

4. Ранние флюиды рудно-магматической системы характеризуются высокой летучестью хлора. В магматическом флюиде промежуточного очага летучесть HCl в 4 раза превышает летучесть HF. Флюиды последующих фаз магматизма характеризуются пониженными значениями летучестей HCl и HF (локально фиксируется и обратная тенденция). Такое изменение соотношения компонентов может быть вызвано выносом их в условиях относительно открытой системы формирования рудоносного порфирового комплекса еще до кристаллизации биотита и апатита или эманационной дифференциацией на уровне первичного (нижнего) магматического очага. Последнее подтверждается повышенной кислотностью (содержанием кремнезема) и щелочностью пород рудоносного комплекса относительно селенгинского. Эволюция состава флюидов во времени совпадает с латеральной зональностью ореолов летучих компонентов.

5. Приведенные оценки параметров режима летучих во многом условны из-за ряда допущений, неизбежных при анализе природного материала на основе экспериментальных данных. К тому же сведения по последним весьма ограничены. Совершенно очевидно необходимость получения оценок параметров, в том числе и режима летучих, при разработке генетических моделей рудообразующих процессов. Явное несоответствие объема геологического мате-

риала и необходимых экспериментальных данных (а зачастую и отсутствие последних) в значительной степени тормозит дальнейшее совершенствование модельных построений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Берзина А. П., Курода И., Сотников В. И., Илларионова Е. Н. Источники флюидов медно-молибденовых проявлений МНР (по данным изучения изотопного состава водорода) // Геология и геофизика.— 1986.— № 3.— С. 71—81.
- Бэрнэм К. У. Магмы и гидротермальные флюиды // Геохимия гидротермальных рудных месторождений.— М.: Мир, 1982.— С. 71—147.
- Булах А. Г., Булах К. Г. Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978.
- Бущляков И. Н., Холоднов В. В. Распределение фтора и хлора между апатитом и биотитом как показатель флюидного режима и генезиса гранитоидов // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 266, № 5.— С. 1260—1263.
- Жариков В. А. Проблемы кислотности рудообразующих флюидов // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 1.— С. 9—29.
- Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Летучие компоненты в магматических процессах // Геохимия.— 1978.— № 9.— С. 1293—1321.
- Коржинский М. А. Апатитовый твердый раствор как индикатор летучести  $\text{HCl}^\circ$  и  $\text{HF}^\circ$  в гидротермальном флюиде // Геохимия.— 1981.— № 5.— С. 689—706.
- Коржинский М. А. Режим  $\text{HCl}^\circ$  и  $\text{HF}^\circ$  в гидротермальном флюиде при различных эндогенных процессах // Экспериментальные исследования эндогенного рудообразования.— М.: Наука, 1983.— С. 103—112.
- Литвиновский Б. А., Летников Ф. А. Единая направленность эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм // Вопросы генетической петрологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 111—132.
- Медно-молибденовая рудная формация Сибири/Сотников В. И., Берзина А. П., Никитина Е. И. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 424 с.
- Меднорудные формации МНР/Сотников В. И., Берзина А. П., Жамсран М. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 217 с.
- Науом В. Б., Коваленко В. И. Летучие компоненты магматических и метаморфических процессов по данным изучения включений в минералах // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 284, № 6.— С. 1461—1463.
- Науом Г. Б., Ермолаев Н. П., Моторина З. М. и др. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эпигенетического рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 34—41.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм.— М.: Наука, 1975.— 229 с.
- Рябчиков И. Д. Мобилизация рудных металлов в кислых магматических системах // Эндогенное рудообразование.— М.: Наука, 1985.— С. 95—100.
- Сотников В. И., Берзина А. П. Ореолы хлора и фтора в рудных полях медно-молибденовых месторождений и их поисковое значение // Геохимические поиски по первичным ореолам: Материалы Второго междунар. симпозиума «Методы прикладной геохимии».— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 97—101.
- Сотников В. И., Берзина А. П., Шугурова Н. А., Моторина И. В. Физико-химические параметры процесса формирования месторождений медно-молибденовой рудной формации // Основные параметры эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 1.— С. 209—219.
- Сотников В. И., Поливеев А. Г., Берзина А. Н. Физико-химические условия формирования гранитоидов рудоносного комплекса на Жирекенском медно-молибденовом месторождении // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 283, № 6.— С. 1463—1465.

- Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Антонов А. Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1981.— С. 73—83.
- Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Пивоварова Л. Ю., Бойко С. М. Флюидный режим формирования гранитоидов разных геохимических типов // Геохимия.— 1984.— № 9.— С. 1318—1326.
- Флюидный режим земной коры/Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И., Шкандрий Б. О.— М.: Наука, 1977.— 216 с.
- Чупин В. П., Матреницкий А. Т. Температурные условия формирования гранитоидов Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия) и их связь с оруденением // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 250, № 3.— С. 686—689.
- Эшельбаум М. Б., Салова Т. П. Распределение Мо и W между гранитным расплавом и флюидом // Очерки физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1985.— Вып. 13.— С. 137—152.
- Burhnam C. W. Energy release in subvolcanic environments: implications for breccia formation // *Econ. Geol.*— 1985.— Vol. 6.— P. 1515—1522.
- Bruin H., Westhuizen W. A., Schoch A. E. The estimation of FeO, F and H<sub>2</sub>O+ by regression in microprobe analyses of natural biotite // *J. Trace and Microprobe Techniques.*— 1983.— Vol. 1, N 4.— P. 399—413.
- Candela P. A., Holland H. D. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*— 1984.— Vol. 48, N 2.— P. 373—380.
- Chivas A. R. Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization. Part I. Mafic silicates from the Koloula igneous complex // *Contrib. Mineral. and Petrol.*— 1981.— Vol. 4.— P. 389—403.
- Czamanske G. K., Wones D. R. Oxidation during magmatic differentiation, Finmarka complex, Oslo area, Norway. Part II, the mafic silicates // *J. Petrology.*— 1973.— Vol. 14.— P. 349—380.
- Gunow A. J., Ludington S., Munoz J. L. Fluorine in micas from the Henderson molubdenite deposit, Colorado // *Econ. Geol.*— 1980.— Vol. 8.— P. 1127—1137.
- Hendry D. A. F., Chivas A. R., Long J. V. P., Reed S. J. B. Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusions from some North American porphyry copper deposits // *Contrib. Mineral. and Petrol.*— 1985.— Vol. 4.— P. 317—329.
- Hendry D. A. F., Chivas A. R., Reed S. J. B., Long J. V. P. Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization. Part II. Ion-probe analyses of Cu contents of mafic minerals, Koloula igneous complex // *Contrib. Mineral. and Petrol.*— 1981.— Vol. 4.— P. 404—412.
- Jacobs D. C., Parry W. T. Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico // *Econ. Geol.*— 1979.— Vol. 4.— P. 860—887.
- Mason D. R. Compositional variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of Western Highlands, Papua New Guinea // *Econ. Geol.*— 1978.— Vol. 5.— P. 878—890.
- Munoz J. L., Ludington S. D. Fluoride-hydroxyl exchange in biotite // *Amer. J. Sci.*— 1974.— Vol. 4.— P. 396—413.
- Munoz J. L., Swenson A. Chloride-hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/HF activities in hydrothermal fluids // *Econ. Geol.*— 1981.— Vol. 8.— P. 2212—2224.
- Wones D. R. Stability of biotite: a replay // *Amer. Mineralogist.*— 1972.— N 1—2.— P. 316—317.
- Wones D. R. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas // *Mining Geology.*— 1981.— N 4.— P. 191—212.
- Wones D. R., Eugster H. P. Stability of biotite: experiment, theory and application // *Amer. Mineralogist.*— 1965.— N 9.— P. 1228—1272.
- Wolff J. A., Storey M. The volatile component of some pumice-forming alkaline magmas from the Azores and Canary islands // *Contrib. Mineral. and Petrol.*— 1983.— Vol. 1.— P. 66—74.
- Yardley B. W. D. Apatite composition and the fugacities of HF and HCl in metamorphic fluids // *Mineralogical Magazine.*— 1985.— N 1.— P. 77—79.

## КОНЦЕНТРАЦИОННЫЕ ФРОНТЫ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ НА ТЕМПЕРАТУРНОМ ГЕОХИМИЧЕСКОМ БАРЬЕРЕ \*

При эволюции гидротермальных рудообразующих систем, какие бы факторы ни сказывались на гетерогенных превращениях в твердой и жидкой фазах, формирование околорудных пород и руд протекает при изменении температуры в локальных точках системы. Следовательно, этот фактор отложения веществ из гидротермальных растворов относится к категории «универсальных». По этой причине температурный геохимический барьер всегда привлекал пристальное внимание исследователей. Динамика отложения минералов из гидротермального раствора обсуждалась главным образом на основе опытных данных по синтезу ряда соединений в автоклавах по методу температурного перепада. Количественно этот процесс только начинает изучаться [Голубев, Шарапов, 1974; Шарапов, Милова, 1979]. Однако выполненные расчеты относились к моделям «полу-бесконечных сред», и, естественно, их результаты имеют ограниченное применение. Поэтому мы предприняли попытку обсудить данный вопрос на основе иной постановки задачи. На рис. 1 показана схема развития явления, для которого проведены численные расчеты.

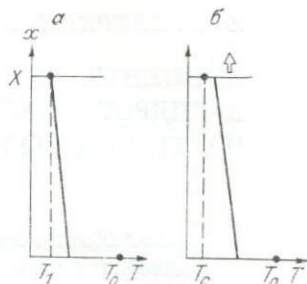
Несложно видеть, что нами будут рассматриваться термодинамические условия эволюции приповерхностных («вулканогенных» и т. п.) гидротермальных систем. Постановка задачи для такого рода систем уже описывалась [Шарапов, Милова, 1979], поэтому мы лишь в дополнение к рис. 1 укажем использованную нами систему уравнений конвективного тепло- и массопереноса, которая использована в численных расчетах:

$$(a + b) \frac{\partial T}{\partial t} + au \frac{\partial T}{\partial x} = \lambda_{эф} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}, \quad (1)$$

где  $a = \kappa c_{\phi} \rho_{\phi}$ ,  $b = (1 - \kappa) c_{п} \rho_{п}$ ,  $\lambda_{эф} = \kappa \lambda_{\phi} + (1 - \kappa) \lambda_{п}$  ( $\lambda_{эф}$  — эффективная теплопроводность). Величины концентрации  $C$ ,  $q$  раст-

\* Обозначения, принятые в статье:  $x$  — декартова пространственная координата;  $t$  — время;  $T$  — температура;  $\kappa$  — пористость;  $\kappa_0$  — начальная пористость;  $c_{\phi}$  — теплоемкость раствора;  $\rho_{\phi}$  — плотность раствора;  $c_{п}$  — теплоемкость пород;  $\rho_{п}$  — плотность пород;  $\lambda_{\phi}$  — теплопроводность раствора;  $\lambda_{п}$  — теплопроводность пород;  $C$  — концентрация компонента в растворе;  $q$  — концентрация компонента в твердой фазе;  $u$  — скорость фильтрации;  $D$  — коэффициент конвективной диффузии;  $D_M$  — коэффициент молекулярной диффузии;  $k$  — константа скорости реакции;  $C_n$  — растворимость компонента;  $\alpha$  — коэффициент теплообмена на границе;  $\beta$  — коэффициент массообмена на границе;  $T_c$  — температура внешней среды;  $C_c$  — концентрация компонента в растворе во внешней среде;  $X$  — линейный размер гидротермальной системы;  $N_2$  — число узлов сетки по пространству;  $\lambda$  — коэффициент гидродинамической дисперсии.

Рис. 1. Начальное распределение температур (жирная линия) с глубиной и граничные условия в рассматриваемой модели гидротермальной системы: *a* — первого рода  $T(X, t) = T_0$  (на поверхности Земли), *b* — третьего рода  $-\lambda_{эф} \times \frac{\partial T}{\partial x} \Big|_{x=X} = \alpha(T - T_c)$ ; стрелкой обозначен поток Ньютона на границе. На границе  $x = 0$  (источник) граничное условие первого рода  $T(0, t) = T_0$ .



воренного и отложенного вещества находим из уравнения материального баланса растворенного вещества

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (2)$$

и уравнения кинетики кристаллизации как реакции первого порядка

$$\frac{\partial q}{\partial t} = k(C - C_n), \quad (3)$$

где растворимость компонента  $C_n$  является функцией температуры, которая строится исходя из экспериментальных данных, при этом уравнение для растворимости имеет вид

$$C_n(T) = f(T), \quad (4)$$

аналогично

$$k = k(T) = \varphi(T), \quad (5)$$

либо мы принимаем в данном интервале температур  $k = \text{const}$  при отсутствии экспериментально установленных зависимостей констант скоростей реакции от температуры. К системе уравнений (1)–(5) необходимо присоединить краевые условия, выбор которых обусловлен решаемой задачей. Подробнее об этом будет сказано ниже.

Необходимо отметить, что получение аналитического решения системы уравнений (1)–(5) связано с вполне определенными трудностями даже для граничных условий первого рода. Поэтому будем искать численное решение задачи, при этом необходимо знать численные значения констант системы уравнений (1)–(5), которые для конкретных гидротермальных систем и веществ должны быть оценены с достаточной степенью точности или получены экспериментально.

**Массообмен на подвижном температурном геохимическом барьере для веществ с положительной растворимостью.** Будем считать веществами с положительной растворимостью те вещества, функции которых  $C_n(T)$  имеют положительный наклон в координатах растворимость — температура; веществами с отрицательной растворимостью — с отрицательным наклоном функции  $C_n(T)$ . Для описания процесса отложения и растворения минералов гидротермальными растворами нами выбрано наиболее обычное для околорудных по-

род вещество  $\text{SiO}_2$ . Рассмотрим процесс отложения кварца из начально ненасыщенного раствора согласно реакции



$E_a = 11,9$  ккал/моль; в интервале температур  $0-300^\circ\text{C}$ ; зависимость констант скорости реакции от температуры заимствована из работы [Remstidt, Barnes, 1980], а зависимость функции растворимости от температуры — из работы [Kennedy, 1944].

Остановимся на вычислительной схеме, использованной в расчетах. Для получения решения системы уравнений (1)–(5) воспользуемся аппаратом разностных схем [Самарский, 1983]. Введем прямоугольную сетку с равномерными шагами по пространственной и временной координатам  $t^n = n\tau$ ,  $n = 1, 2, \dots, N_1$ ,  $x_m = mh$ ,  $m = 1, 2, \dots, N_2$ . В дальнейшем будем использовать следующую разностную схему для уравнения конвективной теплопроводности

$$(a + b) \frac{T_m^{n+1} - T_m^n}{\tau} + au \frac{T_m^{n+1} - T_{m-1}^{n+1}}{h} = \lambda_{\text{эф}} \frac{T_{m+1}^{n+1} - 2T_m^{n+1} + T_{m-1}^{n+1}}{h^2}, \quad (6)$$

уравнения массообмена

$$\frac{C_m^{n+1} - C_m^n}{\tau} + \frac{q_m^{n+1} - q_m^n}{\tau} + u \frac{C_m^{n+1} - C_{m-1}^{n+1}}{h} = D \frac{C_{m+1}^{n+1} - 2C_m^{n+1} + C_{m-1}^{n+1}}{h^2}, \quad (7)$$

$$\frac{q_m^{n+1} - q_m^n}{\tau} = k_m^{n+1} (C_m^{n+1} - C_{\text{нм}}^{n+1}). \quad (8)$$

Нами выбрана неявная разностная схема с первым порядком аппроксимации по пространственной и первым порядком по временной координатам  $O(\tau) + O(h)$ . Неявный вид позволяет избежать ограничений, накладываемых на шаги сетки  $\tau$  и  $h$ , что особенно важно при численном решении задач, где требуется рассчитывать продолжительные по времени процессы (десяtkи, сотни и тысячи лет). К системе разностных уравнений (6)–(8) необходимо присоединить граничные и начальные условия. Начальные условия, соответствующие рис. 1:

$$T(0, x) = T_1; C(0, x) = 0; q(0, x) = 0, \quad (9)$$

порождают сеточные начальные условия

$$T_m^1 = T_1; C_m^1 = 0; q_m^1 = 0. \quad (10)$$

На границе  $x = 0$  зададим граничные условия первого рода

$$T(t, 0) = T_0; C(t, 0) = C_0. \quad (11)$$

На границе  $x = X$  в общем случае зададим граничные условия третьего рода, соответствующие тепло- и массообмену по закону

Ньютона:

$$\begin{aligned} -\lambda_{\text{эф}} \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right) \Big|_{x=X} &= \alpha (T - T_c); \\ -D \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right) \Big|_{x=X} &= \beta C, \end{aligned} \quad (12)$$

где  $C_c = 0$ .

Задание такого граничного условия на поверхности Земли в геологической литературе использовано нами впервые, хотя по физическому смыслу оно наиболее близко условиям разгрузки гидротермальных систем или на поверхности Земли, или для придонных слоев мелководных морских либо пресных водоемов. Очевидно, что из граничного условия третьего рода можно получить граничное условие первого рода в случае, когда  $\frac{\alpha}{\lambda_{\text{эф}}} \rightarrow \infty$  (коэффициент теплообмена имеет большое значение или коэффициент теплопроводности очень мал) и  $\frac{\beta}{D} \rightarrow \infty$  (велик коэффициент массообмена или очень мал коэффициент диффузии):

$$\begin{aligned} T(t, X) &= T_c; \\ C(t, X) &= 0. \end{aligned} \quad (13)$$

Данное условие задавалось и ранее в расчетах. Граничные условия (11)—(13) интерпретируем в расчетной схеме так:

$$T_1^{n+1} = T_0; \quad C_1^{n+1} = C_0; \quad (14)$$

$$\begin{aligned} -\lambda_{\text{эф}} \frac{T_{N_2}^{n+1} - T_{N_2-1}^{n+1}}{h} &= \alpha (T_{N_2}^{n+1} - T_c); \\ -D \frac{C_{N_2}^{n+1} - C_{N_2-1}^{n+1}}{h} &= \beta C_{N_2}^{n+1} \end{aligned} \quad (15)$$

или

$$T_{N_2}^{n+1} = T_c; \quad C_{N_2}^{n+1} = 0. \quad (16)$$

Невязка начальных условий (9) равна нулю. Невязки граничных условий (12) являются величинами первого порядка относительно  $h$ . Таким образом, ошибка аппроксимации для (6)—(8), (10), (14)—(15) есть  $O(\tau) + O(h)$ . Реализация предложенной разностной схемы осуществляется с помощью метода трехточечной прогонки [Самарский, 1983; Пасконов и др., 1984].

В проведенных расчетах мы изучали влияние на масштабы отложения из раствора ряда наиболее существенных для этого процесса факторов: 1) скорости фильтрации (как основного гидродинамического параметра); 2) диффузии, 3) граничного условия на дневной поверхности, 4) геотермического градиента на поля температур и концентраций.

Рассмотрим основные особенности концентрационных фронтов кварца, формирующихся по мере температурной эволюции гидротермальной системы (рис. 2). При больших скоростях фильтрации  $10^{-4}$ — $10^{-6}$  см/с имеют место: а) наиболее мощные по пространствен-

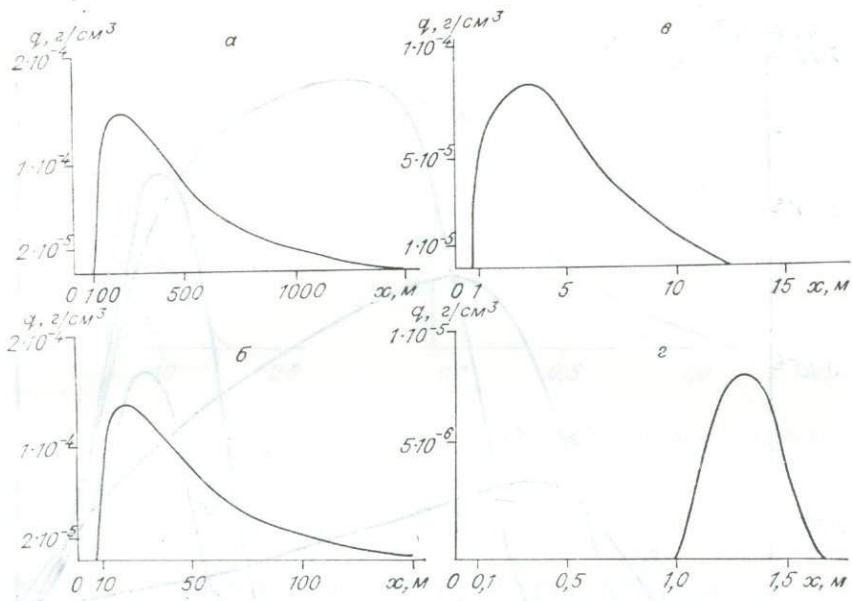


Рис. 2. Динамика концентрирования кварца на подвижном температурном барьере для скоростей фильтрации  $10^{-6}$  м/с (а),  $10^{-7}$  м/с (б);  $10^{-8}$  м/с (в),  $10^{-9}$  м/с (г) при следующих параметрах:  $T_0 = 250^\circ\text{C}$ ,  $T_c = 25^\circ\text{C}$ ,  $t = 2 \cdot 10^9$  с, начальный геотермический градиент  $30^\circ\text{C}$  на 1 км,  $C_0 = 4 \cdot 10^{-4}$  г/см<sup>3</sup>,  $\chi = 0,01$ ,  $c_{II} = 800$  Дж/(кг·град),  $c_{\Phi} = 4200$  Дж/(кг·град),  $\rho_{II} = 2700$  кг/м<sup>3</sup>,  $\rho_{\Phi} = 940$  кг/м<sup>3</sup>,  $D = 10^{-8}$  м<sup>2</sup>/с.

ной координате зоны отложения компонента, б) имеющие конусообразную форму с резкой нижней выклинкой по величине концентрации компонента в твердой фазе (если считать рассматриваемую гидротермальную систему ориентированной по вертикальной оси X). Уменьшение скорости фильтрации ( $10^{-7}$ – $10^{-8}$  см/с) приводит к уменьшению мощности отложений (продолжительность процесса по времени во всех случаях постоянна), уменьшению более чем на порядок величины максимума концентрации компонента в твердой фазе. Форма концентрационного профиля становится симметричной относительно максимума концентрации.

Математическая модель разгрузки гидротермальной системы при ее выходе на дневную поверхность реализуется системой уравнений (6)–(8), (10), (14)–(15), где нами исследован характер отложения в зависимости от условий тепло- и массообмена (при постоянстве всех прочих параметров гидротермальной системы).

Установлено, что среднестатистическому тепловому потоку в земных недрах на поверхности соответствуют величины коэффициента теплообмена порядка  $5 \cdot 10^{-7}$ – $5 \cdot 10^{-5}$  кал/(град·см<sup>2</sup>·с) [Лялько, Митник, 1978]. При расчетах выяснено, что большим значениям тепловых потоков  $\alpha \sim 10^{-3}$ – $10^{-5}$  и малым значениям коэффициента

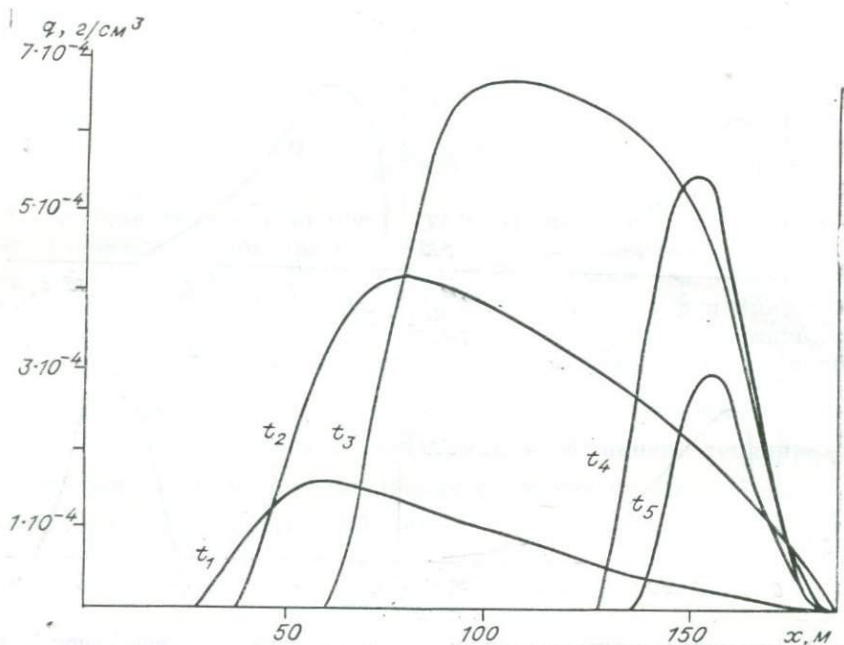


Рис. 3. Временная и пространственная эволюция процесса концентрирования кварца на подвижном температурном барьере при временах:  $t_1 = 2,5 \cdot 10^9$  с,  $t_2 = 5 \cdot 10^9$  с,  $t_3 = 7,5 \cdot 10^9$  с,  $t_4 = 2 \cdot 10^{10}$  с,  $t_5 = 2,5 \cdot 10^{10}$  с. Параметры системы аналогичны рис. 2.

массообмена  $\beta \sim 10^{-6} - 10^{-5}$  соответствует в начальной стадии процесса асимметричная форма концентрационного профиля с резкой тыловой зоной. При дальнейшей эволюции системы концентрационный профиль становится симметричным, а концентрация компонента в твердой фазе возрастает. Увеличение коэффициента  $\beta$  ( $10^{-3} - 10^{-2}$  см/с) при средних значениях  $\alpha \sim 10^{-6}$  кал/(град·см<sup>2</sup>·с) (что соответствует реальной разгрузке на дневной поверхности гидротермальных систем) приводит к тому, что происходит (при схожести начальной стадии с предыдущим случаем) исчезновение всей зоны отложения компонента на дневной поверхности (рис. 3).

Если в качестве начального условия для уравнения (1) взять распределение температур, соответствующее геотермическому градиенту, например, равному 30 град/км (среднее значение первых километров глубины) [Любимова, 1968], то выясняется, что это практически не оказывает влияния на температурное поле во всем диапазоне изменения  $\alpha \sim 10^{-3} - 10^{-7}$ . По-видимому, только в случае низкотемпературных гидротермальных систем можно ожидать влияния геотермического градиента на температурное поле, а следовательно, и на вид концентрационных кривых в твердой фазе.

**Массообмен для веществ с отрицательной растворимостью.** Весьма обычным минералом околорудных пород в приповерхностных

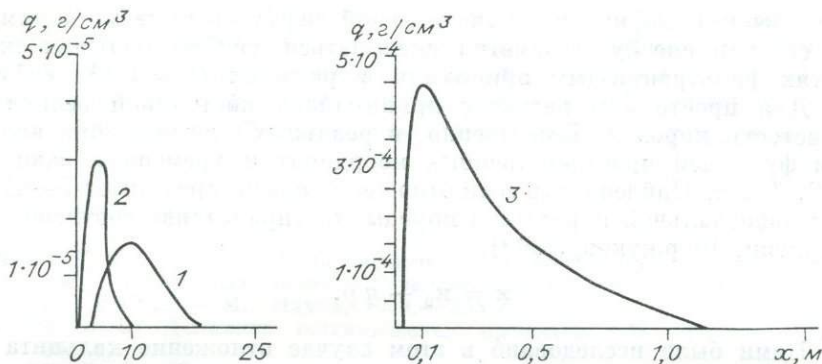


Рис. 4. Динамика концентрирования кальцита на подвижном температурном барьере для скоростей фильтрации: 1 —  $10^{-7}$  м/с, 2 —  $10^{-8}$  м/с, 3 —  $10^{-9}$  м/с. Параметры процесса:  $T_0 = 200^\circ\text{C}$ ,  $T_c = 25^\circ\text{C}$ ,  $t = 2 \cdot 10^9$  с,  $C_0 = 9 \cdot 10^{-4}$  г/см<sup>3</sup>, остальные аналогичны рис. 2.

системах является кальцит. Этот минерал интересен еще и тем, что в отличие от кварца имеет «отрицательную» кривую растворимости.

Рассмотрим процесс концентрирования кальцита на подвижном температурном барьере, что обычно для многих формационных типов рудных месторождений. Зависимость функции растворимости от температуры заимствована из работы [Sharp, Kennedy, 1965], зависимость константы скорости реакции от температуры имеется в работе [Sjöberg, 1976].

В случае отложения кальцита в противоположность веществам с положительной растворимостью отложение при падении температуры в растворе возможно только из начально насыщенного или пересыщенного флюида. Природа насыщения раствора в источнике  $\text{CaCO}_3$  здесь не обсуждается.

Результаты расчетов, приведенные на рис. 4, свидетельствуют о том, что получается картина отложения, противоположная примеру с кварцем. Соотношение процессов фильтрации и диффузии было исследовано во всем интервале скоростей фильтрации. Влияние процесса диффузии при больших скоростях фильтрации ( $10^{-5}$ — $10^{-6}$  см/с) несущественно, тогда как при понижении скорости процесс переходит в область конвективной диффузии, а при скоростях фильтрации порядка  $10^{-8}$  см/с — в область молекулярной диффузии. При этом характер отложения определяется чисто диффузионным массопереносом (неучет конвективного члена уравнения (7) не отразился на форме и величине максимума концентрационного профиля). В связи со сказанным напомним, что коэффициент конвективной диффузии линейно зависит от компоненты скорости фильтрации вдоль оси фильтрации [Шейдеггер, 1960]:

$$D = D_m + \lambda u. \quad (17)$$

Увеличение коэффициента конвективной диффузии приведет к тому, что его влияние будет заметно сказываться уже на больших скоростях фильтрации (мы принимали в расчетах  $D \sim 10^{-4}$  см<sup>2</sup>/с).

Для простоты в расчетах принималась постоянная величина пористости пород  $\kappa$ . Естественно, в реальных системах она является функцией пространственных координат и времени и зависит от  $P$ ,  $T$  и  $q$ . Найдено, что если отношение  $q/\rho$  не превышает 5—10% от первоначальной пористости породы, то справедливо соотношение [Веригин, Шержуков, 1969]:

$$\kappa = \kappa_0 - q/\rho. \quad (18)$$

Нами было исследовано в этом случае отложение кальцита в широком диапазоне скоростей. При этом в уравнениях (1), (2) появляются члены, учитывающие зависимость функции пористости во времени и пространстве. Показано расчетами, что в области диффузионного массопереноса (кондуктивного теплопереноса) изменение пористости (и концентрации компонента в твердой фазе) вследствие отложения практически неощутимо. Для скоростей фильтрации порядка  $10^{-6}$  см/с (область конвективной диффузии и теплопроводности) происходит уменьшение абсолютных значений теплового поля (первые градусы) и уменьшение значений концентрационного профиля при отложении кальцита в сравнении со случаем постоянной пористости (максимум концентрации  $q$  уменьшается на 0,5—2%). Можно констатировать тот факт, что в условиях глубин порядка первых километров при фильтрации слабонасыщенных растворов изменение пористости согласно (18) практически не отражается на форме и величинах концентрационных профилей.

## ВЫВОДЫ

Полученные выше результаты позволяют показать вид концентрационного профиля компонентов в твердой фазе в зависимости от основных факторов отложения и растворения минералов в гидротермальных растворах при изменении температуры в процессе тепловой эволюции приповерхностной термальной системы. Очевидно, что при фильтрации из источника первоначально ненасыщенных растворов могут реализоваться весьма сложные ситуации в зависимости от того, на каком этапе эволюции системы прекратит существование источник гидротерм. В целом же вид концентрационного профиля компонента с «положительной» кривой растворимости определяется скоростью фильтрации и условиями разгрузки системы на поверхности Земли. Из полученных результатов следует, что в случае слабой теплоотдачи с поверхности разгрузки гидротермальной системы и продолжительного времени существования источника в породах вообще может отсутствовать данный компонент в аномальных концентрациях, так как он будет выщелочен высокотемпературным недосыщенным раствором.

Характерно, что вещества с «отрицательной» растворимостью в отношении морфологии концентрационного профиля минерала в породе полностью обращены в сравнении со случаем «положительной» кривой растворимости. Этот сложный случай конвергентности необходимо учитывать при генетическом анализе рудных месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Веригин Н. Н., Шержуков Б. С. Диффузия и массообмен при фильтрации жидкостей в пористых средах // Развитие исследований по теории фильтрации в СССР.— М.: Наука, 1969.— 545 с.
- Голубев В. С. Динамика геохимических процессов.— М.: Недра, 1981.— 207 с.
- Голубев В. С., Шарапов В. Н. Динамика эндогенного рудообразования.— М.: Недра, 1974.— 279 с.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны.— М.: Наука, 1968.— 258 с.
- Лялько В. И., Митник М. М. Исследование процессов переноса тепла и вещества в земной коре.— Киев: Наук. думка, 1978.— 150 с.
- Пасконов В. М., Полежаев В. И., Чудов Л. А. Численное моделирование процессов тепло- и массообмена.— М.: Наука, 1984.— 284 с.
- Самарский А. А. Теория разностных схем.— М.: Наука, 1983.— 614 с.
- Шарапов В. Н., Милова Л. В. Третий симпозиум по кинетике и динамике геохимических процессов // Геология и геофизика.— 1979.— № 7.— С. 149—153.
- Шейдеггер А. Физика течения жидкостей через пористые среды.— М.: Гостоптехиздат, 1960.— 249 с.
- Kennedy G. C. The hydrothermal solubility of silica // Econ. Geol.— 1944.— Vol. 39.— P. 25—36.
- Remstidt J. D., Barnes H. L. The kinetics of silica-water reactions // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1980.— Vol. 44.— P. 1683—1699.
- Sharp W. E., Kennedy G. C. The system  $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$  in the twophase region calcite-aqueous solution // J. Geol.— 1965.— N 73.— P. 391—403.
- Sjöberg E. L. A fundamental equation for calcite dissolution kinetics // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1976.— Vol. 40.— P. 441—447.

*В. Ю. ЧЕВЫЧЕЛОВ*

### ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНОГО (СВИНЕЦ- И ЦИНКСОДЕРЖАЩЕГО) МАГМАТОГЕННОГО ФЛЮИДА

Проблема эндогенного рудообразования сводится в конечном счете к нахождению эффективных механизмов концентрации рудного вещества в ходе развития магматизма [Маракушев и др., 1983]. По существующим представлениям можно выделить три возможных механизма выноса рудного вещества из магматического расплава или кристаллической породы.

1. Основан на допущении, что при кристаллизации магматического расплава рудные компоненты входят в состав породообразующих минералов и образуют собственные фазы, а уже затем в про-

цессе постмагматического метасоматоза выносятся флюидом из кристаллической породы.

2. На заключительных стадиях развития гранитоидного магматизма в ходе понижения температуры и кристаллизации алюмосиликатных минералов (с чем связано обогащение расплава солевыми компонентами) образуется особый флюидный расплав, который и концентрирует в себе рудные компоненты [Маракушев и др., 1983; Граменицкий, 1986].

3. В ходе кристаллизации или декомпрессии гранитоидных магм происходит выделение флюида, обогащенного рудными компонентами, или такой флюид образуется в результате взаимодействия глубинного флюида с магматическим расплавом. Подобный флюид может превосходить магматический расплав по содержанию рудных компонентов в 10 раз и более. Например, если от гранитного расплава с кларковыми содержаниями металлов в результате кристаллизации или декомпрессии отделяется такой флюид, составляющий только 3% массы расплава, то он концентрирует в себе около 1/3 первоначального запаса Pb и Zn из магматического расплава [Чевычелов, Эпельбаум, 1985].

С разной степенью достоверности генетические или парагенетические связи с гранитоидными интрузиями установлены для таких месторождений, как вольфрамовые, молибденовые, оловорудные, медно-порфировые и т. д. Причем для грейзеново-жильного типа вольфрам-молибденового оруденения разработана модель его формирования в связи с гранитоидным магматизмом [Рейф, 1985]. Однако к ним не относятся месторождения свинца и цинка, за исключением некоторых, не имеющих большого промышленного значения, высокотемпературных месторождений грейзеновой, отчасти скарновой и кварц-галенитовой формаций. В нашей работе предпринята попытка показать, что магматогенные флюиды, образовавшиеся в результате кристаллизации магматического расплава или взаимодействия с ним (третий рассмотренный механизм), выносили рудный материал, из которого в дальнейшем при благоприятных физико-химических, тектоноструктурных и других условиях могли формироваться многие гидротермальные месторождения Pb, Zn, Cu и вероятно Ag, в первую очередь жильные, но возможно и других типов.

Анализ наших и литературных экспериментальных данных по распределению Pb, Zn, Cu, Sn, Mo и W между гранитным расплавом и хлоридным флюидом, близким к 1н. концентрации (табл. 1), показал, что по величине коэффициентов разделения эти металлы можно объединить в две группы: группу полиметаллов (Pb, Zn, Cu и  $Mo^{4+}$ ) с величинами  $K_{разд} = 5-10$  и более и группу редких металлов (Sn,  $Mo^{6+}$  и W), имеющих  $K_{разд} = 0,03-0,15$ . Элементы, попавшие в первую группу, в результате флюидно-магматического взаимодействия распределяются существенно в пользу флюида, который при этом может выносить из расплава большие количества рудного вещества, концентрируя его в 5-10 раз по сравнению с расплавом. Что же касается элементов второй группы, то такой механизм образования рудоносного флюида для них маловероятен.

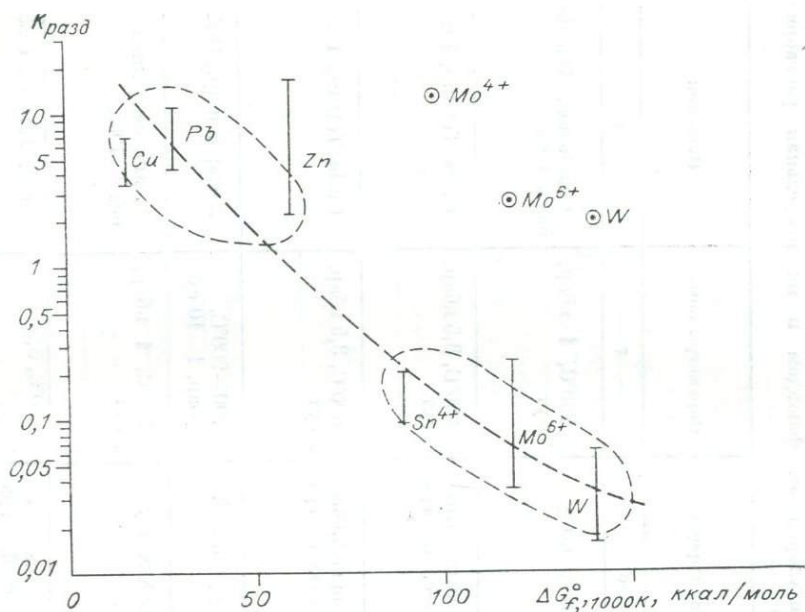


Рис. 1. Зависимость коэффициентов разделения рудных элементов от свободной энергии образования их окислов. Пояснения см. в тексте.

Объединение металлов в две группы наглядно демонстрирует рис. 1, на котором показана зависимость коэффициентов распределения элементов от свободной энергии образования их окислов. На полученную для рассмотренных элементов линию зависимости не ложатся лишь данные Д. Мэннинга и П. Хендерсона [Manning, Henderson, 1984] по W, а также результаты по  $Mo^{4+}$ . Величины максимальной растворимости окислов металлов в расплаве изменяются от 0,02—0,04% для Cu до 2,6% для W и 23,7% для  $Sn^{2+}$  (см. табл. 1). При этом они в большой степени зависят от окислительно-восстановительных условий среды (в случае металлов переменной валентности). Ниже рассмотрены условия образования магматогенного флюида, обогащенного элементами первой группы, главным образом свинцом и цинком, по которым получен представительный экспериментальный материал.

Важная роль хлоридных соединений в глубинных процессах, протекающих с участием воды, является общепризнанной. Повсеместное распространение в газовой-жидких включениях соединений хлора дает основание считать их основными солевыми компонентами природных гидротермальных систем. Полученные в последнее время данные по изучению микровключений в гранитах показывают, что высокотемпературный магматогенный флюид, сосуществующий с расплавом, содержит высокие концентрации хлоридов. Установлено, что от кислой магмы на ранних стадиях дифференциации могут отделяться флюиды, содержащие от 20—25 до 45—70 мас. % экв.

Распределение Pb, Zn, Cu, Sn, Mo и W между гранитным расплавом и хлоридным флюидом и их предельная растворимость в расплаве

Рудный компонент	$\rho_{H_2O}$	$K_{\text{разд}} = \frac{C_{\text{фл}}}{C_{\text{р}}}$	Максимальная растворимость в расплаве, мас. %	Флюид	Состав породы	Параметры опыта	Источник
1	2	3	4	5	6	7	8
Pb	1,5—2	>5,8	—	1 н. NaCl	Гранит Акчатау	750°C, 1 кбар, 7 сут	Чевычелов, Эпельбаум, 1985
	≤1	>10,8	—	1 н. NaCl + 0,1 н. HCl			
	1—1,5	4,3	—	1 м (HCl, NaCl)	«Глиноземистый» синтетический гранит	800°C, 3,5 кбар, 2 сут	Urabe Tetsuro, 1985
	1—1,5	9,2	—	2 м NaCl			
	7—8	0,016	—	1 м NaCl	«Слабощелочной» синтетический гранит	800°C, 3,5 кбар, 2 сут	Urabe Tetsuro, 1985
	6,6—7	0,13	—	2 м NaCl			
—	0,14—0,85	—	1 н. NaCl	Эльджуртинский гранит		700—900°C, 2 кбар, 1—10 сут	Хитаров и др., 1982
Zn	1,5—2	>2,2	—	1 н. NaCl	Гранит Акчатау	750°C, 1 кбар, 7 сут	Чевычелов, Эпельбаум, 1985
	≤1	>8,8	—	1 н. NaCl + 0,1 н. HCl			
	1—1,5	16	—	1 м (HCl, NaCl)	«Глиноземистый» синтетический гранит	800°C, 3,5 кбар, 2 сут	Urabe Tetsuro, 1985
	1—1,5	28	—	2 м NaCl			

		7—8	0,04	—	1 m NaCl	«Слабощелочной» синтетический гра- нит	800°C, 3,5 кбар, 2 сут	Urabe Tetsuro, 1985
		6,6—7	0,36	—	2 m NaCl			
		1,8—2,2	2,2	—	1 m (NaCl + + KCl + ...)	Синтетический гранит	835°C, 2 кбар, 7 сут	Holland, 1972
		—	0,4—0,5	—	1 н. NaCl	Эльджуртинский гранит	700—900°C, 2 кбар, 1—10 сут	Хитаров и др., 1982
		—	—	2,0	H <sub>2</sub> O	Гранит Акчатау	700°C, 1 кбар	А. С. Чехмир, М. Б. Эпельбаум (уст. сообщ.)
Cu		—	3,5—7,0	0,02—0,035	1 н. (NaCl + + KCl)	Упрощенный гра- нит (San + Alb + + Q)	750°C, 1,5 кбар, 2—11 сут	Рябчиков и др., 1980
		—	3,4—5,4	—	1 н. NaCl	Эльджуртинский гранит	700—900°C, 2 кбар, 1 сут	Хитаров и др., 1982
		—	3—9	—	1 m (NaCl + + KCl + ...)	Синтетический гранит	750°C, 1,4 кбар, 11—15 сут	Candela, Holland, 1984
Sn	Sn <sup>4+</sup>	—	0,2	0,12	1M (NaCl + + KCl)	Гранит	750°C, 1,5 кбар, 4—11 сут	Рябчиков и др., 1984
		—	0,05—0,13	0,4—1,6	0,5 н. (HCl, HF)	Искусственный гранит (Q + Alb)	850°C, 1 кбар, 1 сут	Соболев, 1982
	Sn <sup>2+</sup>	—	0,07—0,10	23,7	0,5 н. (HCl, HF)	Искусственный гранит (Q + Alb)	850°C, 1 кбар, 1 сут	Соболев, 1982
Mo	Mo <sup>6+</sup>	—	0,02—0,05	—	0,5 н. (NaCl, HCl)	Гранит Акчатау	750°C, 1 кбар, 1 сут	Эпельбаум, Сало- ва, 1985

1	2	3	4	5	6	7	8	
Mo	Mo <sup>6+</sup>	—	0,06—0,23	—	1 н. NaCl	Эльджуртинский гранит	700—900°C, 2 кбар, 1—10 сут	Хитаров и др., 1982
	—	—	1,5±0,1	Без флюида	Гранит	Гранит	1500—1600°C, 1 бар, 2,5 сут	Štemprok, Voldan, 1983
	—	2,5±1,6	—	1 м (NaCl + + KCl +...)	Синтетический гранит	Синтетический гранит	750°C, 1,4 кбар, 7—10 сут	Candela, Holland, 1984
Mo <sup>4+</sup>	—	12	0,17	1М (NaCl + + KCl)	Упрощенный гранит	Упрощенный гранит	750°C, 1,5 кбар, 4 сут	Рябчиков и др., 1981
W	—	0,006—0,05	—	0,5 н. (HCl, NaCl)	Гранит Акчатау	Гранит Акчатау	750°C, 1 кбар, 1 сут	Эпельбаум, Салова, 1985
	—	0,004—0,06	—	1—0,5М KCl + 0,1— 0,01 Na <sub>2</sub> WO <sub>4</sub>	Адамеллит (Alb <sub>30</sub> Or <sub>30</sub> Q <sub>40</sub> )	Адамеллит (Alb <sub>30</sub> Or <sub>30</sub> Q <sub>40</sub> )	800—870°C, 1 кбар, 7—18 сут	Foster et al., 1978
	—	1,9 6,7	—	1 м NaCl 3,4 м NaCl	Гранит	Гранит	800°C, 1 кбар, 10 сут	Manning, Hender- son, 1984
	—	—	2,64±0,3	Без флюида	Гранит	Гранит	1550—1600°C, 1 бар, <1 сут	Štemprok, Voldan, 1982

Примечание. Индексы «з. р», «разд.», «фл», «р» означают соответственно «закалочный раствор», «разделение», «флюид» и «расплав».

NaCl (табл. 2). По мере эволюции этих флюидов (падения температуры и давления, разбавления их метеорными водами и взаимодействия с вмещающими породами) происходит уменьшение их солёности. В табл. 3 приведены физико-химические условия образования ряда полиметаллических месторождений, большинство из которых формировалось в низкотемпературных условиях (150—300°C) на глубинах 0,5—1—2 км из хлоридных растворов, содержащих 5—10 мас. % экв. NaCl. Температуры образования связанных с гранитоидами месторождений других металлов существенно выше. В целом ряде месторождений, содержащих комплексные руды сложного состава, свинцово-цинковая минерализация образовывалась на поздних стадиях вслед за медно-порфировыми [Раген, 1979, с. 194], вольфрамитовыми [Ball et al., 1985] и другими рудами ранних более высокотемпературных стадий.

Нами в результате экспериментального исследования распределения Pb и Zn в системе гранитный расплав — флюиды самых различных составов и концентраций (от 0,1 до 1,1 н. H<sub>2</sub>O, HCl, HF, NaCl, NaOH, HCl + NaCl и NaOH + NaCl, в диапазоне рН<sub>з.р</sub> от <1 до 9) при 750°C и 1 кбар установлено, что максимальные коэффициенты разделения этих металлов в пользу флюида имеют место в случае кислого хлоридного флюида, моделируемого раствором 1 н. NaCl + 0,1 н. HCl:  $K_{\text{разд}}^{\text{Pb}} > 10,8$ ;  $K_{\text{разд}}^{\text{Zn}} > 8,8$  [Чевычелов, Эпельбаум, 1985]. В силу кинетических факторов по отношению к истинным полученные нами коэффициенты разделения занижены, так как в наших экспериментах рудные компоненты вводились в систему через гранитный расплав. В работах других авторов [Urabe Tetsuro, 1985; Manning, Henderson, 1984] показано, что с увеличением концентрации хлоридных растворов будут возрастать и коэффициенты разделения металлов (см. табл. 1).

Таким образом, во-первых, можно считать установленной главную роль хлоридных соединений как во время зарождения магматогенного флюида, так и при образовании рудных залежей, а следовательно, можно предположить наследуемость состава флюида в ходе его эволюции и ведущую роль магматогенных флюидов при формировании полиметаллических месторождений. Во-вторых, на основании экспериментальных данных установлено, что именно такой хлоридный флюид способен к максимальной экстракции рудных компонентов из расплава.

Большое влияние на степень экстракции металлов флюидами оказывает помимо состава флюида увеличение его кислотности. Так, при подкислении флюида, равновесного с гранитным расплавом, от рН<sub>з.р</sub> = 7—8 (1 н. NaCl + 0,5 н. NaOH) до рН<sub>з.р</sub> = 1,5—2 (1 н. NaCl) коэффициенты разделения Pb и Zn возрастают приблизительно в 40—50 раз. При этом установлено подкисление растворов NaCl в результате взаимодействия с гранитным расплавом, при котором исходные растворы NaCl и HCl после опыта становятся близкими по кислотности и своему химическому составу [Чевычелов, Эпельбаум, 1985]. Увеличение кислотности близонейтральных хлоридных растворов после эксперимента до рН = 1,8—2,2 констатирует так-

Таблица 2

## Физико-химические условия и состав магматогенного флюида, сосуществующего с гранитоидным расплавом

Гранитоидный комплекс	Температура, °C	Давление, бар	Состав флюида мас. % экв. NaCl	Состав газовой фазы, мол. %	Источник
Граниты Драммен, субвулканический комплекс (Норвегия)	750—800 ↓ До 500	1300—1500 — литостатическое давление	20—25 ↓ До 5	0—2—CO <sub>2</sub>  До 6—8—CO <sub>2</sub>	Olsen, Griffin, 1984
Порфириновые интрузии, шт. Аризона, Нью-Мексико (США)	≥ 750 < 500 250—360	40—160	45—70 35—60 (NaCl ± KCl) ~15	2 <sup>a</sup> типа → CO <sub>2</sub> включе- → H <sub>2</sub> O ний	Бин, 1982 Reynolds, Beane, 1985
Порфириновые граниты рудоносного комплекса, Вост. Забайкалье (СССР)	850—790	900—1600 — давление воды			Сотников и др., 1985

Таблица 3

## Состав флюида и физико-химические условия образования месторождений свинца и цинка

Месторождение	Температура, °C	Давление, бар (глубина образования, м)	Состав флюида, мас. % экв. NaCl	Состав газовой фазы, мас. %	Источник
Pb — Zn, Самбо (Южная Корея)	160—265	500—1250	2—17		So Chil-Sup et al., 1984
Pb — Zn, Магмиллап Пасс, Юкон (Канада)	~250	(400)	~9		Gardner, Hutcheon, 1985

Рb — Zn, Гейс-Ривер, Новая Шотландия (Канада)	173—215	(>200)	$\geq 20,4$		Akande, Zentilli, 1984
Рb — Ag, Таджикистан (СССР)	150—300	850—200 и ниже	~10—35 (Na <sup>+</sup> , Ca <sup>2+</sup> , F <sup>-</sup> , Cl <sup>-</sup> )	CO <sub>2</sub> и N <sub>2</sub> — низкие содержания	Файзиев и др., 1985
Рb гидротермально-метасоматические (Алайгыр) и контактово-метасоматические (Акчагыл, Гульшад), Центральный Казахстан (СССР)	200—400 до 500		от 21—24 до 10—12 (K <sup>+</sup> , Na <sup>+</sup> , SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , F <sup>-</sup> , Cl <sup>-</sup> )	От 12 до 45 (H <sub>2</sub> S, CO <sub>2</sub> , CO)	Парилов, 1984
W Каррок-Фелл, Северная Англия (Великобритания)	Вольфрамовые руды: 170—350		~6% NaCl + 3% NaHCO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub> — высокие содержания	Ball et al., 1985
	↓		~12% NaCl + 15% CaCl <sub>2</sub>		
	Полиметаллич. стадия: <150				
Мо-порфировое, Томсон Крик, шт. Айдахо (США)	250—370		~7,5—10,4		Холл, Шмидт, 1982

же Г. Д. Холланд [Holland, 1972] (см. табл. 1). Эти факты можно объяснить гидролизом хлоридов металлов в водном растворе, приводящим к образованию гидрооксхлоридов [Малинин, Хитаров, 1984]. Если предположить для двухвалентного металла образование соединений типа  $\text{Me}(\text{OH})\text{Cl}$ , тогда



и в результате возрастает кислотность флюида. Аналогичные результаты получил Тетзуро Урабе [Urabe Tetsuro, 1985] (см. табл. 1), по данным которого в кислом флюиде (1—2м HCl, NaCl) концентрация Pb и Zn в виде хлорсодержащих комплексов увеличивается в 20—50 раз. В опытах этого автора изменение кислотности совпадает с изменением общего состава модельного гранитного расплава: в случае «слабощелочного» исходного расплава (75,65%  $\text{SiO}_2$ , 14,65%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 1,98% CaO и 7,72%  $\text{Na}_2\text{O}$ )  $\text{pH}_{3,p} = 7-8$ , а в случае «глиноземистого» расплава (74,68  $\text{SiO}_2$ , 16,67%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 1,83% CaO и 6,65  $\text{Na}_2\text{O}$ )  $\text{pH}_{3,p} = 1-1,5$ , при этом  $K_{\text{разд}}$  Pb и Zn возрастают в 100 раз и более. Увеличение содержания цинка в «слабощелочном» расплаве в 8—10 раз можно объяснить образованием соединений типа  $(\text{Na}, \text{K})_4\text{Zn}_2(\text{SiO}_4)_2$ , подобных щелочно-циркониевым силикатам, существование которых в расплаве предполагал Э. Б. Уотсон [Watson, 1979].

Зависимости коэффициентов разделения свинца и цинка от концентрации хлоридных растворов и от кислотности растворов после опыта показаны на рис. 2 и 3. Наши экспериментальные данные по распределению Pb и Zn в зависимости от концентрации растворов лучше всего описываются следующими уравнениями:

$$K_{\text{разд}}^{\text{Pb}} = (7,0 \pm 1,6) \times M_{\text{Cl}}^V \text{ и } K_{\text{разд}}^{\text{Zn}} = (5,7 \pm 2,0) \times (M_{\text{Cl}}^V)^2$$

(рис. 2). В работе Тетзуро Урабе [Urabe Tetsuro, 1985] для Pb и Zn и в статье П. Канделы и Х. Холланда [Candela, Holland, 1984] для Cu приведены сходные уравнения зависимости:  $K_{\text{разд}}^{\text{Pb}} = 2,26 \times (m_{\text{Cl}}^V)^2$ ,  $K_{\text{разд}}^{\text{Zn}} = 9,40 \times (m_{\text{Cl}}^V)^2$  и  $2,01 \times (m_{\text{Cl}}^V)^2$  [Holland, 1972]  $K_{\text{разд}}^{\text{Cu}} = (9,1 \pm 2,5) \times m_{\text{Cl}}^V$ . В то же время показано, что  $K_{\text{разд}}$  Mo не зависит от концентрации хлоридного или фторидного раствора. В пределах точности эксперимента установлена прямо пропорциональная зависимость  $\log K_{\text{разд}}$  металлов от  $\text{pH}_{3,p}$  (рис. 3). Наши данные близки к результатам Тетзуро Урабе, при этом у нас  $\log K_{\text{разд}} \approx -1/3 \text{ pH}_{3,p}$ , а у коллеги  $\log K_{\text{разд}} \approx -1/2 \text{ pH}$ . Таким образом, экспериментальные данные показывают пропорциональное увеличение коэффициентов разделения свинца, цинка и меди с ростом кислотности и хлоридности флюида.

Физико-химическими параметрами, от которых зависит степень экстракции металлов флюидами, помимо рассмотренных выше состава и кислотности флюида и состава расплава, являются температура, общее давление, парциальные давления кислорода, водорода и серы, а также кинетические факторы (длительность экспериментов, введение металлов в систему через расплав или флюид и т. д.).

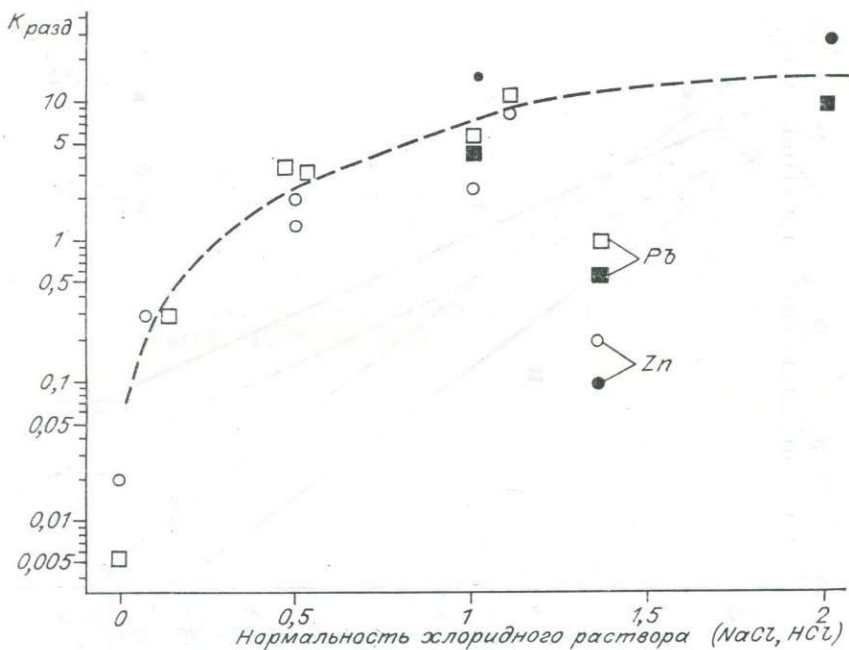


Рис. 2. Зависимость распределения свинца и цинка от концентрации хлоридных растворов NaCl и HCl. Светлые значки — наши данные, черные — результаты Тетзуро Урабе [Urabe Tetsuro, 1985].

При моделировании процесса формирования магматогенного Pb- и Zn-содержащего флюида в первую очередь необходимо учитывать влияние общего давления и парциального давления серы. Влияние общего давления можно оценить, сопоставив наши результаты с данными Тетзуро Урабе (см. табл. 3): увеличение давления от 1 до 3,5 кбар изменяет  $K_{разд}$  не более чем в 2—2,5 раза; следовательно, такое изменение давления практически не влияет на распределение Pb и Zn (в пределах точности определения). Присутствие серы, по данным С. Д. Малинина и Н. И. Хитарова [1984], также практически не влияет на величины  $K_{разд}$  Pb и Zn и их концентрации во флюиде, что может указывать на высокую растворимость галенита и сфалерита при параметрах эксперимента. Это соответствует и минералогическим наблюдениям: известно, что галенит и сфалерит принадлежат к числу низкотемпературных минералов.

Можно считать установленным (на основании работ И. Д. Рябчикова, С. Д. Малинина, Н. И. Хитарова и др., а также наших материалов), что в результате взаимодействия магматогенного хлоридного флюида с расплавом гранитного состава, соответствующим объему среднего батолита (а для ряда элементов, например Pb, Zn, Cu, — даже небольшого гранитного штока  $\sim 4$  км<sup>3</sup>), во флюиде концентрируется такое количество рудных металлов, которого

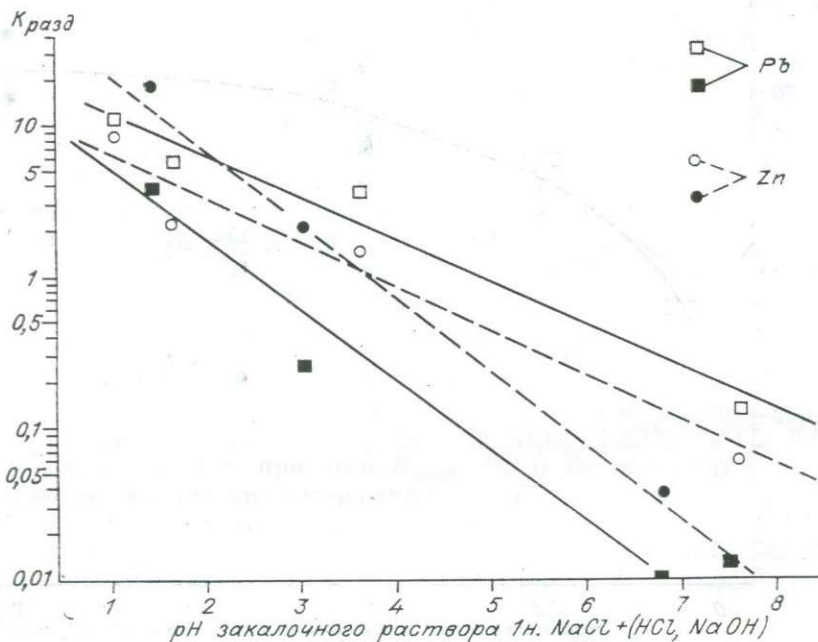


Рис. 3. Зависимость распределения свинца и цинка от кислотности хлоридных растворов после опыта. Усл. обозн. см. на рис. 2.

вполне достаточно для образования промышленных месторождений. К сожалению, в большинстве случаев не происходит осаждения всей этой массы рудных компонентов в ограниченном объеме.

Мы, подобно С. Д. Малинину и Н. И. Хитарову [1984], оценили рудоносную способность таких магматогенных флюидов с помощью критерия достаточности их концентраций для рудоотложения на гидротермальной стадии эволюции этих растворов. По данным Барнса [1982, с. 336], основанным на содержании рудных компонентов в природных гидротермах и газовой-жидких включениях, концентрации Pb, Fe, Zn и Cu при гидротермальном рудообразовании составляют  $n \cdot 10 - n \cdot 1000$  ppm, при минимальной продуктивной рудоносной концентрации  $\sim 10$  ppm. По нашим экспериментальным данным равновесные с гранитным расплавом растворы должны содержать Pb  $\sim 175$  ppm и Zn  $\sim 730$  ppm. Следовательно, концентрации свинца и цинка в кислом хлоридном магматогенном флюиде вполне достаточны для образования рудных залежей.

Таким образом, мы полагаем, что источником металлов для ряда месторождений Pb, Zn, Cu могли служить гранитоидные магматические расплавы, в результате флюидно-магматического взаимодействия с которыми и образовались рудоносные растворы. В то же время для месторождений редких металлов, таких как Sn, W и Mo, необходимо искать другой механизм их извлечения из магматиче-

ского источника и переноса к месту рудоотложения. Кажущееся противоречие с геологическими данными, согласно которым именно для редкометалльных месторождений характерны связи с гранитоидными комплексами, объясняется низкотемпературными условиями образования полиметаллических месторождений и, следовательно, длительной эволюцией рудоносного флюида, в течение которой флюид может значительно удаляться от первичного источника. Это подтверждает и металлогеническая зональность на ряде месторождений, согласно которой полиметаллические жилы с сульфидами Cu, Zn, Pb, иногда Ag и Au проявлены на периферии рудного поля, на удалении в несколько километров от гранитоидного интрузива [Раген, 1979, с. 195].

## ЛИТЕРАТУРА

- Барнс Х. Л. Растворимость рудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений/Пер. с англ. Под ред. Х. Л. Барнса.— М.: Мир, 1982.— С. 328—369.
- Бин Р. Е. Эволюция гидротермального минералообразования и параметров флюидов в некоторых меднопорфировых месторождениях юго-западной части США // VI симпозиум МАГРМ. Тбилиси, сентябрь 1982 г.: Тез. докл.— Тбилиси, 1982.— С. 14—15.
- Граменицкий Е. Н. К познанию эволюции гидротермально-магматических систем // Вестн. МГУ. Геология.— 1986.— № 2.— С. 3—17.
- Малинин С. Д., Хитаров Н. И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав — флюид // Геохимия.— 1984.— № 2.— С. 183—196.
- Маракушев А. А., Граменицкий Е. Н., Коротаев М. Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геол. рудных месторожд.— 1983.— № 1.— С. 3—20.
- Парилов Ю. С. Физико-химические параметры минералообразования на полиметаллических месторождениях Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1984.— 294 с.
- Раген Э. Геология гранита/Пер. с франц.— М.: Недра, 1979.— С. 187—205.
- Рейф Ф. Г. Роль гранитоидов в рудообразовании и прогнозирование на термобарогеохимической основе (вольфрам, молибден): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— М., 1985.— 40 с.
- Рябчиков И. Д., Дурасова Н. А., Барсуков В. Л. Физико-химический анализ магматических источников олова // Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений.— М.: Наука, 1984.— С. 57—71.
- Рябчиков И. Д., Орлова Г. П., Ефимов А. С., Каленчук Г. Е. Медь в системе гранит — флюид // Геохимия.— 1980.— № 9.— С. 1320—1326.
- Рябчиков И. Д., Рехарский В. И., Кудрин А. В. Мобилизация молибдена магматическими флюидами в ходе кристаллизации гранитных расплавов // Геохимия.— 1981.— № 8.— С. 1243—1246.
- Соболев В. П. Экспериментальное изучение модельных систем гранит — SnO(SnO<sub>2</sub>) — флюид и базальт — SnO(SnO<sub>2</sub>) — флюид: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1982.— 49 с.
- Сотников В. И., Поливеев А. Г., Берзина А. Н. Физико-химические условия формирования гранитоидов рудоносного комплекса на Жирекенском медно-молибденовом месторождении // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 283, № 6.— С. 1463—1465.
- Файзиев А. Р., Искандеров Ф. Ш., Байков В. Н. и др. Физико-химические условия становления одного из свинцово-серебряных месторождений Таджикистана // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов (по включениям в минералах). VII Всесоюзное совещание: Тез. докл.— Львов, 1985.— Ч. 2.— С. 110—112.

- Хитаров Н. П., Малинин С. Д., Лебедев Е. Б., Шибалева Н. П. Распределение Zn, Cu, Pb и Mo между флюидной фазой и силикатным расплавом гранитного состава при высоких температурах и давлениях // *Геохимия*.— 1982.— № 8.— С. 1094—1107.
- Холл В. Е., Шмидт Е. А. Молибден-порфировое месторождение Томсон Крик, штат Айдахо, как пример системы молибден — гранодиорит с дефицитом фтора // VI симпозиум МАГРМ. Тбилиси, сентябрь 1982 г.: Тез. докл.— Тбилиси, 1982.— С. 97—98.
- Чевычелов В. Ю., Эпельбаум М. Б. Распределение Pb, Zn и петрогенных компонентов в системе гранитный расплав — флюид // *Очерки физико-химической петрологии*.— М.: Наука, 1985.— Вып. 13.— С. 120—136.
- Эпельбаум М. Б., Салова Т. П. Распределение Mo и W между гранитным расплавом и флюидом // *Очерки физико-химической петрологии*.— М.: Наука, 1985.— Вып. 13.— С. 137—152.
- Akande S. O., Zentilli M. Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Gays River lead-zinc deposit, Nova Scotia, Canada // *Econ. Geol.*— 1984.— Vol. 79, N 5.— P. 1187—1211.
- Ball T. K., Fortey N. J., Shepherd T. I. Mineralization at the Carrock Fell tungsten mine, N. England: paragenetic fluid inclusion and geochemical study // *Miner. Deposita*.— 1985.— Vol. 20, N 1.— P. 57—65.
- Candela P. A., Holland H. D. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids // *Geochim. et Cosmochim. Acta*.— 1984.— Vol. 48, N 2.— P. 373—380.
- Foster R. P., Mann A. G., Armin T., Burmeister B. B. Mineralization in metamorphic terranes // *Spec. Publ., Geol. Soc. S. Afr.*— 1978.— N 4.— P. 107—128.
- Cardner H. D., Hutcheon I. Geochemistry, mineralogy, and geology of the Jason Pb—Zn deposits, Macmillan Pass, Yukon, Canada // *Econ. Geol.*— 1985.— Vol. 80, N 5.— P. 1257—1276.
- Holland H. D. Granites, solutions, and base metal deposits // *Econ. Geol.*— 1972.— Vol. 67, N 3.— P. 281—301.
- Manning D. A. C., Henderson P. The behaviour of tungsten in granitic melt-vapour systems // *Contrib. Mineral. and Petrol.*— 1984.— Vol. 86, N 3.— P. 286—293.
- Olsen K. I., Griffin W. L. Fluid inclusion studies of the Drammen granite, Oslo paleorift, Norway. 1. Microthermometry // *Contrib. Mineral. and Petrol.*— 1984.— Vol. 87, N 1.— P. 4—14.
- Reynolds T. J., Beane R. E. Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit // *Econ. Geol.*— 1985.— Vol. 80, N 5.— P. 1328—1347.
- So Chil-Sup, Park Maeng-Eon, Shelton K. L., Seidemann D. E. Geology and geochemistry of the Sambo Pb—Zn deposit, Republic of Korea // *Econ. Geol.*— 1984.— Vol. 79, N 4.— P. 656—670.
- Štemprok Mir., Voldan Jan. Solubility of tungstic oxide in granite melts // *Věstník Ústř. úst. geol.*— 1982.— Vol. 57, N 6.— P. 329—340.
- Štemprok Mir., Voldan Jan. Solubility of molybdenum oxide in granite melts // *Věstník Ústř. úst. geol.*— 1983.— Vol. 58, N 2.— P. 79—89.
- Urabe Tetsuro. Aluminous granite as a source magma of hydrothermal ore deposits: an experimental study // *Econ. Geol.*— 1985.— Vol. 80, N 1.— P. 148—157.
- Watson E. B. Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry // *Contrib. Mineral. and Petrol.*— 1979.— Vol. 70, N 4.— P. 407—419.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ МАГМАТОГЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ И ИХ МОДЕЛИРОВАНИЕ НА ЭВМ

Среди потенциально рудогенерирующих гидротермальных систем особое место отводится магматогенным гидротермальным системам. Их источником служат газонасыщенные силикатные расплавы, кристаллизация которых предопределяет концентрирование и отделение флюида, а его конденсирование в породах материнской интрузии при снижении температуры обуславливает формирование водного раствора, равновесного с минералами материнской интрузии. В свою очередь, растворение в водном растворе магматических газов и ряда легко растворимых соединений формирует основной солевой фон гидротермальных растворов, равно как и их металлогеническую специализацию.

В более общем плане образование магматогенных гидротермальных систем тесно связывается с дегазацией недр Земли, а главнейшие механизмы дегазации — внедрение в земную кору магм, содержащих летучие компоненты, и восходящие потоки глубинных флюидов [Рябчиков, 1985].

Рассматривая магматические явления в качестве одного из главных механизмов дегазации мантии, А. А. Кадик [1985] акцентирует внимание на способности силикатных жидкостей к значительному растворению летучих компонентов мантии при высоких давлениях, подчеркивая при этом важную особенность взаимодействия летучих компонентов с магматическими жидкостями, заключающуюся в значительном их различии в растворимости. В целом, по мнению А. А. Кадика, соотношения между растворимостью летучих компонентов в базальтовых расплавах при одинаковых  $T-P$ -условиях представляются в виде ряда



И если подобные предпосылки верны, то при частичном плавлении мантии следует ожидать существенного изменения первоначального состава флюида и окислительно-восстановительного режима системы в целом, что при последующем конденсировании водосодержащего флюида должно приводить к образованию гидротермальных растворов, кислотность-щелочность и окислительно-восстановительный потенциал которых будут колебаться в широком интервале значений.

Однако в силу буферизирующих свойств пород, в которых конденсируются магматогенные флюиды, образующиеся гидротермальные растворы, вероятнее всего, должны характеризоваться преимущественно щелочной реакцией и заметными восстановительными свойствами [Павлов, 1976]. Не вызывает сомнения тот факт, и мы разде-

ляем подобную точку зрения, что в основе формирования магматогенных гидротермальных систем, в том числе и рудообразующих, лежит высокая степень газонасыщенности материнских силикатных расплавов. В свою очередь и качественный состав газовой смеси, и количественные соотношения между газами определяются буферными свойствами исходных расплавных систем, окислительно-восстановительные свойства которых учитываются (контролируются) через величину парциального давления кислорода, задаваемую реакциями термического разложения силикатов и оксидов материнской интрузии.

В настоящее время представляется возможным с помощью методов физико-химического моделирования на ЭВМ провести физико-химическое изучение формирования магматогенных гидротермальных систем при конденсировании магматических газов в пределах закристаллизованных пород материнской интрузии. При этом в качестве исходных данных нами использованы результаты анализа вулканических газов, полученные при изучении Большого трещинного Толбачикского извержения (БТТИ) [Меняйлов и др., 1980] и газогидротермальных систем вулкана Узон [Карпов, Павлов, 1976]. Расчеты проводились на ЭВМ по программе И. К. Карпова «Селектор» [Карпов, 1981]. Суть постановки задачи сводилась к следующему. Считая, что магматогенные гидротермальные системы, в том числе и современные высокотемпературные гидротермальные системы вулканических областей, являются продуктами конденсирования магматических (вулканических) газов и их смешения с водами поверхностного формирования, мы учитывали равновесность газов, конденсата и водного раствора с породами, в пределах которых протекают эти процессы (газоотделение, конденсирование, смешение).

На первом этапе были просчитаны составы газов с учетом их равновесности с базальтовым субстратом северного прорыва Толбачикского извержения, а также составы газов вулкана Узон (источник Центральный) в равновесии с материалом дацитовых экстрюзий

Таблица 1

Вулканические газы, равновесные с базальтовым субстратом северного прорыва БТТИ при 1100 и 380°C (бар, логарифмы парциальных давлений)

Состав газовой смеси	1100°C	380°C	Состав газовой смеси	1100°C	380°C
O <sub>2</sub>	-12,1	-30,0	F <sub>2</sub>	-38,2	-78,86
H <sub>2</sub>	0,62	-0,75	HF	-8,45	-17,68
H <sub>2</sub> O	2,28	2,5	Cl <sub>2</sub>	-26,45	-55,91
CO	-0,24	-3,22	HCl	-8,98	-20,46
CO <sub>2</sub>	1,1	0,81	N <sub>2</sub>	1,44	1,44
H <sub>2</sub> S	-1,19	-2,35	NaF	-10,26	-20,86
S	-4,15	0,65	NaCl	-8,21	-17,79
SO <sub>2</sub>	-4,95	-11,08	KF	-8,58	-16,29
SO <sub>3</sub>	-11,18	-22,11	KCl	-6,69	-13,57
CH <sub>4</sub>	0,42	0,89	NH <sub>3</sub>	-0,2	-0,27

Газы, равновесные с дацитовым субстратом вулкана Узон при 600 и 450°C (бар, логарифмы парциальных давлений)

Состав газовой смеси	Состав газовой смеси		Состав газовой смеси		
	600°C	450°C	600°C	450°C	
O <sub>2</sub>	-19,88	-26,8	SO <sub>2</sub>	-5,22	-9,45
H <sub>2</sub>	0,54	0,62	SO <sub>3</sub>	-14,03	-20,54
H <sub>2</sub> O	2,84	2,6	CH <sub>4</sub>	-1,03	1,86
CO	-0,6	-0,99	Cl <sub>2</sub>	-11,18	-18,37
CO <sub>2</sub>	1,97	1,44	HCl	0,62	-1,84
H <sub>2</sub> S	0,13	-0,48			

Примечание. Газовые равновесия в системе дацит — смесь газов изучались применительно к дацитам горы Белой и газовой смеси источника Центральный при отношении CO<sub>2</sub> : H<sub>2</sub>O<sub>газ</sub> = 1 : 7,5. Количество растворенных газов в дацитовом расплаве принималось равным 1 мас. %.

горы Белой. Результаты этих расчетов приведены в табл. 1 и 2 для температур магматического процесса и для температур, близких к критической температуре воды.

Как видно из табличных данных, качественный состав летучих, как и количественные соотношения между газами, определяется буферными свойствами исходных расплавных систем, окислительно-восстановительные свойства которых контролируются величиной парциального давления кислорода ( $P_{O_2}$ ), задаваемой реакциями термического разложения силикатов, оксидов и ферритов, входящих в состав силикатного расплава, являющегося материнским по отношению к флюидной фазе. При этом восстановительные свойства флюида четко проявляются через соотношения между сульфидной и сульфатной серой, наличием в заметных количествах свободного водорода и углеводородов.

Конденсирование газовой смеси (как продукта дегазации базальтового расплава) в инертной обстановке в докритической области воды ( $T = 350^\circ\text{C}$ ,  $P = 250$  бар) позволяет синтезировать водный раствор, обладающий кислой реакцией ( $\text{pH} = 1,24$ ) с резко выраженными восстановительными свойствами ( $E_h = -0,68$  В), в котором содержание растворенных компонентов достигает следующих величин (моль/л): H<sub>2</sub>S —  $0,7 \cdot 10^{-4}$ ; HCl — 0,21; HF — 0,034; CO — 0,1; H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> — 2,31; H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> — 0,59. Однако в природе условие инертности пород, в которых протекает конденсация флюида, трудно выполнимо и может быть частично реализовано лишь в породах, претерпевших кислотную стадию выщелачивания.

Конденсирование газовой смеси, генерируемой базальтовой магмой, в базальтовом субстрате в докритической области ( $T = 350^\circ\text{C}$  и ниже,  $P = 250$  бар и ниже) не приводит к образованию гидротермального раствора прежде всего потому, что магматической воды, интенсивно расходующейся на гидролиз кислых газов и синтез сложных кислород- и гидроксилсодержащих анионных комплексов,

Физико-химические характеристики водных растворов как продуктов конденсирования флюидной фазы основных (базальтовых) расплавов (ПК «Селектор»), мольные количества вещества в фазах)

Зависимые переменные	25°C	100°C	250°C
1	2	3	4
<i>Раствор</i>			
Al(OH) <sub>4</sub> <sup>-</sup>	1,5·10 <sup>-4</sup>	6·10 <sup>-6</sup>	9,7·10 <sup>-7</sup>
Ca <sup>2+</sup>	6,8·10 <sup>-6</sup>	9,6·10 <sup>-6</sup>	6,6·10 <sup>-4</sup>
Cl <sup>-</sup>	0,03	2,4·10 <sup>-2</sup>	2,1·10 <sup>-2</sup>
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	5,5·10 <sup>-2</sup>	3,7·10 <sup>-3</sup>	1,3·10 <sup>-7</sup>
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	9,8·10 <sup>-2</sup>	0,16	2,4·10 <sup>-3</sup>
H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	3,3·10 <sup>-5</sup>	4,3·10 <sup>-3</sup>	4,4·10 <sup>-2</sup>
ZnCl <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ; Zn <sup>2+</sup>	3,2·10 <sup>-9</sup> ; 1,1·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-9</sup> ; 8,8·10 <sup>-5</sup>	2,5·10 <sup>-6</sup> ; 6,9·10 <sup>-5</sup>
Zn(HS) <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,3·10 <sup>-8</sup>	2,5·10 <sup>-7</sup>	9·10 <sup>-6</sup>
Mg <sup>2+</sup>	7,2·10 <sup>-4</sup>	2,3·10 <sup>-4</sup>	5·10 <sup>-4</sup>
K <sup>+</sup>	0,24	0,2	0,18
KCl	8,6·10 <sup>-5</sup>	9·10 <sup>-5</sup>	3,4·10 <sup>-4</sup>
Na <sup>+</sup>	1,4·10 <sup>-4</sup>	1,7·10 <sup>-3</sup>	0,15
NaCl	0,35·10 <sup>-7</sup>	2,8·10 <sup>-6</sup>	6·10 <sup>-4</sup>
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	2,5·10 <sup>-5</sup>	4,1·10 <sup>-4</sup>	8,7·10 <sup>-5</sup>
NH <sub>4</sub> OH	2,9·10 <sup>-5</sup>	9,8·10 <sup>-4</sup>	2,1·10 <sup>-4</sup>
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	2,1·10 <sup>-4</sup>	1,55·10 <sup>-3</sup>	7·10 <sup>-3</sup>
H <sub>3</sub> SiO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	1,6·10 <sup>-4</sup>	2,6·10 <sup>-4</sup>	1,3·10 <sup>-5</sup>
H <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	4·10 <sup>-6</sup>	9,3·10 <sup>-6</sup>	0,15
S <sup>2-</sup>	4·10 <sup>-11</sup>	0,3·10 <sup>-8</sup>	6,7·10 <sup>-7</sup>
HS <sup>-</sup>	2,8·10 <sup>-7</sup>	1,3·10 <sup>-5</sup>	1,2·10 <sup>-3</sup>
F <sup>-</sup> ; HF	3·10 <sup>-3</sup>	2,4·10 <sup>-3</sup>	5·10 <sup>-4</sup> ; 5·10 <sup>-5</sup>
CO <sub>2</sub> <sup>0</sup>	3·10 <sup>-5</sup>	2,2·10 <sup>-3</sup>	2,7·10 <sup>-3</sup>
H <sub>2</sub> S <sup>0</sup>	4·10 <sup>-10</sup>	2·10 <sup>-7</sup>	4,3·10 <sup>-4</sup>
H <sub>2</sub> <sup>0</sup>	0,2·10 <sup>-8</sup>	1,3·10 <sup>-7</sup>	3·10 <sup>-6</sup>
CH <sub>4</sub> <sup>0</sup>	7,6·10 <sup>-6</sup>	2,3·10 <sup>-4</sup>	9·10 <sup>-5</sup>
N <sub>2</sub> <sup>0</sup>	1,4·10 <sup>-5</sup>	2,7·10 <sup>-3</sup>	1,8·10 <sup>-3</sup>
NH <sub>3</sub> <sup>0</sup>	2,5·10 <sup>-5</sup>	9,4·10 <sup>-4</sup>	1,7·10 <sup>-4</sup>
Mn <sup>2+</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	8,9·10 <sup>-5</sup>	8·10 <sup>-5</sup>
OH <sup>-</sup>	6,8·10 <sup>-5</sup>	7,6·10 <sup>-5</sup>	1,3·10 <sup>-5</sup>
H <sup>+</sup>	2,51·10 <sup>-10</sup>	1,3·10 <sup>-8</sup>	1,5·10 <sup>-6</sup>
<i>Газ</i>			
H <sub>2</sub> S	1·10 <sup>-7</sup>	1·10 <sup>-6</sup>	2,7·10 <sup>-4</sup>
CH <sub>4</sub>	0,1	4,8·10 <sup>-2</sup>	2,4·10 <sup>-2</sup>
CO <sub>2</sub> , CO	1,7·10 <sup>-2</sup>	3,6·10 <sup>-2</sup>	0,19; 3,3·10 <sup>-6</sup>
N <sub>2</sub>	0,56	0,58	0,58
NH <sub>3</sub>	9,8·10 <sup>-6</sup>	5,5·10 <sup>-5</sup>	3,8·10 <sup>-4</sup>
H <sub>2</sub>	6·10 <sup>-5</sup>	2,9·10 <sup>-5</sup>	7,8·10 <sup>-4</sup>

1	2	3	4
<i>Твердое вещество</i>			
NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	0,78	0,78	0,59
CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	0,92	0,92	1,01
MgSiO <sub>3</sub>	1,32	1,32	1,41
FeSiO <sub>3</sub>	0,17	0,46	0,73
CaMgSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	1,13	1,13	1,03
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,0	0,3	0,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	0,0	0,0
SiO <sub>2</sub>	0,29	4·10 <sup>-3</sup>	0,0
FeS, FeS <sub>2</sub>	0,0; 4,3·10 <sup>-3</sup>	0,0; 4,3·10 <sup>-3</sup>	6,4·10 <sup>-3</sup> ; 0,0
CuFeS <sub>2</sub>	1·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>
PbS	1·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>
CaF <sub>2</sub>	0,0	0,0	1·10 <sup>-3</sup>
<i>Физико-химические параметры</i>			
pH	9,69	8,0	6,02
Eh, В	-0,41	-0,5	-0,67
P <sub>общ</sub> , бар	1,03	100	220

оказывается явно недостаточно для формирования водного раствора с растворенными в нем компонентами магматического флюида и породообразующими элементами, выщелоченными из базальтового субстрата вмещающих толщ. Поэтому для образования гидротермальных систем при конденсировании магматических газов необходимо их смешение с водами поверхностного формирования, причем это разбавление должно быть не менее чем в 7—10 раз по отношению к количеству воды, равновесному с базальтом в начальный период конденсирования.

При соблюдении таких условий может происходить образование водного раствора, который в широком интервале температур характеризуется щелочной реакцией с восстановительными свойствами. Основные параметры этих растворов, полученные при анализе матрицы, состоящей из 14 независимых и 78 зависимых компонентов, приведены в табл. 3. Следует подчеркнуть, что в таблицу внесены лишь концентрации растворенных компонентов, как правило, превышающие величину 10<sup>-7</sup> моль/л.

Анализ табличных данных свидетельствует о том, что действительно щелочной характер растворов особенно четко проявляется при температурах 250°C и ниже. Примечательно, что для этих растворов содержание ионов хлора достигает 0,03 моль/л (1,05 г/л) при суммарной концентрации растворенной углекислоты 0,17 моль/л и суммарной концентрации сульфидной серы не менее 2,5·10<sup>-3</sup> моль/л, растворенной кремнекислоты порядка 0,02 моль/л при общей низкой концентрации ионов железа (не более 10<sup>-9</sup> моль/л).

Не акцентируя внимания на остальных 40 компонентах раствора и 15 компонентах газовой смеси, равновесных с гидротермальным раствором, которые для решения ряда задач, связанных с анализом эволюции гидротерм, имеют важное значение, обратим внимание читателя на ряд деталей, позволяющих сопоставить синтезируемый раствор с современными высокотемпературными гидротермальными растворами, изученными нами в ряде районов Камчатки. Прежде всего обращает на себя внимание идентичность ряда показателей, характеризующих химизм водных растворов. Это и величины рН синтезированных и природных растворов, и концентрации сульфидной серы, и ионов хлора, и растворенной кремнекислоты [Карпов, Павлов, 1976]. В зависимости от температур синтезированного раствора изменяется его рН, и, как следствие этого, меняется концентрация растворенной кремнекислоты, что обеспечивает ее осаждение при температуре 300°C, затем исчезновение твердой фазы при температурах 250—150°C и вновь появление твердой фазы кремнекислоты при дальнейшем снижении температуры (см. табл. 3).

Наличие в системе в составе независимых переменных железа, меди и свинца позволяет проследить поведение этих элементов в гидротермальных условиях. В частности, снижение температуры синтезируемого раствора приводит в конечном итоге к исчезновению магнетита и пирротина из состава парагенетических ассоциаций и формированию парагенезисов, содержащих в своем составе гематит и пирит. В свою очередь, рудная ассоциация халькопирит + галенит отмечается во всем интервале изучаемых температур, что свидетельствует о низкой растворимости железа, меди и свинца в щелочных с восстановительными свойствами растворах.

Присутствие в расплаве оксидных и галогенидных соединений рудных элементов, для которых характерны низкие температуры плавления и кипения, судя по расчетам, не препятствует формированию при конденсировании газовой фазы щелочных с восстановительными свойствами водных рудообразующих растворов, экстрагирующих рудные элементы как из материнской интрузии, так и из других вмещающих гидротермальную систему пород преимущественно в форме оксидных, гидроксидных, сульфидных и гидросульфидных комплексов при подчиненной роли галогенидных комплексов. На примере соединений цинка эта закономерность прослеживается достаточно определенно (см. табл. 3).

Конденсирование газовой смеси, генерируемой кислым (дацитовым) расплавом, в закристаллизованных породах дацитовый интрузии при введении в изучаемую систему дополнительных количеств воды поверхностного формирования, как и в случае с базальтовой магмой, позволяет синтезировать водный раствор, характеризующийся щелочной реакцией и резко выраженными восстановительными свойствами. Анализируемая матрица изучаемой системы состояла из 15 независимых (As, Sb, Hg, K, Na, Ca, Mg, Fe, Si, Al, S, C, Cl, H, O) и 85 зависимых компонентов. Концентрации компонентов, превышающие величину  $10^{-7}$  моль/л для 25, 100 и 250°C, приведены в табл. 4.

Физико-химические характеристики водных растворов как продуктов конденсирования флюидной фазы кислых (дацитовых) расплавов (ПК «Селектор», мольные количества вещества в фазах)

Зависимые переменные	25°C	100°C	250°C
1	2	3	4

## Раствор

$\text{Al}(\text{OH})_4^-$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$0,9 \cdot 10^{-7}$
$\text{Ca}^{2+}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$
$\text{Cl}^-$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
$\text{CO}_3^{2-}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	0,0
$\text{HCO}_3^-$	0,02	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
$\text{H}_2\text{CO}_3$	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$
$\text{K}^+$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-2}$
KCl	0,0	$0,35 \cdot 10^{-7}$	$3,1 \cdot 10^{-5}$
$\text{Na}^+$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	0,02	0,14
NaCl	$3 \cdot 10^{-7}$	$4,3 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
$\text{H}_4\text{SiO}_4$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,27 \cdot 10^{-2}$
$\text{H}_3\text{SiO}_4^-$	$1,75 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$2,33 \cdot 10^{-5}$
$\text{H}_2\text{SiO}_4^{2-}$	$0,26 \cdot 10^{-7}$	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$9,3 \cdot 10^{-2}$
$\text{S}^{2-}$	0,0	$1,8 \cdot 10^{-9}$	$0,3 \cdot 10^{-7}$
$\text{HS}^-$	$0,5 \cdot 10^{-7}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$
$\text{CO}_2^0$	$5,9 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$
$\text{H}_2\text{S}^0$	$7 \cdot 10^{-10}$	$3,1 \cdot 10^{-7}$	$6,1 \cdot 10^{-5}$
$\text{H}_2^0$	0,0	$2,2 \cdot 10^{-7}$	$3,4 \cdot 10^{-6}$
$\text{CH}_4^0$	$5,6 \cdot 10^{-6}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$9,9 \cdot 10^{-5}$
$\text{HgS}_2^{2-}$	$3,5 \cdot 10^{-13}$	$3 \cdot 10^{-9}$	$3 \cdot 10^{-6}$
$\text{SbS}_2^-$	$2 \cdot 10^{-10}$	$8 \cdot 10^{-8}$	$7,6 \cdot 10^{-6}$
$\text{Sb}(\text{OH})_3^0$	$1 \cdot 10^{-6}$	$2,6 \cdot 10^{-6}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$
$\text{H}_3\text{AsO}_3^0$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$
$\text{AsS}_2^-$	$9 \cdot 10^{-7}$	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$7,1 \cdot 10^{-6}$
$\text{OH}^-$	$7,2 \cdot 10^{-6}$	$6,28 \cdot 10^{-5}$	$1,24 \cdot 10^{-5}$
$\text{H}^+$	$1,4 \cdot 10^{-9}$	$8,4 \cdot 10^{-9}$	$4,54 \cdot 10^{-7}$

## Газ

$\text{H}_2\text{S}^0$	0,0	$3,1 \cdot 10^{-9}$	$1,9 \cdot 10^{-7}$
$\text{CH}_4^0$	$4,6 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
$\text{CO}_2^0$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$
$\text{H}_2^0$	$0,2 \cdot 10^{-7}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$	$5,2 \cdot 10^{-6}$
$\text{H}_2\text{O}^0$	0,01	0,01	0,01

1	2	3	4
	<i>Твердое вещество</i>		
С (графит)	0,018	0,017	0
KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	0,105	0,1	0,95
NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	0,121	0,1	1,11
CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	3·10 <sup>-2</sup>	3,9·10 <sup>-2</sup>	0,28
MgSiO <sub>3</sub>	0,0	0,0	7·10 <sup>-6</sup>
CaSiO <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,29
CaMgSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	0,001	3,5·10 <sup>-2</sup>	0,0
FeSiO <sub>3</sub>	3·10 <sup>-3</sup>	0,0	0,55
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,0	0,0	1,4·10 <sup>-4</sup>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	3,3·10 <sup>-2</sup>	5·10 <sup>-2</sup>
SiO <sub>2</sub>	0,0	0,28	2,31
NaCa <sub>2</sub> Mg <sub>4</sub> Al(Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub> )· ·O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	0,0	3·10 <sup>-3</sup>	0,12
HgS	0,0	0,001	0,001
Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	5·10 <sup>-4</sup>	5·10 <sup>-4</sup>	4,5·10 <sup>-4</sup>
FeS <sub>2</sub>	0,0	8,9·10 <sup>-5</sup>	0,0
FeAsS	0,0	4·10 <sup>-5</sup>	0,0
	<i>Физико-химические параметры</i>		
pH	8,85	8,07	6,34
Eh, В	-0,36	-0,52	-0,72
P <sub>общ</sub> , бар	1,03	40	150

Как видно из таблицы, щелочной с восстановительными свойствами магматогенный гидротермальный раствор, являющийся продуктом конденсирования флюида в пределах дацитового субстрата при частичном разбавлении вадозными водами, содержит в заметных количествах как петрогенные, так и рудные элементы. В связи с высокой щелочностью растворов для них характерны высокие концентрации растворенной кремнекислоты, углекислоты и присутствие сульфидной серы в форме гидросульфидных ионов. Щелочная реакция и восстановительные свойства растворов предопределяют насыщение растворов введенными в систему рудными элементами в виде оксидных, гидроксидных, сульфидных и гидросульфидных комплексов, что в целом подтверждает правомерность ряда положений по миграции рудных элементов в водных растворах, полученных ранее одним из авторов [Павлов, 1976]. Сопоставление физико-химических параметров гидротермальных растворов вулкана Узон и Долины Гейзеров, образование которых большинство исследователей связывают с внедрением дацитовых экструзий, с физико-химическими параметрами синтезированных растворов свидетельствует об удовлетворительном совпадении этих параметров [Карпов, Павлов, 1976]. Действительно, как показывают непосредственные изме-

рения рН и Eh источников, высокотемпературные термальные источники Узона и Долины Гейзеров обладают щелочной реакцией и восстановительными свойствами, что предопределяет не только миграцию серы в сульфидной форме, но и транспортировку ртути, сурьмы и мышьяка в виде оксидных, гидроксидных, сульфидных и гидросульфидных форм.

Закономерность зонального отложения минералов сурьмы, ртути и мышьяка на окислительном геохимическом барьере, установленная ранее на термальных площадках кальдеры вулкана Узон, была получена нами и с помощью методов физико-химического моделирования на ЭВМ при изучении влияния роста концентрации свободного кислорода, имитирующего окислительный геохимический барьер, на возрастание окислительных свойств и кислотности синтезированных растворов, что в конечном итоге и приводит к зональному отложению (снизу вверх по направлению движения водного раствора) рудных минералов арсенопирита, антимонита, киновари, реальгара, аурипигмента и скородита. Для этого в экспериментальной системе последовательно увеличивалась концентрация не только свободного кислорода (вплоть до 10 моль/л синтезированного раствора), но и самородной серы (до 1 моль/л), серные бугры которой, как известно, повсеместно распространены в пределах термальных площадок Узона. Судя по результатам, последовательное увеличение концентраций серы и кислорода должно приводить к заметному возрастанию кислотности и окислительных свойств раствора, что в свою очередь повлечет за собой на первых этапах отложение арсенопирита и антимонита, а позднее — при росте кислотности среды — к последовательной смене (на примере минералов мышьяка) арсенопирита реальгаром, а при дальнейшем росте кислотности — реальгара аурипигментом и, наконец, последнего скородитом. Вполне естественно, что сульфиды сурьмы и ртути по мере роста кислотности растворов должны сменяться их кислородными аналогами. И наконец, на заключительном этапе рудные элементы в виде кислородных кислот должны выноситься отработанными термами за пределы термоаномалий. Непосредственные наблюдения на природных объектах [Карпов, Павлов, 1976] за характером изменения кислотности-щелочности растворов, их окислительно-восстановительных свойств и последовательностью отложения рудных минералов по потоку гидротермальных растворов свидетельствуют о том, что предложенный вариант объяснения зонального отложения рудных минералов не противоречит наблюдениям за последовательностью отложения минералов и причинами, предопределяющими смену одних минеральных ассоциаций другими на окислительном геохимическом барьере.

Возвращаясь к анализу и сравнению физико-химических параметров синтезированных гидротермальных систем, возникающих при конденсировании магматических газов основных и кислых магм (табл. 5), следует подчеркнуть, что гидротермальные растворы, как производные базальтоидных магм, так и производные гранитоидных магм, характеризуются щелочной реакцией и восстановительными свойствами в широком интервале температур и давлений.

Физико-химические параметры гидротермальных растворов, генерируемых

T, °C	Производные базальтоидных						
	P, бар	Плотность водного флюида ρ	pH нейтральной точки воды	Eh	pH	C <sub>Cl<sup>-</sup></sub>	C <sub>S<sup>2-</sup></sub>
350	300	0,75					
300	300	0,75	4,78	-0,55	4,43		
250	220	0,81	4,88	-0,69	6,02	2,4·10 <sup>-2</sup>	6,7·10 <sup>-7</sup>
200	200	0,87	5,02	-0,71	7,41		
150	150	0,92	5,38	-0,62	7,69		
100	100	0,96	5,84	-0,5	7,97	2,4·10 <sup>-2</sup>	0,3·10 <sup>-8</sup>
95	1,03	0,97	5,85	-0,57	9,09		
25	1,03	1	6,00	-0,41	9,69	0,03	4·10 <sup>-11</sup>

Примечание. Расчет величины pH нейтральной точки воды произведен по уравн. др. [1968]. Расчет плотности воды ρ выполнен по таблицам М. П. Вукаловича [1958].

Приведенные в таблицах параметры растворов концентрации основных растворенных компонентов и их формы свидетельствуют об относительной насыщенности гидротермальных растворов галогенидами щелочных металлов и сульфидной серой в виде гидросульфидных ионов. Однако в связи со щелочной реакцией среды миграция тяжелых металлов в виде хлоридных комплексов и в виде простых ионов значительно затруднена, и из-за низких концентраций нельзя их принимать во внимание при анализе миграционных свойств рудных элементов. Примечательно, что снижение температуры растворов способствует не только снижению растворимости кремнекислоты (происходит осаждение кварца), но и появлению в составе равновесных минеральных парагенетических ассоциаций графита. Следует подчеркнуть, что графит, судя по расчетам, возникает из газовой смеси уже при снижении температуры ниже 500°C. Вероятно, при дальнейшей эволюции физико-химических параметров гидротермальных систем графит как новообразованная фаза может играть роль буфера, стабилизируя систему по окислительно-восстановительным свойствам.

### ВЫВОДЫ

1. Магматогенные гидротермальные системы, связанные как с гранитоидным, так и с базальтоидным магматизмом, образуются в результате взаимодействия магматических газов с водами поверхностного формирования при конденсировании газовой фазы в зоне смешения с вадозными водами.
2. Конденсирование газовой фазы, независимо от ее происхождения (гранитоидный или базальтоидный магматизм), в инертной

## ОСНОВНЫМИ (БАЗАЛЬТОВЫМИ) И КИСЛЫМИ (ДАЦИТОВЫМИ) МАГМАМИ

магм		Производные гранитоидных магм						
$C_{\text{HS}^-}$	$C_{\text{H}_2\text{S}}$	Eh	pH	$C_{\text{Cl}^-}$	$C_{\text{S}^{2-}}$	$C_{\text{HS}^-}$	$C_{\text{H}_2\text{S}}$	$P_{\text{общ. бар}}$
$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	-0,73	6,34	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$0,3 \cdot 10^{-7}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-5}$	150
$1,3 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-7}$	-0,63	7,82	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-7}$	100
		-0,52	8,07					40
$2,8 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-10}$	-0,36	8,85	$1,4 \cdot 10^{-3}$	0,0	$0,5 \cdot 10^{-7}$	$7 \cdot 10^{-10}$	1,03

нению  $\lg K_w = -1,0 - \frac{3870}{T} + 10 \lg \rho + \frac{7500}{T+600} \rho \lg \rho$ , приведенному в работе И. К. Карпова

обстановке приводит к образованию высокотемпературных гидротермальных систем, растворы которых характеризуются кислой реакцией с резко выраженными восстановительными свойствами.

3. Конденсирование газовой фазы в пределах гранитного и базальтоидного субстратов при обязательном участии вод поверхностного формирования обуславливает возникновение высокотемпературных гидротермальных систем, в том числе и рудообразующих, растворы которых обладают преимущественно щелочной реакцией и восстановительными свойствами, предопределяющими формы переноса элементов, в том числе и рудных. При этом одним из условий формирования гидротермальных систем помимо наличия потока магматических (вулканических) газов является не менее чем 7—10-кратное разбавление конденсата вадозными (или другими) водами.

4. Зональное отложение минеральных ассоциаций в зоне разгрузки гидротермальных (в том числе и рудообразующих) систем связано с ростом кислотности растворов на окислительном геохимическом барьере.

## ЛИТЕРАТУРА

- Вукалович М. П. Термодинамические свойства воды и водяного пара.— М.: Машгиз — Берлин: ФЭБ, Техник, 1958.— 245 с.
- Кадик А. А. Вода и летучие соединения углерода в магматических процессах верхней мантии и коры // Подземные воды и эволюция литосферы.— М.: Наука, 1985.— Т. 1.— С. 59—72.
- Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 59—72.
- Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии.— М.: Наука, 1968.— 143 с.

- Карпов Г. А., Павлов А. Л. Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки.— Новосибирск, 1976.— 88 с.
- Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Геохимические особенности эксгалаций Большого трещинного Толбачикского извержения.— М.: Наука, 1980.— 235 с.
- Павлов А. Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 222 с.
- Рябчиков И. Д. Водные растворы в верхней мантии и проблемы дегазации Земли // Подземные воды и эволюция литосферы.— М.: Наука, 1985.— Т. 1.— С. 176—187.

*М. Б. ДНЕПРОВСКАЯ,  
М. Я. ФРЕНКЕЛЬ, А. А. ЯРОШЕВСКИЙ*

### **КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННОСТИ ТАЛНАХСКОГО ИНТРУЗИВА (НОРИЛЬСКИЙ РАЙОН)**

Существует множество гипотез относительно механизма формирования внутренней расслоенности интрузивов норильского типа [Годлевский, 1959; Горяинов, 1974; Петрология..., 1975; Зотов, 1979; Иванов и др., 1974; Маракушев и др., 1982; и др.]. Само их количество говорит о том, что единой теории процесса ее образования в настоящее время нет. Для перехода на качественно новый уровень обсуждения этой проблемы необходим количественный анализ закономерностей внутреннего строения норильских интрузивов.

Настоящая работа ставит своей целью — на примере Талнахского интрузива провести исследование закономерностей формирования его расслоенности на основе динамической конвективно-кумуляционной модели [Арискин, Френкель, 1982; Френкель, Арискин, 1984а, б], а именно, промоделировать строение вертикального разреза интрузивного тела: 1) распределение породообразующих минералов (оливина, плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена, ильменита, кварца); 2) эволюцию содержаний элементов-примесей; 3) эволюцию химического состава породообразующих минералов в ходе дифференциации исходной магмы\*.

Ранее нами проводилось сопоставление основных черт строения Талнахского интрузива со свойствами модельных силлов в рамках седиментационной модели [Куделина, 1979]. В настоящей работе учитывается конвекция и многофазность системы. Используемая модель не учитывает рудные компоненты, такие как сульфиды, хромит, магнетит, а также ритмическую расслоенность, отмечаемую

\* В статье применяются следующие обозначения: Ol — оливин, Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен, Opx — ортопироксен; Px — сумма клино- и ортопироксенов, Ilm — ильменит, L — расплав, Q — кварц, Sp — шпинель, An — анортит, Fo — форстерит, Di — диопсид.

в интрузиве [Феногенов, Емельяненко, 1984]. Она является первым приближением в исследовании количественных характеристик природных объектов. Дело в том, что проблема образования расслоенности является более общей по отношению к рудоносности. (Существование безрудных дифференцированных интрузивов — широко распространенное явление.) Наличие ритмической расслоенности осложняет картину неоднородности строения Талнахского интрузива, но не сказывается на общих и принципиальных особенностях эволюции состава пород и минералов по разрезу интрузива [Куделина, 1979]. В случае удовлетворительных результатов настоящую модель можно будет взять за основу для дальнейших исследований на этот раз уже рудно-силикатного процесса, введя в нее соответствующие рудные компоненты.

**Методика работы.** Конвективно-кумуляционная модель предназначена для численного моделирования истории остывания и химической дифференциации конкретных интрузивных магм основного состава и основана на представлении о ведущей роли кристаллизационно-гравитационного механизма в истории магматической эволюции. В модели, в рамках единого алгоритма, одновременно решаются две задачи: 1) термодинамическая, где производится расчет траекторий равновесной кристаллизации базальтового расплава и определяются пропорции ликвидусных фаз, их состав, температура равновесия для каждого шага кристаллизации; 2) динамическая, учитывающая перемещение кристаллов в гравитационном поле Земли, а также скорости появления взвешенной твердой фазы в объеме конвектирующего расплава, скорости продвижения фронтов кристаллизации, мощности и состав формирующихся горизонтов пород (тоже для каждого шага кристаллизации) (рис. 1).

Критериями адекватности модели природному объекту служат: 1) качественное воспроизведение основных признаков и 2) согласование количественных характеристик модельного объекта с природным путем подбора оптимальных значений подгоночных параметров при условии, что значения последних не выходят за рамки допустимых значений с точки зрения физического смысла.

Исходные данные для моделирования внутреннего строения Талнахского интрузива закладывались следующим образом: 1) средневзвешенный состав исходной магмы был рассчитан из объемных соотношений пород по главным ветвям интрузива ( $\text{SiO}_2 - 48,30$  мас.%;  $\text{TiO}_2 - 0,85$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 15,33$ ;  $\text{MgO} - 12,34$ ;  $\text{FeO}_{\text{сил}} + \text{MnO} - 10,19$ ;  $\text{CaO} - 10,45$ ;  $\text{Na}_2\text{O} - 1,86$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 0,58$  мас.%;  $\text{FeO}_{\text{сил}} = \text{FeO}_{\text{общ}} - \text{FeO}_{\text{сульф}}$ ); 2) ликвидусные температуры минералов рассчитываются при нормальном давлении ( $P = 1$  атм); 3) средняя мощность моделируемого интрузива ( $h_0$ ) принята равной 100 м; 4) вязкость расплава задается постоянной, плотность расплава и твердых фаз рассчитывается из их состава; 5) значения таких параметров, как длительность закалочного режима ( $t_3$ ), скорости тепловода через верхний ( $\alpha_v$ ) и нижний ( $\alpha_n$ ) фронты кристаллизации, были определены заранее, исходя из теплофизических свойств магмы и вмещающих пород.

**ВХОД:**

термодинамические данные для расчета  $T$  кристаллизации и составов минералов;  
 жидкой исходный состав магмы ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  мас. %);  
 начальная степень фракционирования расплава  $\varphi_0=0$ ;  
 задаваемый на каждом шаге кристаллизации сдвиг степени фракционирования расплава  $\Delta\varphi$ ;  
 доля интрателлурических вкрапленников в момент внедрения  $f_{\text{ин}}$ ;  
 мощность интрузива  $h_M$ ;  
 скорости оседания минералов  $v$ ;  
 предельная пористость кумулула  $f_K$ ;  
 теплофизические свойства вмещающих пород

**БЛОК РТРК**

(расчет траектории равновесной кристаллизации):  
 ликвидусные фазы, их относительные пропорции и составы,  $T$  равновесия, состав расплава при заданной  $\varphi$

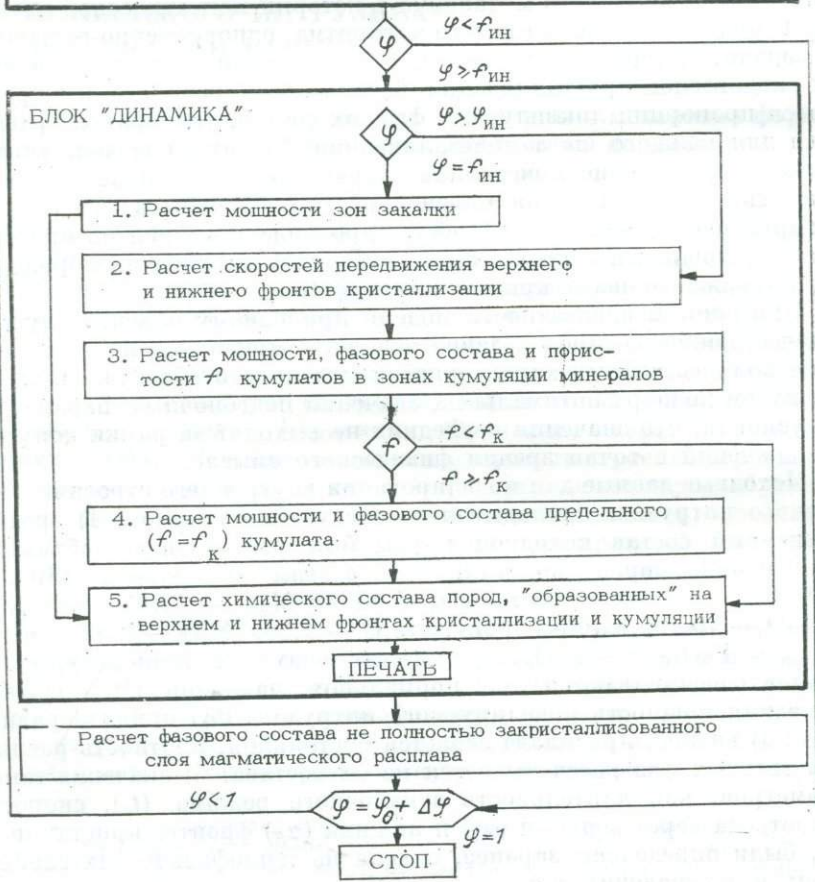


Рис. 1. Блок-схема программы «Интрузив».

Основными варьируемыми параметрами модели, выполняющими роль подгоночных, являются: 1) доля интрателлурических вкрапленников в момент внедрения расплава ( $f_{ин}$ ); 2) радиусы зерен минералов ( $Ri$ ), на основе которых вычисляются скорости оседания фаз по формуле Стокса; 3) предельная доля заполнения пространства кумулулом, при котором прекращается оседание кристаллов ( $f_{пред}$ ).

Основой для сопоставления модели с природным объектом послужил сводный разрез Талнахского интрузива, построенный с учетом объемных пропорций главных разновидностей пород. К нему были привязаны данные по количественному распределению минералов, химические анализы пород и минералов, в свою очередь определенные по конкретным скважинам с точными пространственными координатами образцов (материал в большей своей части оригинальный, отобранный и проанализированный специально для моделирования [Ворцешнев, Куделина, 1978; Куделина, 1979; Куделина и др., 1983; Днепровская и др., 1984]).

### Результаты моделирования.

1. Минеральный состав пород и порядок кристаллизации фаз. Определение порядка кристаллизации минералов и фазового состава пород является ключевым при исследовании количественных закономерностей процесса кристаллизации расплава и динамики перераспределения вещества. На рис. 2 приведена траектория равновесной кристаллизации расплава Талнахского интрузива, построенная с учетом оседания фаз. Наблюдается следующая последовательность кристаллизации основных порообразующих минералов в модели:  $Ol - Ol + Pl - Ol + Pl + Crx$ . При докристаллизации межзерновой жидкости в зависимости от степени фракционирования расплава к отмеченной ассоциации минералов добавляются  $Orx$ ,  $Ilm$ ,  $Q$ .

Как было показано ранее [Лихачев, 1977], последовательность кристаллизации магмы норильских интрузий в природе сложнее. Она идет через метастабильную шпинелевую фазу, которая растворяется на стадии начала кристаллизации плагиоклаза. Но в целом последовательность выделения основных порообразующих минералов аналогична модельной:  $Ol - Ol + Sp - Ol + Sp + Pl - Ol + Pl - Ol + Pl + Crx - Ol + Pl + Crx + Orx$ .

Близость моделируемой системы к реальной подтверждается данными по термометрии порообразующих клинопироксена и плагиоклаза ( $^{\circ}C$ ):

	Природа	Модель
Плагиоклаз	1200—1170	1219—1188—1079
Клинопироксен	1170—1150	1186—1079

В реальной системе показана температура кристаллизации по данным термометрических исследований расплавных включений [Ворцешнев, Куделина, 1978], в моделируемой — температурный интервал кристаллизации кумулятивных минералов модели (рассматривался вариант 63). На рис. 3 показаны фазовые соотношения и пропорции кристаллизации в модельной системе. Обращает на себя внимание относительное постоянство пропорций кристаллизации, осо-

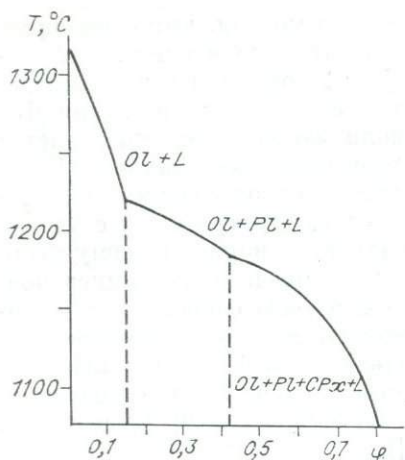


Рис. 2. Зависимость температуры ликвидуса ( $T$ ) породообразующих минералов от степени фракционирования расплава ( $\varphi$ ) Талнахского интрузива.

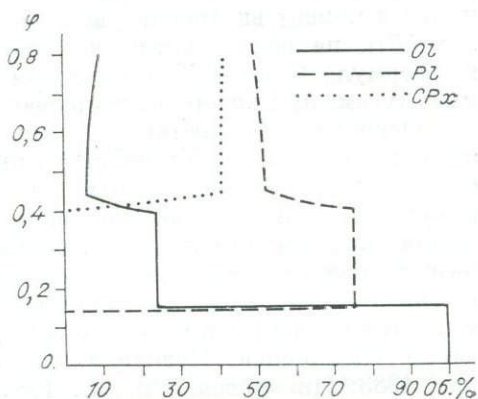


Рис. 3. Порядок кристаллизации минералов и объемные соотношения между ними в зависимости от степени фракционирования ( $\varphi$ ) расплава Талнахского интрузива.

бенно на начальной и средней стадиях фракционирования расплава. Последние стадии фракционирования характеризуются изменением этих соотношений.

Полученные пропорции кристаллизации главных породообразующих минералов Талнахского интрузива (об. %) в модели оказались близкими к данным по псевдотройной системе  $An - Fo - Di$  (звездочкой отмечено, что имеется в виду точка перитектической реакции  $Sr + L = Ol + Pl$ ):

	Эксперимент			Модель		
	Fo	An	Di	Ol	Pl	CPx
Котектика	22,8 *	77,2	—	24	76	—
Эвтектика	9,6	43,3	47,1	6—10	49—53	41

Таким образом, из полученных результатов следует, что процедура расчета последовательности кристаллизации фаз, их относительных пропорций, температур кристаллизации в модели дает реально наблюдаемые соотношения и может служить основой для дальнейших исследований.

2. Динамика формирования расслоенности Талнахского интрузива. Основной задачей исследования динамики формирования расслоенности Талнахского интрузива было получение соответствия качественных и количественных характеристик расслоенности модельного интрузива природному. С этой целью было просчитано более 60 вариантов с различными значениями подгоночных параметров. Результаты счета наносились на сводный разрез Талнахского интрузива и сравнивались с реальными распределениями. Получены следующие оптимальные значения динамических параметров (вариант 63):  $f_{\text{ин}}Ol - 15,4$  мол.%,  $Pl - 0,6$  мол.%;  $f_{\text{пред}} - 0,5 -$

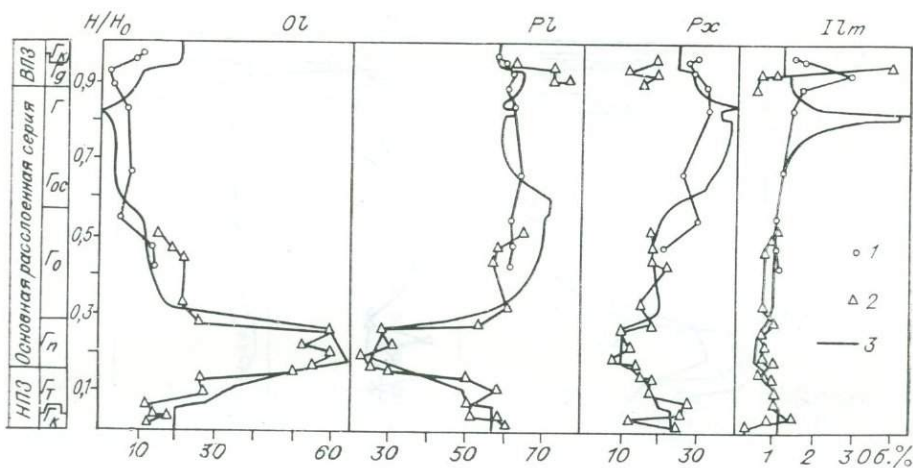


Рис. 4. Распределения породообразующих минералов по сводному и модельному разрезам Талнахского интрузива.

1 — данные по скв. КЗ-388; 2 — данные по скв. КЗ-1162; 3 — модель.  $\Gamma_K$  — контактовые габбро-долериты,  $\Gamma_T$  — такситовые,  $\Gamma_{II}$  — пикритовые,  $\Gamma_O$  — оливиновые,  $\Gamma_{OC}$  — оливинсодержащие,  $\Gamma$  — безоливиновые габбро-долериты,  $\Gamma_D$  — габбро-диориты.  $H_0$  — исходная мощность интрузива, принята равной 100 м,  $H/H_0$  — рассчитанные относительные значения глубин положения точек на сводном и модельном разрезе Талнахского интрузива. НПЗ и ВПЗ — нижняя и верхняя приконтактные зоны.

0,65 об.%;  $RiOl$  — 0,02—0,14 см,  $PI$  — 0,50—0,05,  $CPx$  — 0,05—0,10,  $OPx$  — 0,05—0,10 см;  $\alpha_B = 2,016 \frac{\text{кал}}{\text{м}^2 \cdot \text{год}^{1/2}}$ ;  $\alpha_{II}/\alpha_B = 0,7—0,8$ ;  $t_3 = 0,055—0,11$  лет.

Графики на рис. 4—9 получены при условии внедрения переохлажденного расплава, содержащего 16 мол.% интрателлурической фазы. Первоначальные скорости оседания оливина и плагиоклаза были близки за счет более крупных размеров интрателлурического плагиоклаза и их сростков. При кристаллизации магмы в камере локализации скорость оседания оливина по отношению к скорости оседания плагиоклаза резко возросла (в результате изменения размеров кристаллизующихся фаз).

Распределение минералов по разрезу Талнахского интрузива характеризует его макрорасслоенность. Из сопоставления модельных распределений с природными (см. рис. 4) можно сделать следующие обобщения.

а. В модельном и Талнахском интрузивах наблюдается единая структура строения разрезов. На основе анализа минеральных распределений выделяются основная расслоенная серия (ОРС) и приконтактные зоны — верхняя (ВПЗ) и нижняя (НПЗ). ОРС занимает около 75% всего объема интрузива. При переходе от ОРС к НПЗ и ВПЗ распределения проходят через экстремумы.

б. Наблюдается ступенчатый характер распределения минералов, обуславливающий резкость «границ» между горизонтами пород.

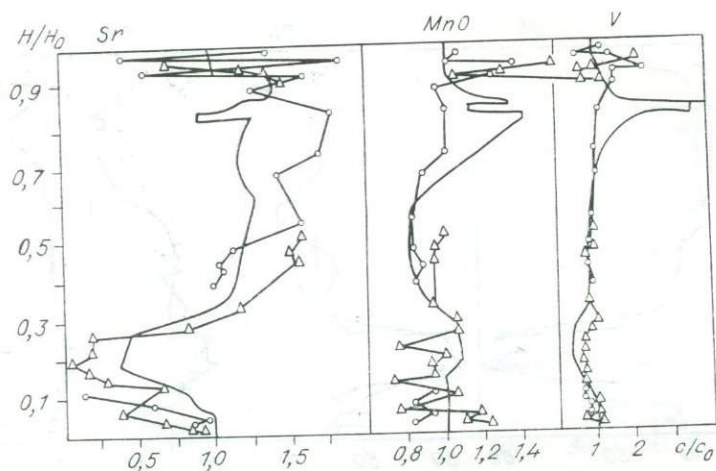


Рис. 5. Распределения Sr, MnO и V по сводному и модельному разрезам Талнахского интрузива.

$c/c_0$  — отношение значений концентрации ( $c$ ) элемента в породе к исходному значению его содержания ( $c_0$ ) в расплаве, отн. ед. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

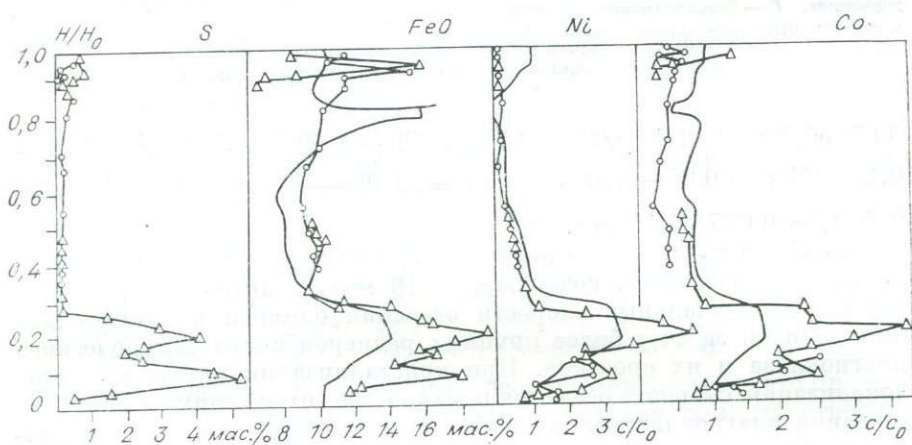


Рис. 6. Распределения S, FeO, Ni, Co по сводному и модельному разрезам Талнахского интрузива. Усл. обозн. см. на рис. 4, 5.

Анализ динамики формирования пород Талнахского интрузива с помощью модели показал, что чем больше скорость седиментации кристаллов ( $V_{sed}$ ) и меньше мощность конвектирующего слоя жидкости ( $L$ ), тем резче будет переход между различными породами в расслоенном теле в соответствии с формулой

$$f(\varphi, t) = f(\varphi, \vartheta) \exp \left\{ -V_{sed} \int_{\vartheta}^t \frac{dt}{L(t)} \right\}$$

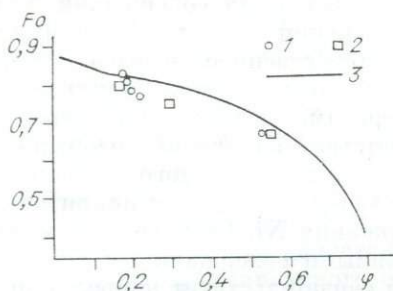


Рис. 7. Зависимость эволюции состава кумулятивного оливина от степени фракционирования расплава Талнахского интрузива.

1 — состав оливина по данным микрозондового анализа; 2 — средневзвешенный состав оливина (по литературным данным); 3 — модель. Fo — доля форстерита в составе оливина.

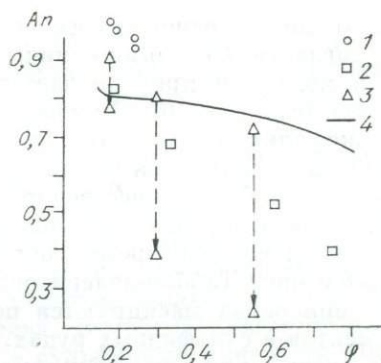


Рис. 8. Зависимость эволюции состава кумулятивного плагиоклаза от степени фракционирования расплава Талнахского интрузива.

1 — результаты микрозондового анализа; 2 — состав плагиоклаза монофракций; 3 — состав плагиоклаза по данным А. Д. Генкина и др. [Сульфидные... руды... 1981]; 4 — модель. An — доля анортита в составе плагиоклаза.

[Френкель, 1982], где  $f(\varphi, t)$  — кристаллы определенной стадии фракционирования расплава.

в. Наблюдается совпадение мощностей выделяемых разновидностей пород, а также и их составов в модельном и природном разрезах. (Некоторое различие в положении горизонта габбро-диоритов объясняется трудностью определения истинного объема контактовых габбро-долеритов Талнахского интрузива из-за процессов контаминации и гибридизма, развитых в контактовых зонах интрузива.) Отклонения в составах пород находятся в пределах колебания минерального состава типов пород [Додин, Батуев, 1971].

Распределение элементов-примесей по разрезу Талнахского интрузива характеризует его «скрытую расслоенность», связанную с эволюцией состава расплава в ходе его фракционирования. На рис. 5 показаны распределения Sr, Mn, V в модели, которые

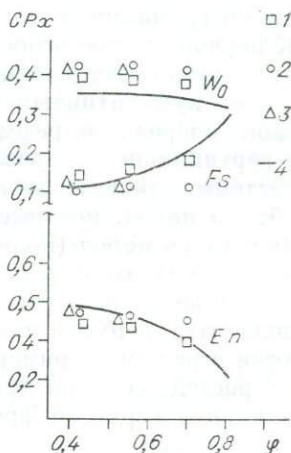


Рис. 9. Зависимость эволюции состава кумулятивного клинопироксена от степени фракционирования расплава Талнахского интрузива.

Wo — доля воластонита, Fs — доля ферросиллита, En — доля энстатита в составе клинопироксена. 1 — состав бурого клинопироксена (по лит. данным); 2 — состав зеленого клинопироксена (по лит. данным); 3 — данные микрозондового анализа; 4 — модель.

повторяют все основные особенности природных распределений. Mn и V согласуются с ними количественно. Эволюция содержаний Ni и Co в модели и природе дается в сравнении с распределениями S и FeO (см. рис. 6). Хорошо видно двойственное поведение этих халькофильных элементов. В верхней части разреза, начиная от границы с пикритовыми габбро-долеритами и выше, наблюдается качественное и количественное соответствие изменений содержаний элементов в породах как модельного, так и природного интрузива. В нижней части разреза, соответствующей горизонтам пикритовых и такситовых габбро-долеритов, содержания Ni, Co и Fe в силикатных минералах маскируются повышенными содержаниями этих же элементов в сульфидных рудах, о чем свидетельствует корреляционная связь между распределениями Ni, Co, Fe и S.

Эволюция составов главных породообразующих минералов по разрезу расслоенного интрузивного тела также отражает наличие «скрытой расслоенности». Результаты моделирования приведены на рис. 7—9. Видно, что состав природных оливинов и клинопироксенов близок к модельным и находится в равновесии с расплавом на всех стадиях его фракционирования. Другая картина наблюдается у плагиоклазов. Ранние кристаллы плагиоклаза (центральные части крупных идиоморфных зерен минерала) имели состав, близкий к анортиту, и не были в равновесии с расплавом в момент его внедрения в камеру локализации. При последующем фракционировании расплава эволюция состава плагиоклаза (центры зерен) близка к линии равновесной кристаллизации.

Моделирование строения вертикального разреза Талнахского интрузива показало принципиальную возможность непротиворечивой интерпретации совокупности характеристик внутренней расслоенности (минеральных распределений, эволюции содержаний элементов-примесей и состава минералов) в рамках единой конвективно-кумуляционной модели. Формирование основной расслоенной серии пород интрузива от пикритовых до оливинсодержащих и безоливиновых габбро-долеритов, а также приконтактных пород определяется двумя группами факторов — термодинамическими и динамическими. К первой группе относятся физико-химические законы кристаллизации силикатных расплавов, определяющие последовательность выделения кумулятивных парагенезисов минералов, формирующих, в свою очередь, определенную последовательность залегания пород в вертикальном разрезе. Ко второй группе относятся фазовый состав системы, относительные скорости оседания фаз, степень заполнения объема пород, которые определяют конкретное строение кумулятивных слоев пород (количественно-минеральный состав, резкость границ между горизонтами и т. д.).

Породы верхней приконтактной зоны (контактные габбро-долериты, верхние такситы, лейкогаббро, габбро-диориты) образуются в режиме «примержания», который определяется соотношением скоростей оседания кристаллизующихся фаз и скоростью продвижения вниз верхнего фронта затвердевания.

Нижние приконтактные породы (такситовые и контактовые габбро-долериты) образуются в результате направленной кристаллизации магмы от контакта с добавлением интрателлурических плагиоклаза и оливина.

Примесные элементы распределены в разрезе в соответствии с их коэффициентами сокристаллизации. При  $K < 1$  (Mn, V) элементы накапливаются в остаточном расплаве и обогащают последние его порции. При  $K > 1$  (Ni, Co) распределение содержаний элементов связано с распределением минерала-хозяина. Халькофильные элементы (Ni, Co) имеют двойственный характер эволюции их содержания по разрезу Талнахского интрузива, что обуславливается входением их как в силикатные, так и в сульфидные минералы. Полученные данные свидетельствуют о равновесии силикатного и сульфидного расплавов в момент внедрения и дальнейшей кристаллизации.

При кристаллизации расплава в камере локализации состав породообразующих минералов эволюционирует в соответствии с эволюцией состава расплава в ходе его фракционирования. Отсутствие равновесия между интрателлурическим плагиоклазом и расплавом свидетельствует о докамерной дифференциации исходного вещества.

## ВЫВОДЫ

Исследование количественных закономерностей внутреннего строения Талнахского интрузива и воспроизведение их с помощью моделирования показали, что внутренняя неоднородность строения исследуемого объекта обусловлена колебаниями количеств кумулятивных фаз и интеркумулятивной жидкости на фоне монотонного фракционирования исходного расплава. Таким образом, процесс дифференциации магмы рудоносного Талнахского интрузива не отличается от механизма дифференциации нерудоносных расслоенных интрузивов, например силлов Палисейд и Кузьмовка [Арискин, 1985]. Специфические особенности строения Талнахского интрузива (наличие лейкократовых пород типа такситовых габбро-долеритов и лейкогаббро, резкость границ между дифференциатами, повышенная степень дифференциации и т. д.) связаны с определенными специфическими значениями динамических параметров, таких как содержание в расплаве интрателлурической фазы (16 мол. %), скорости оседания минералов (относительно высокие для Талнахского интрузива) и др. Конвективно-кумуляционная модель может быть принята за основу для дальнейшего исследования рудно-силикатных систем при условии ввода в нее соответствующих рудных компонентов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Арискин А. А. Динамика разделения химических элементов при кристаллизации основных и ультраосновных магм: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук, 1985.— 24 с.
- Арискин А. А., Френкель М. Я. Моделирование фракционной кристаллизации основных силикатных расплавов на ЭВМ // Геохимия.— 1982.— № 3.— С. 338—356.

- Ворцепнев В. В., Куделина М. Б.** Включения затвердевших расплавов в минералах Талнахского дифференцированного интрузива // *Материалы IV научной конференции аспирантов и молодых ученых МГУ. Сер. Геохимия и полезные ископаемые.*— М., 1978.— С. 24—28.— Деп. в ВИНТИ 9.02.78, № 482.
- Годлевский М. Н.** Траппы и рудоносные интрузии Норильского района.— М.: Гостеолтехиздат, 1959.— 68 с.
- Горяинов И. Н.** О генезисе Талнахского месторождения // *Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий.*— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971.— С. 182—196.
- Днепровская М. Б., Ярошевский А. А., Ашинян Л. И.** Геохимическая структура Талнахского интрузива // *Тезисы докладов X семинара «Геохимия магматических пород».*— М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984.— С. 53—54.
- Додин Д. А., Батуев Б. Н.** Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // *Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий.*— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971.— С. 31—100.
- Зотов П. А.** Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха.— М.: Наука, 1979.— 155 с.
- Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В. и др.** Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-I, Норильск-II, горы Черной) // *Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий.*— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971.— С. 197—304.
- Куделина М. Б.** Кристаллизационная дифференциация — механизм становления рудоносного Талнахского интрузива // *Материалы VI конференции молодых ученых МГУ. Сер. Геохимия и полезные ископаемые.*— М., 1979.— С. 187—202.— Деп. в ВИНТИ 22.08.79, № 3132.
- Куделина М. Б., Ярошевский А. А., Ашинян Л. И. и др.** Морфологические особенности и состав породообразующих минералов Талнахского интрузива (Норильский район) // *Тезисы докладов IX семинара «Геохимия магматических пород».*— М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983.— С. 79—80.
- Лихачев А. П.** Об условиях кристаллизации трапповых магм северо-западной части Сибирской платформы // *Зап. ВМО.*— 1977.— Ч. 106, вып. 5.— С. 594—605.
- Маракушев А. А., Феногенов А. Н., Емельяненко П. Ф. и др.** Генезис расслоенных интрузивов норильского типа // *Вестн. МГУ. Сер. Геология.*— 1982.— № 1.— С. 3—18.
- Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии/Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А.**— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 436 с.
- Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений/Генкин А. Д., Дистлер В. В., Гладышев Г. Д. и др.**— М.: Недра, 1981.— 233 с.
- Феногенов А. Н., Емельяненко П. Ф.** Пикритовый слой никеленосного интрузива Норильск-I // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*— 1984.— № 9.— С. 124—130.
- Френкель М. Я.** Геохимическая структура пластового интрузива // *Динамические модели физической геохимии.*— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 19—30.
- Френкель М. Я., Арискин А. А.** Алгоритм решения на ЭВМ задачи равновесия для кристаллизующегося базальтового расплава // *Геохимия.*— 1984а.— № 5.— С. 679—690.
- Френкель М. Я., Арискин А. А.** Моделирование равновесной и фракционной кристаллизации базальтовых расплавов с помощью ЭВМ // *Геохимия.*— 1984б.— № 10.— С. 1419—1431.

# ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

---

А. С. БОРИСЕНКО,  
А. А. ОБОЛЕНСКИЙ, В. И. ЛЕБЕДЕВ

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гидротермальные собственно серебряные месторождения относятся, как известно, к двум различным генетическим классам рудных месторождений: вулканогенному и плутоногенному (табл. 1). Типичными представителями первого из них являются месторождения золото-серебряной, серебро-оловянной и серебро-сульфидной рудных формаций [Смирнов, 1981; Рудные месторождения СССР, 1978; и др.]. Они, как правило, располагаются в пределах вулканогенных поясов и генетически в той или иной степени связаны с формированием вулканоплутонических комплексов. Серебряные месторождения этой группы в сочетании с другими типами близповерхностных вулканогенных гидротермальных месторождений проявлены практически во всех вулканогенных поясах мира.

Ко второй группе относятся эпитеpмальные месторождения серебро-арсенидной, серебро-сульфосольной и серебро-свинцовой рудных формаций [Смирнов, 1981; Рудные месторождения СССР, 1978; Борисенко и др., 1984; и др.], представителями которых являются известные месторождения Канады, США, Рудных гор в ЧССР и ГДР, юга Сибири и других регионов. Они развиты в основном в районах тектономагматической активизации консолидированных областей и парагенетически связаны с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма. Наряду с эпитеpмальными флюоритовыми, свинцово-цинковыми, сурьмяно-ртутными и баритовыми они образуют единые генетические ряды рудных формаций, полнота проявления которых определяется интенсивностью развития процессов тектономагматической активизации и геохимическими особенностями рудо-вещающих пород данного региона.

Такое своеобразие геологических условий образования этих двух групп серебряных месторождений во многом определяет кардинальные отличия в их генезисе. Работами многих исследователей [Гончаров и др., 1972; Гончаров, Сидоров, 1979; Nash, 1972; Casadevall, Ohmoto, 1977; и др.] показано, что вулканогенно-гидротермальные серебряные месторождения относятся к средне-низкотемпературным образованиям, формирующимся в довольно широком интервале температур от 400—450 до 100—150°C и при давлениях до 300—400 бар. Причем формирование основных продуктивных парагенезисов смещено в более низкотемпературную область —

## Рудные формации эпитермальных серебряных месторождений

Рудная формация	Субформация	Минералы		Главные компоненты руд	Геологическая позиция, связь с магматизмом	Типовые месторождения
		рудные	жильные			
Арсенид-ная Ni — Co	Серебро-арсенидная	Арсениды Ni и Co, сульфосоли Cu и Ag, серебро	Кальцит, доломит, сидерит, кварц, барит	Ag, Ni, Co, Bi, U	Структуры тектономагматической активизации, парагенетическая связь с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма	Кобальт, Эко-Бей (Канада), Аннаберг, Шнееберг (ГДР), Яхимов (ЧССР)
Серебро-сульфосольная	Серебро-сурьмяная	Тетраэдрит, халькостибит, бурнонит, цинкениит, арсенопирит, галенит, сфалерит, киноварь	Сидерит, анкерит, кварц, барит	Ag, Bi, Sb	То же	Галена, Райнбау (Айдахо, США), месторождения Западных Карпат (ЧССР)
	Серебро-мышьяковая	Теннантит, арсенопирит, сульфоарсениды Ni и Co, халькопирит, сульфиды и сульфосоли Cu и Pb	Кальцит, кварц, барит, сидерит	Ag, Bi, Co	То же	Узунойское, Хараджульское, Джулукульское и др. (СССР), Мергенбулакское (МНР)
	Серебро-висмутовая	Сульфиды и сульфосоли Bi, блеклые руды, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсениды Ni и Co	Сидерит, кварц, кальцит, барит	Ag, Bi	То же	Нейбулах и др. (ФРГ)

Серебросвинцовая		Галенит, тетраэдрит, сфалерит, бурнонит, джемсонит, халькопирит, арсенопирит	Сидерит, кварц, кальцит, барит	Ag, Pb	То же	Саншайн, Морнинг-Стар, Кер-Д'Ален (США), Мангазейское, Менекеченское, Канджольское (СССР)
Сереброоловянная		Касситерит, сульфосоли Cu, Bi, Ag, станин, арсенопирит, пирит, висмутин, галенит, сфалерит	Кварц	Ag, Sn	Вулканогенные пояса, парагенетическая связь с вулканоплутоническими комплексами	Потоси, Оруро (Боливия), Северо-Восток СССР
Сереброзолотая		Арсенопирит, пирит, блеклые руды, сульфиды и сульфосоли Ag, Cu, Pb, серебро, теллуриды Au, Ag, галенит, сфалерит	Кварц, родохрозит, адуляр, кальцит	Ag, Au	То же	Пачука, Гуанохуата (Мексика), Топопа, Комсток (США), Кономаи (Япония)
Серебросульфидная		Галенит, тетраэдрит, халькопирит, бурнонит, пирит, аргентит, серебро, пираргирит	Кварц, родохрозит	Ag, Pb, Zn	То же	Касапалка, Морокоча (Перу)

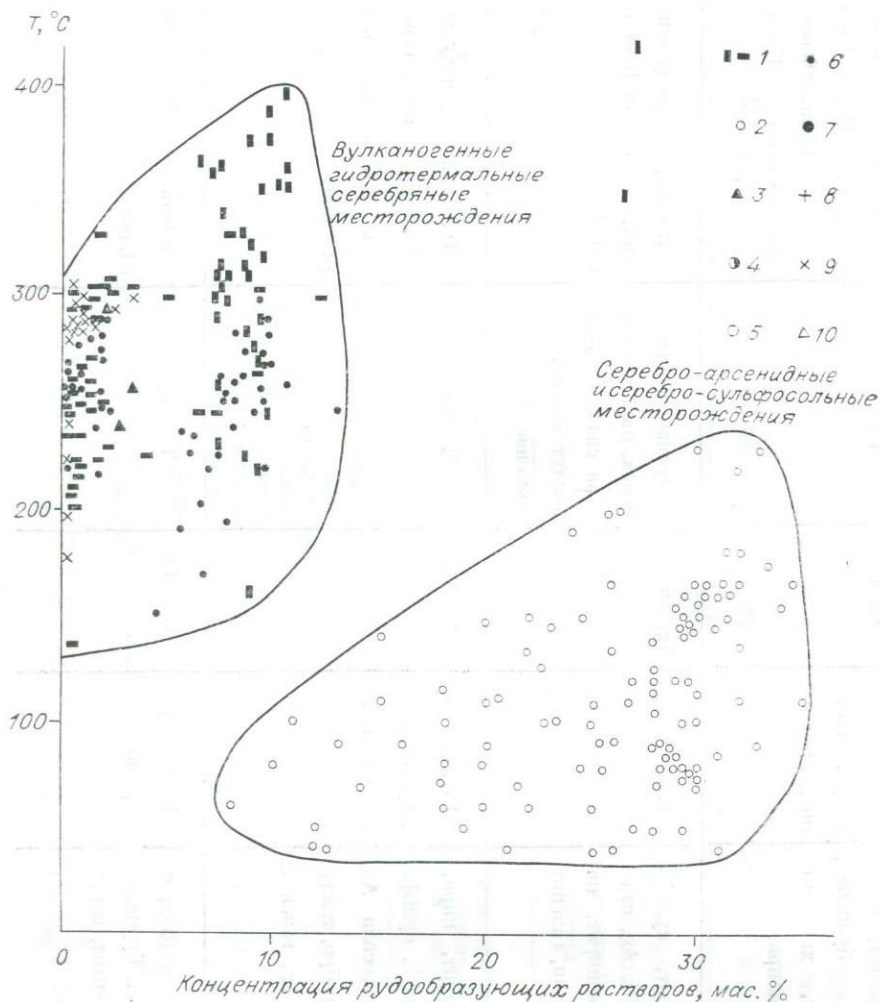


Рис. 1. Температура и концентрация минералообразующих растворов эпitherмальных серебряных месторождений.

1—5 — вулканогенно-гидротермальные серебряные месторождения [О'Нил, Зильберман, 1977; Casadevall, Ohmoto, 1977; Cambel et al., 1984; и др.]; 6—10 — серебро-арсенидные и серебро-сульфосольные месторождения [Harzer, 1970; Cambel et al., 1984; Борщевский и др., 1984; и др.].

250—150°C. Процессы рудоотложения на этих месторождениях протекали в близповерхностной обстановке, при высоких вертикальных температурных градиентах, достигавших 30—35 град/100 м, скачкообразном изменении температур от стадии к стадии и общем ее снижении на заключительных периодах гидротермального процесса. Минералообразующие растворы отличались довольно низкими концентрациями растворенных компонентов, составляющими первые проценты и в редких случаях достигавшими 10—12 мас. % (рис. 1).

Преобладающими компонентами минералообразующих растворов являются NaCl, KCl и бикарбонаты. Отношение K/Na обычно повышено и колеблется от 1 до 0,2. В газовой фазе растворов резко преобладают CO<sub>2</sub> и N<sub>2</sub>, в меньших количествах отмечаются CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S и другие газы.

Принципиально другие условия рудоотложения и состав минералообразующих растворов характерны для месторождений серебро-арсенидного и серебро-сульфосольного типа. Эти месторождения относятся к типичным низкотемпературным образованиям. Они формируются при температурах ниже 250° и давлениях от 100 до 600 бар. Причем руды серебро-арсенидных месторождений формировались в интервале температур 180—40°, серебро-сульфосольные 230—50°. В отличие от вулканогенно-гидротермальных месторождений их формирование происходило при довольно низких вертикальных температурных градиентах — порядка 7—12 град/100 м. Нередко на этих месторождениях устанавливается волнообразное изменение температур минералообразования, которое выражается в постепенном их повышении от ранних стадий к продуктивным, а затем в снижении на заключительных.

Минералообразующие растворы месторождений этой группы существенно отличались от растворов серебряных вулканогенно-гидротермальных месторождений. Устанавливается, что они, как правило, находились в гетерогенном состоянии и представляли собой высококонцентрированный хлоридный раствор, содержащий обособленную высокоплотную газовую фазу. По данным газовой хроматографии и рамановской спектроскопии, главными компонентами газовой фазы являются углекислота, метан, находящиеся во флюидных включениях в сжиженном состоянии, и азот. Минералообразующие растворы повсеместно, что хотелось бы особо подчеркнуть, характеризуются исключительно высокими концентрациями растворенных компонентов, достигавших 35—40 мас. % (см. рис. 4). В их составе резко преобладают NaCl и CaCl<sub>2</sub>, в меньших количествах отмечаются KCl и MgCl<sub>2</sub>. Атомно-абсорбционным анализом в составе таких растворов в крупных индивидуальных включениях установлены высокие концентрации некоторых рудных элементов: Fe до 10 г/л, Ni до 1,4 г/л. Характерными микрокомпонентами минералообразующих растворов являются I и Br, причем отношение Cl/Br в них довольно низкое и колеблется от 18 до 50. Ввиду низкого содержания KCl отношение K/Na в растворе составляет 0,4—0,08.

Анализ минеральных парагенезисов гидротермально измененных пород и руд серебряных месторождений позволяет расчетным путем, а в крупных индивидуальных флюидных включениях — путем непосредственного измерения, оценить pH минералообразующих растворов. С одной стороны, устанавливаются широкие колебания значений этого параметра (pH = 3,5—8), а с другой — направленное его изменение во времени: от кислых к щелочным или наоборот. Тому или иному типу эволюции pH минералообразующих растворов соответствует своя последовательность кристаллизации жильных и рудных минералов серебряных месторождений. Определенная

направленность изменения этого параметра во времени во многом обуславливает последовательность отложения минералов в рядах: арсениды → сульфоарсениды → сульфосоли → сульфиды; хлорит → → гидрослюда → каолинит, что наблюдается на многих серебро-арсенидных и серебро-сульфосольных месторождениях [Борисенко и др., 1984].

Анализ геологических и геохимических условий формирования эпитермальных серебряных месторождений, изучение изотопного состава кислорода, водорода, углерода, свинца и серы минералов руд и законсервированных в них флюидных включений позволяют обосновать полигенное происхождение гидротермальных растворов и рудообразующих веществ. Парагенетическая связь серебро-арсенидных и серебро-сульфосольных месторождений с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма, приуроченность их к зонам глубинных разломов, глубинный источник ряда рудных элементов и прежде всего таких, как As, Sb, Hg, предопределяют участие в их формировании эндогенных флюидов. Еще более наглядно участие флюидов эндогенного происхождения в формировании серебряного оруденения показано на примере вулканогенно-гидротермальных месторождений [Сидоров, 1966; Гончаров, Сидоров, 1979; Константинов, 1984; Котляр, 1985; и др.]. С другой стороны, близповерхностные условия образования эпитермальных серебряных месторождений приводят к выводу о неизбежности участия в их формировании вод вадозного происхождения. Это подтверждается исследованиями изотопного состава кислорода минералов руд и флюидных включений, показавшими, что облегченный изотопный состав кислорода минералообразующих растворов обусловлен присутствием в их составе изотопно-легких вадозных вод (рис. 2). В случае близповерхностных золото-серебряных месторождений такой изотопный сдвиг объясняется участием разбавленных метеорных вод, а для серебро-арсенидных и серебро-сульфосольных месторождений — высококонцентрированных хлоридных рассолов галогенных отложений. Этим, на наш взгляд, и объясняются существенные различия в составе и концентрации рудообразующих растворов этих двух групп серебряных месторождений. Участие экзогенных хлоридных растворов в формировании серебро-арсенидных и серебро-сульфосольных месторождений доказывается:

- повсеместной приуроченностью их к районам развития галогенных отложений;
- сходством состава и концентрации экзогенных хлоридных рассолов и минералообразующих растворов;
- присутствием в составе последних таких характерных микрокомпонентов хлоридных экзогенных рассолов, как I и Br;
- и, наконец, изотопным составом кислорода, углерода, водорода и серы минералов руд и флюидных включений.

Приуроченность серебро-арсенидных и серебро-сульфосольных месторождений к районам развития галогенных отложений отчетливо выражена не только в конкретных регионах, как например в Алтае-Саянской складчатой области, где большинство из них тяготе-

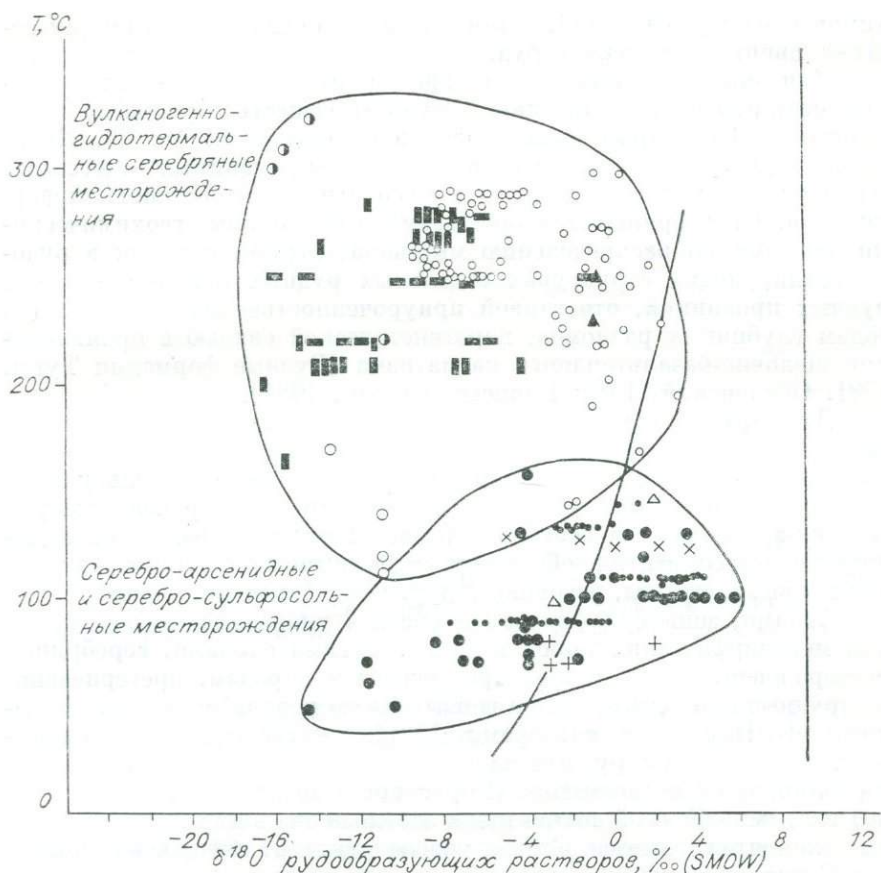


Рис. 2. Изотопный состав кислорода минералообразующих растворов эпитермальных серебряных месторождений. Усл. обозн. см. на рис. 1.

ет к активизированным окраинам прогибов, выполненных девонскими, в том числе и галогенными, отложениями. Такая приуроченность выдерживается и в планетарном масштабе [Борисенко и др., 1979, 1984].

Полигенность рудообразующих растворов тесно связана с полигенностью рудного вещества эпитермальных серебряных месторождений. Для вулканогенно-гидротермальных серебряных месторождений большинство геологов доказывают эндогенную природу рудного вещества и лишь частичное его заимствование из вмещающих пород при их гидротермальном изменении [Сидоров, 1966; Гончаров, Сидоров, 1979; Константинов, 1984; Щеглов, Говоров, 1985; Котляр, 1985]. Эти представления базируются не только на существовании пространственно-временной и генетической связи оруденения с вулканоплутоническими комплексами, но и на данных изотопно-гео-

химических исследований, в том числе и данных по изотопному составу свинца минералов руд.

Для эпитермальных серебро-арсенидных и серебро-сульфосольных месторождений полигенность рудного вещества проявлена более отчетливо. Некоторые рудные элементы, такие как As, Sb, Hg и, вероятно,  $\text{CO}_2$  и др., связаны с поступлением глубинных эндогенных флюидов. Это хорошо согласуется с геологической обстановкой формирования серебряных месторождений этой группы, геохимически данными по распределению мышьяка, сурьмы и ртути в рудо-контролирующих структурах отдельных рудных районов и целых рудных провинций, отчетливой приуроченностью месторождений к зонам глубинных разломов, парагенетической связью с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма [Рудные формации Тувы, 1981; Оболенский, 1985; Борисенко и др., 1984].

Для другой группы рудных элементов (Ag, Cu, Pb, Zn, Ni, Co) на основании имеющихся геохимических данных более вероятно представляется местное коровое происхождение. В пользу этого в первую очередь свидетельствует повсеместная приуроченность руд серебро-арсенидных и серебро-сульфосольных месторождений к породам и метасоматитам, обогащенным рудными элементами. Таковы, как правило, скарны, роговики и другие метасоматиты, обогащенные сульфидами, зоны сульфидизации среди черносланцевых отложений или метаморфических пород и т. д. Другими словами, серебряные месторождения этой группы приурочены к породам, претерпевшим в дорудные периоды рудоподготовительную переработку (в понимании Г. Б. Наумова с соавторами [1981]) и ставшими благоприятными для экстракции рудных элементов в процессе рудообразования и окислительного метасоматоза [Борисенко и др., 1984]. Примечательно, что компонентный состав руд и соотношение в них основных рудных элементов также во многом унаследуются от вмещающих пород.

В пользу местного источника рудного вещества свидетельствует изотопный состав рудного свинца серебряных месторождений арсенидного и сульфосольного типа. В подавляющем большинстве случаев изотопный возраст рудного свинца близок к геологическому возрасту вмещающих пород или дорудных метасоматитов и является значительно более древним по отношению к возрасту самого оруденения. Это достаточно наглядно показано на примере серебро-арсенидных месторождений Канады [Торп, 1977], серебро-свинцовых и серебро-сульфосольных месторождений Кер-Д'Алена в США [Zartman, Stacey, 1971], сидерит-сульфосольных месторождений Спичско-Гемерского рудогорья в ЧССР [Černyšev et al., 1984] и других сереброносных провинций мира.

Местный источник в большинстве случаев предполагается и для серы минералов руд. На это указывает соответствие изотопного состава серы рудных сульфидов и сульфидов вмещающих пород, а серы барита — серы сульфатов галогенных отложений (рис. 3) [Robinson, Ohmoto, 1973; Petruk, 1971; Cambel et al., 1984].

Ведущую роль в заимствовании рудных элементов из вмещающих пород играют экзогенные хлоридные рассолы, участвующие в

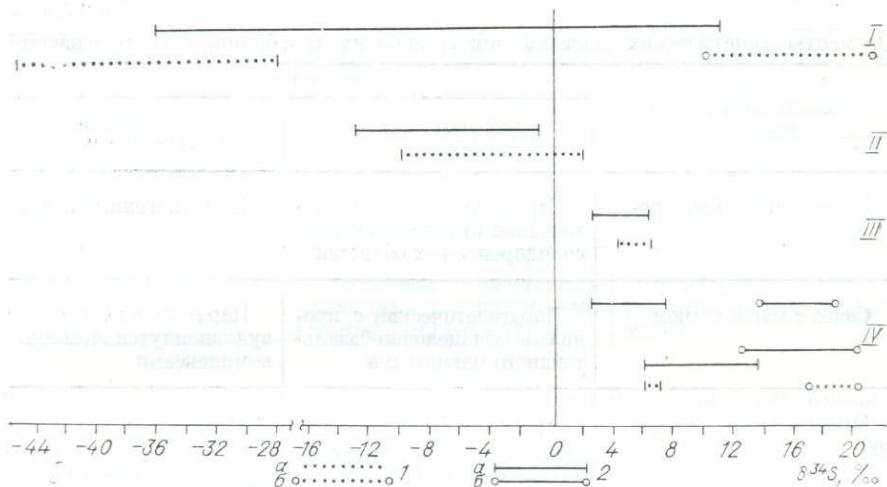


Рис. 3. Изотопный состав серы минералов руд серебро-арсенидных и серебро-сульфосольных месторождений (I — Рюккены Мансфельда; II — месторождение пятиэлементной формации, СССР; III — Кобальт, Канада; IV — серебро-арсенидные и серебро-сульфосольные, юг Сибири и МНР).

1, 2 — сульфиды (а) и сульфаты (б) вмещающих пород (1) и рудных жил (2).

формировании месторождений серебро-арсенидной и серебро-сульфосольной рудных формаций. Имеющиеся к настоящему времени данные показывают, что залегающие даже в не обогащенных рудными элементами осадочных породах (известняки, песчаники и др.) такие рассолы содержат высокие концентрации Pb, Zn, Cu, Fe, Ba, а иногда и Ag, Ni, Co и других рудных элементов. Так, хлоридные рассолы кембрийских отложений Сибирской платформы, девона Припятской впадины, Данакильского прогиба в Африке, артезианских бассейнов Западной Канады и США содержат до 10—15 г/т Ag, Ni, Co, сотни граммов на тонну Pb, Zn, Cu, Ba, до 10 тыс. г/т Fe, Sr [Пиннекер, 1966; Закономерности..., 1981; Гидрогеология Африки, 1978; и др.]. Это с полным основанием позволяет отнести их к рудодонным растворам. Еще более высокие концентрации этих элементов следует ожидать при взаимодействии таких рассолов с обогащенными рудными компонентами породами и метасоматитами, характерными для рудовмещающих толщ серебро-арсенидных и серебро-сульфосольных месторождений. Смешение таких металлоносных рассолов с эндогенными флюидами представляет собой главный фактор формирования месторождений этой группы и во многом определяет особенности образующих их гидротермальных систем.

Таким образом, рассмотренные две группы гидротермальных серебряных месторождений являются производными двух различных типов гидротермальных рудообразующих систем. Характерные черты первой из них — вулканогенно-гидротермальной:

— пространственная и генетическая связь с вулканогенными

## Элементы генетических моделей эпитермальных серебрянных месторождений

Элементы генетических моделей	Месторождения		
	серебро-арсенидные, серебро-сульфосольные	золото-серебряные, серебро-оловянные	
Геотектоническая позиция	Структура тектономагматической активизации консолидированных областей	Вулканогенные пояса	
Связь с магматизмом	Парагенетическая с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма	Парагенетическая с вулканоплутоническими комплексами	
Минеральный состав руд	Арсениды Ni и Co, сульфосоли Cu, Pb, Ag, сульфиды Pb, Zn, самородное Ag	Сульфиды и сульфосоли Ag, Cu, Pb, Bi, Sn, самородное Au, касситерит	
Околорудные метасоматиты	Аргиллизиты, пропициты, тальк-карбонатные метасоматиты	Аргиллизиты, вторичные кварциты, пропициты, кварц-серицитовые метасоматиты	
Источники рудного вещества	Эндогенные флюиды	Ag, Sb, Hg, CO <sub>2</sub>	Ag, Au, As, Sb, Pb, Zn, H <sub>2</sub> S, CO <sub>2</sub> , F
	Метеорные воды	—	O <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> O, SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
	Экзогенные хлоридные рассолы	Ag, Ni, Co, Cu, Pb, Ba, H <sub>2</sub> S, H <sub>2</sub> O	—
	Околорудный метасоматоз	Проявлен слабо	Проявлен интенсивно Ca, Mg, Al, Fe, Si, K, Na
Физико-химические параметры рудоотложения	Состав рудообразующих растворов	CaCl <sub>2</sub> , NaCl, KCl, CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> (Br <sup>-</sup> , I <sup>-</sup> , H <sub>2</sub> S)	NaCl, KCl, NaHCO <sub>3</sub> (CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S)
	Концентрация растворов	20—40 мас. %	0,5—12 мас. %
	Формы переноса рудных элементов	Me <sup>2+</sup> , MeCl <sub>n</sub> <sup>-</sup> , As <sup>0</sup> , Sb <sup>0</sup>	Me <sup>2+</sup> , MeCl <sub>n</sub> <sup>-</sup> , Me(HS) <sub>n</sub> <sup>-</sup>
	Температура рудоотложения	250—50°	450—100°

Элементы генетических моделей		Месторождения	
		серебро-арсенидные, серебро-сульфосольные	золото-серебряные, серебро-оловянные
Факторы рудоотложения	Физико-химические	Изменение Eh — pH	Снижение температуры, вскипание растворов, изменение Eh — pH
	Гидродинамические	Смещение эндогенных флюидов с экзогенными хлоридными рассолами	Смещение эндогенных флюидов с метеорными водами

поясами, а в пределах поясов — с конкретными вулканоплутоническими комплексами;

— средне-низкотемпературный характер рудоотложения, высокие вертикальные температурные градиенты, неустойчивый термодинамический режим рудоотложения, низкие концентрации минералообразующих растворов;

— активное участие в рудообразовании метеорных вод;  
— преимущественно эндогенный источник рудоносных флюидов и основных рудных элементов.

Гидротермальным рудообразующим системам, формирующим серебро-арсенидные и серебро-сульфосольные месторождения в областях тектономагматической активизации, свойственны:

— преимущественное развитие в районах тектономагматической активизации консолидированных областей;

— парагенетическая связь с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма;

— низкотемпературный характер рудоотложения, низкие вертикальные температурные градиенты, высокие концентрации минералообразующих растворов;

— глубокий эндогенный источник As, Sb, Hg и преимущественно местное происхождение Ag, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, заимствованных из вмещающих пород.

Столь существенные различия рассмотренных выше двух типов гидротермальных рудообразующих систем во многом определяют основные черты и своеобразие элементов генетических моделей формируемых ими эпitherмальных серебряных месторождений (табл. 2).

## ЛИТЕРАТУРА

Борисенко А. С., Лебедев В. И., Оболенский А. А. и др. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений Западной Тувы // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — Т. 2. — С. 226—235.

Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — 172 с.

- Борщевский Ю. А., Оболенский А. А., Борисова С. Л. и др. Изотопный состав кислорода и углерода жильных минералов низкотемпературных гидротермальных месторождений Центральной Азии // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 100—113.
- Гидрогеология Африки/Ред. Н. А. Маринов.— М.: Недра, 1978.— 370 с.
- Гончаров В. П., Найборodin В. П., Сидоров А. А. Температурные особенности формирования субвулканических золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР // Рудообразующая среда по включениям в минералах.— М.: Наука, 1972.— С. 124—131.
- Гончаров В. П., Сидоров А. А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования.— М.: Наука, 1979.— 208 с.
- Закономерности распространения и формирования металлоносных рассолов.— М.: Недра, 1981.— 264 с.
- Константинов М. М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира.— М.: Недра, 1984.— 165 с.
- Котляр И. Н. Геолого-генетические модели золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР // Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985.— Т. 2.— С. 149—150.
- Наумов Г. Б., Ермолаев Н. П., Моторина З. М. и др. Геохимическая роль и место подготовительных процессов в моделях эпигенетического рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981.— Т. 1.— С. 32—33.
- Оболенский А. А. Генезис месторождений ртутной рудной формации.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 194 с.
- О'Нил Дж., Зильберман М. Л. Соотношение стабильных изотопов эпигенетических месторождений золото-серебряных руд // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования.— М.: Мир, 1977.— С. 338—357.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна.— М.: Наука, 1966.— 332 с.
- Рудные месторождения СССР/Ред. В. И. Смирнов.— М.: Недра, 1978.— Т. 3.— С. 77—93.
- Рудные формации Тувы/Ред. В. А. Кузнецов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 200 с.
- Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки.— М.: Недра, 1966.— 166 с.
- Смирнов В. И. Месторождения серебра // Курс рудных месторождений.— М.: Недра, 1981.— С. 291—298.
- Торп Р. Свинцово-изотопные данные о происхождении жильных месторождений района Кобальт и Большого Медвежьего озера, Канада // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования.— М.: Мир, 1977.— С. 58—94.
- Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли.— М.: Наука, 1985.— 325 с.
- Cambel B., Zukov F. I., Savcenko L. T., Smejkal V. Isotopic composition of sulfur, carbon and oxygen in minerals of the Rudnany siderita-barite-polimetallic ores // Geol. zbornik.— 1984.— N 1.— P. 21—30.
- 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.— Vol. 7.— P. 1285—1320.
- Černýšev I., Cambel B., Kodera M. Lead isotopes in galenas of the West Carpathians // Geol. zbornik.— 1984.— N 3.— P. 307—328.
- Harzer D. Isotopengeochemische Untersuchungen ( $O^{18}$  and  $C^{13}$ ) an hydrothermalen Mineralen aus Ganglagerstätten der DDR.— Leipzig: Freiburger Forschungsheft, 1970.— 247 S.
- Nash J. T. Fluid inclusion studies of some gold deposits in Nevada // Geol. Surv. Prof. Paper.— 1972.— 800-C.— P. 15—20.
- Petruk W. Sulphur isotope abundance ratios for the sulphides in the cobalt-gowanda ores // Canad. Miner.— 1971.— Vol. 11, N 1.— P. 391—395.

- Robinson B. W., Ohmoto H. Mineralogy, fluid inclusions and stable isotopes of the Echo Bay U—Ni—Ag—Cu deposits, North-West Territories, Canada // *Econ. Geol.*— 1973.— Vol. 68, N 5.— P. 556—635.
- Zartman R. E., Stacey J. S. Lead isotopes and mineralization ages in Belt Supergroup Rock, Northwestern Montana and Northern Idaho // *Econ. Geol.*— 1971.— Vol. 66, N 6.— P. 849—860.

*Л. Н. ГРИНЕНКО*

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ОСНОВАНИИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Редкая встречаемость крупных сульфидных медно-никелевых месторождений, ассоциирующихся с базит-гипербазитовыми породами, несмотря на широкое распространение последних, свидетельствует о специфических условиях их образования. Для познания этих условий применен метод комплексного исследования изотопного состава и содержаний серы в мафит-ультрамафитах различных структурно-фациальных зон, включая интрузивы основного — ультраосновного состава из никеленосных провинций, различающиеся по степени рудоносности, сульфиды руды и породы вмещающей толщи. Такое исследование дает ценную информацию об источниках серы базит-гипербазитов и связанных с ними руд (что особенно важно в связи с установленной в последнее время низкой ресторимостью этого элемента в основных и ультраосновных расплавах [Альмухамедов, Медведев, 1982]), которая ставит под сомнение возможность концентрирования серы в значительных количествах в рудных месторождениях без привлечения дополнительных ее источников или особых процессов перераспределения мантийной по природе серы в верхних горизонтах земной коры. Знание же конкретных источников серы пород и руд, места, времени и форм вовлечения ее в рудный процесс имеет первостепенное значение для выяснения условий образования крупных скоплений сульфидов промышленного значения, что важно для поисков и прогнозной оценки этого типа оруденения.

Поскольку базит-гипербазитовые породы, по представлениям большинства исследователей, имеют верхнемантийный источник, важно решить вопрос об однородности или неоднородности изотопного состава серы в верхней мантии. На рис. 1 обобщены собственные и литературные данные по вариациям серы и ее изотопов в базит-гипербазитовых породах океана и некоторых континентальных безрудных массивах основного — ультраосновного состава. Как видно, в наиболее чистых представителях мантийного материала — неизмененных океанических базальтах — изотопный состав серы близок к метеоритному, а содержания ее в большинстве случаев находятся в диапазоне 0,03—0,05%. Аномальные значения  $\delta^{34}\text{S}$  отмечаются в пробах океанических базит-гипербазитов, подвергшихся вторичным измене-

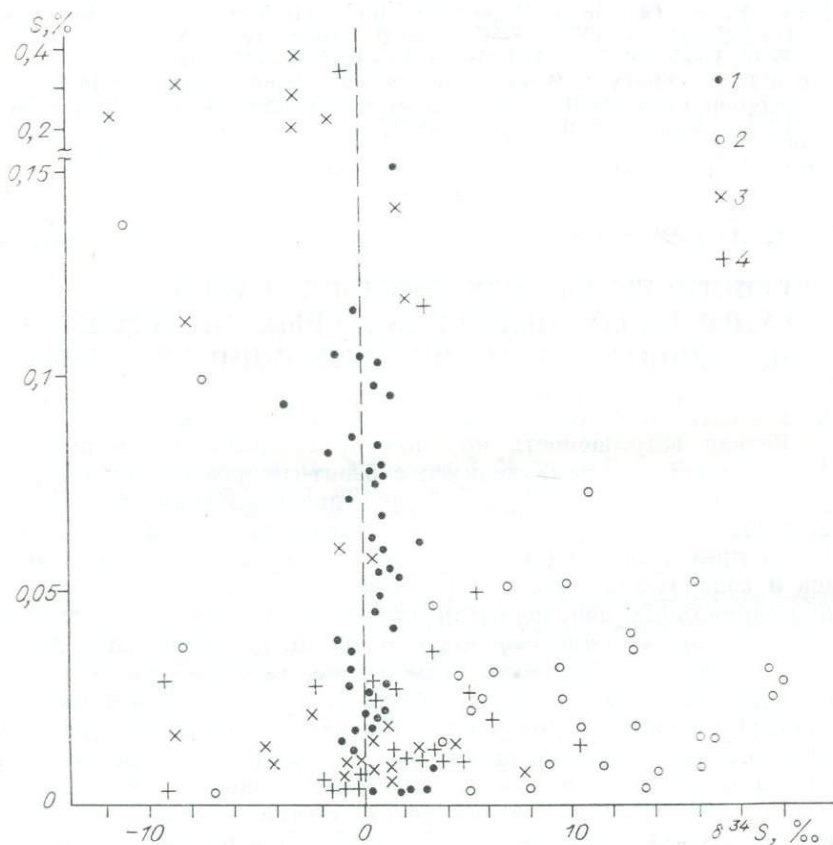


Рис. 1. Вариации изотопного состава и содержаний серы в океанических и безрудных континентальных базит-гипербазитовых породах.  
1 — неизменный базальт; 2 — измененный базальт; 3 — эфлогит; 4 — перидотит.

ниям или контаминированных коровой серой. В безрудных континентальных мафит-ультрамафитах содержания серы также в целом низкие, но при близости изотопных отношений ее в большинстве проб к метеоритной величине возрастает степень их дисперсии, причем повышенные содержания серы нередко коррелируют с аномальными величинами ее изотопного состава.

Близкий к метеоритному изотопный состав серы неизменных базит-гипербазитовых пород из различных регионов мира свидетельствует о довольно однородном, в пределах  $\pm 2\text{‰}$ , соотношении ее изотопов в верхней мантии и незначительном фракционировании их при выплавлении расплавов и кристаллизации пород.

Наибольший интерес представляют данные по распределению изотопов серы и ее содержания в различных типах базит-гипербазитовых пород из никеленосных провинций, где в ряде случаев с такими

породами ассоциирует богатое сульфидное медно-никелевое оруденение.

Одной из таких провинций является северо-запад Сибирской платформы, где с интрузивными трапповой формации мезозоя связаны сульфидные медно-никелевые месторождения. В этом районе изучено распределение серы и ее изотопов по разрезам ряда габбро-долеритовых интрузий различных фаз внедрения, приуроченных к различным зонам разломов, залегающих на разных уровнях стратиграфического разреза среди разных по литологии пород и отличающихся по химизму, степени дифференциации и сульфидоносности, включая безрудные, слабо-, средне- и промышленно-рудноносные интрузии.

На рис. 2 приведены средние значения изотопного состава и содержания серы в изученных интрузиях. Как видно из рисунка, существуют четкие различия в этих величинах и характере дисперсии их в различных типах интрузий. Безрудные интрузии различных фаз внедрения отличаются от рудоносных по содержаниям и изотопному составу серы. Содержания серы в них в большинстве случаев низкие, не превышающие 0,03—0,08%, а изотопный состав в среднем изменяется от +0,1 до +4,6‰. В слабо- и среднерудоносных интрузиях содержания серы повышены до 0,2—0,3%, и она более существенно обогащена тяжелым изотопом, в среднем до +6,0÷+8,4‰. Наиболее высокие содержания серы (до 1—2%) — в промышленно-рудноносных интрузиях, где она обогащена  $^{34}\text{S}$  до +8,9÷+11,4‰.

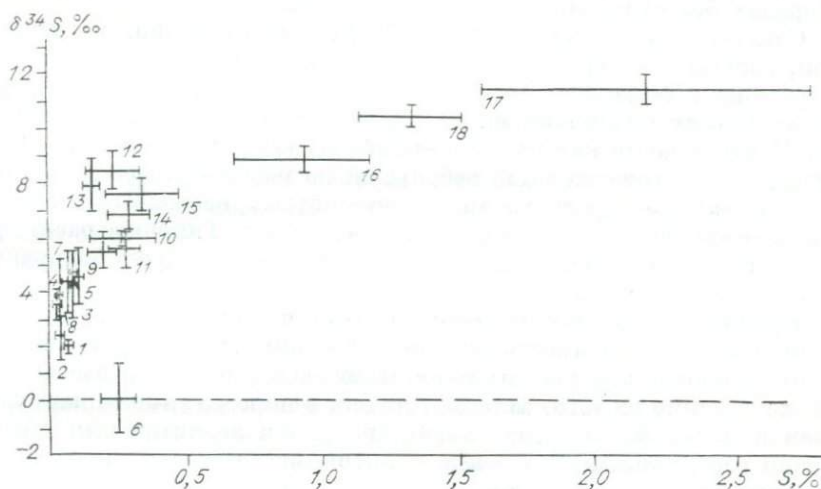


Рис. 2. Содержания и изотопный состав серы габбро-долеритовых интрузий. Отрезки прямых — доверительные интервалы для средних содержаний серы и значений  $\delta^{34}\text{S}$ . Пересечение их соответствует средним содержаниям серы и средним значениям  $\delta^{34}\text{S}$ . Цифрами обозначены интрузии: 1 — Ф-81, 2 — ПЕ-3, 3 — Ф-88, 4 — Далдыканская, 5 — 1-го порога р. Курейки, 6 — Хюкта, 7 — Путанная, 8 — Нижний-П, 9 — Накохозская, 10 — Зеленая Грива, 11 — Пясино-Вологодчанская, 12 — Нижний Талнах, 13 — Мантуровская, 14 — Имангда, 15 — гора Черная, 16 — Норильск-1, 17 — Талнахская, северо-восточная ветвь, 18 — Талнахская, северо-западная ветвь.

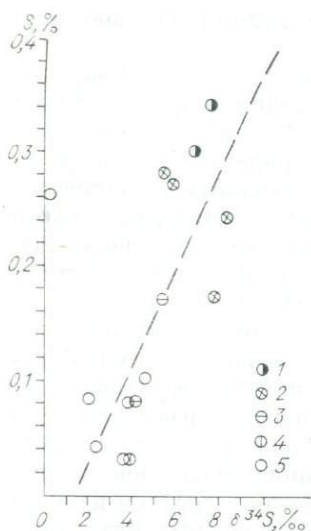


Рис. 3. Корреляция средних значений  $\delta^{34}\text{S}$  и содержания серы в габбро-долеритовых интрузиях (1 — норильско-талнахского, 2 — нижне-талнахского, 3 — курейского, 4 — моронговского типов, 5 — безрудных).

Для безрудных и сульфидоносных непромышленных интрузий наблюдается прямая корреляция между средними значениями изотопного состава серы пород и ее содержаниями, указывающая на то, что причиной повышения содержания серы являлась добавка коровой серы, обогащенной тяжелым изотопом (рис. 3). Источником такой серы могли быть прослой гипсов и ангидритов, составляющие существенную часть стратиграфического разреза осадочной толщи палеозоя на северо-западе Сибирской платформы и обогащенные

$^{34}\text{S}$  в среднем до  $20\text{‰}$ . Это заключение подтверждается также тем, что интрузии, залегающие непосредственно в сульфатоносных породах, обычно имеют более высокие содержания серы и более тяжелый ее изотопный состав по сравнению с интрузиями, расположенными в породах без сульфатов.

Следует подчеркнуть, что все безрудные интрузии, изученные нами, залегают в породах, лишенных осадочных сульфатов. Низкие содержания и близкий к метеоритному изотопный состав серы в таких интрузиях указывают на преимущественно мантийный ее источник. Контаминация как изотопно-тяжелой, так и изотопно-легкой серой в таких интрузиях была небольшой по масштабу, причем в пробах с аномальным по сравнению с метеоритным, изотопным составом серы отмечаются и повышенные ее содержания. Типичное распределение изотопных отношений серы и ее изотопов по разрезу безрудной интрузии показано на рис. 4.

Рудоносные, непромышленные интрузии в большинстве случаев обнаруживают зависимость величин изотопных отношений серы пород от литологии вмещающих толщ. Промысленно-рудоносные интрузии, независимо от того, залегают ли они в породах, лишенных сульфатов или сульфатоносных, характеризуются значительным обогащением серы тяжелым изотопом и высокими ее содержаниями. Эти факты свидетельствуют о том, что сульфуризация магмы этих интрузий тяжелой коровой серой осуществлялась до занятия ими современных камер, причем количество добавленной серы было несоизмеримо больше первично-магматической.

Анализ характера распределения изотопных отношений и содержания серы по разрезам отдельных рудоносных интрузий и в пространстве, расчет изотопно-материального баланса серы, учет особенностей локализации интрузивов и конкретной геологической обстановки региона позволили сделать определенные выводы отно-

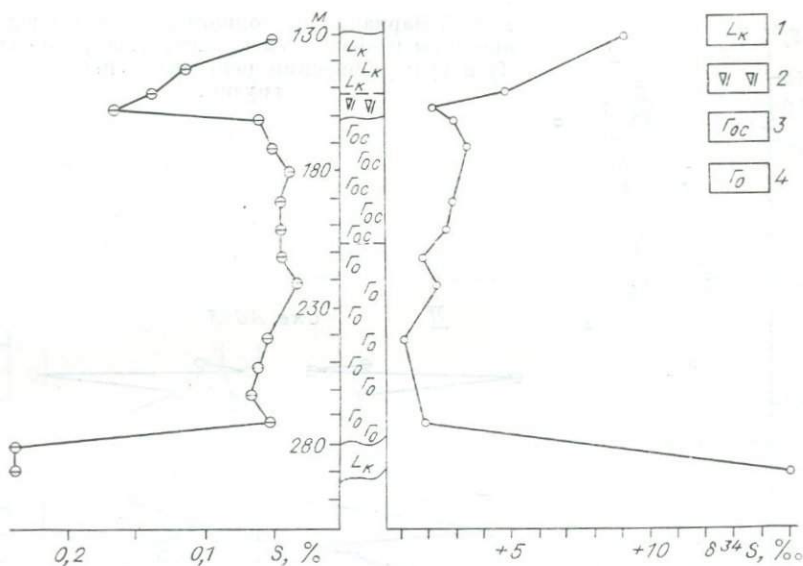


Рис. 4. Распределение изотопных отношений и содержаний серы по разрезу интрузии 1-го порога р. Курейки.

1 — контактовые долериты; 2 — шпир габбро-пегматита; 3, 4 — оливинсодержащие (3) и оливиновые (4) габбро-долериты.

сительно источников и форм коровой серы, участвующей в сульфуризации магмы никеленосных габбро-долеритовых интрузий на северо-западе Сибирской платформы. Эти вопросы детально рассмотрены в отдельной работе [Гриненко, 1985].

В сульфидоносных, непромышленных интрузиях сульфуризация происходила преимущественно на месте современного залегания за счет серы гипсов и ангидритов вмещающей толщи и газообразных соединений серы, поступающих в интрузию из боковых пород в процессе трансвапоризации. В промышленно-рудноносных интрузиях сульфуризация магмы осуществлялась сероводородом газовых залежей в промежуточном очаге.

Одним из подтверждений того, что в промышленно-рудноносных и непромышленных никеленосных интрузиях сульфуризация совершалась в разное время и за счет разных форм коровой серы, является характер распределения ее изотопов и содержаний серы в интрузиях. Промышленно-рудноносные интрузии обладают несравненно более высокой степенью гомогенности изотопного состава серы по сравнению с безрудными и непромышленными (см. рис. 2). О разном уровне гомогенности изотопного состава серы промышленных и непромышленных интрузий свидетельствует и распределение изотопных отношений и содержаний серы по разрезам (рис. 5).

О разных источниках, месте и времени сульфуризации коровой серой магмы этих двух групп интрузий свидетельствуют и данные изотопного состава кислорода пород. Как видно из рис. 6, где при-

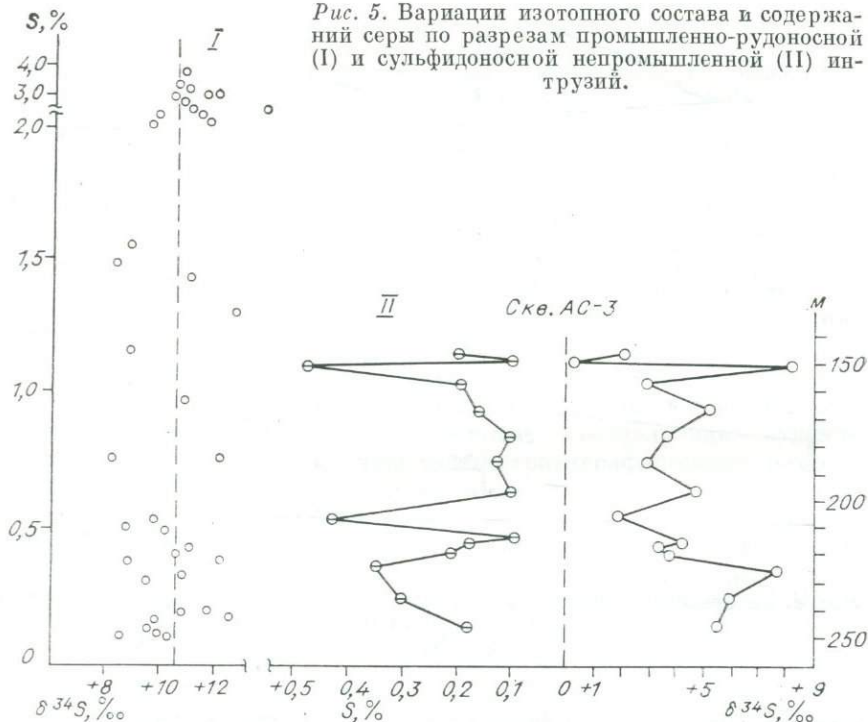


Рис. 5. Вариации изотопного состава и содержания серы по разрезам промышленно-рудоносной (I) и сульфидоносной непромышленной (II) интрузий.

ведены значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{34}\text{S}$  для одних и тех же проб пород, изотопный состав кислорода в промышленных и непромышленных интрузиях варьирует в одном и том же диапазоне, но в первых не наблюдается корреляции между этими величинами, а во вторых тенденция такой корреляции явно обнаруживается. Это указывает на то, что в первом случае сульфуризация и контаминация коровым материалом были оторваны во времени, а во втором — происходили одновременно.

На рис. 7 приведены вариационные гистограммы изотопного состава серы сульфидов основных типов руд и серы пород промышленно-рудоносных интрузий.

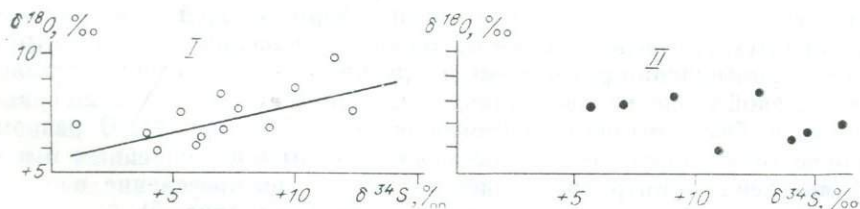


Рис. 6. Вариации изотопного состава кислорода и серы в одних и тех же пробах пород сульфидоносных непромышленных (I) и промышленно-рудоносных (II) интрузий.

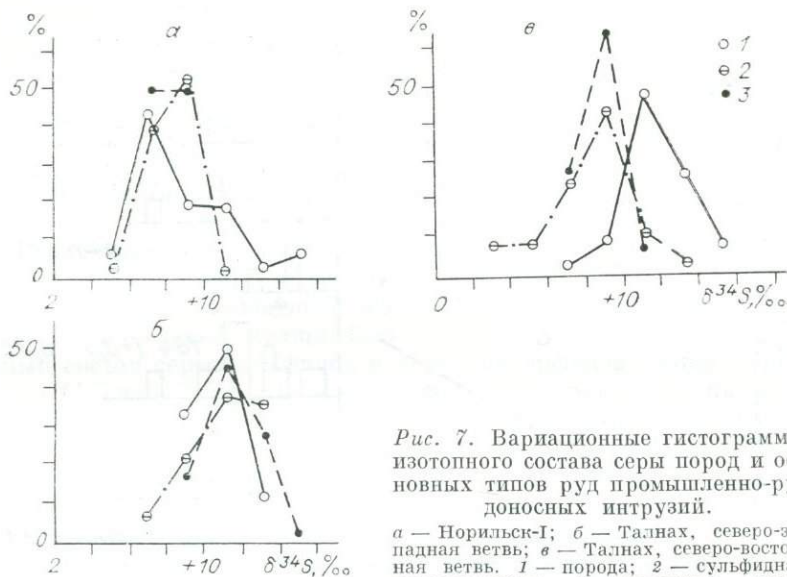


Рис. 7. Вариационные гистограммы изотопного состава серы пород и основных типов руд промышленно-рудноносных интрузий.

*a* — Норильск-1; *b* — Талнах, северо-западная ветвь; *v* — Талнах, северо-восточная ветвь. 1 — порода; 2 — сульфидная вкрапленность; 3 — сплошные руды.

ленно-рудноносных интрузий. Как видно из рисунка, изотопный состав серы руд и пород на каждом месторождении сходен, максимумы значений  $\delta^{34}\text{S}$  для тех и других в общем совпадают, причем как сульфиды руды, так и сера пород существенно обогащены тяжелым изотопом  $^{34}\text{S}$ . Сходство изотопного состава серы пород и руд этих месторождений свидетельствует об общем ее источнике и образовании сульфидов на стадии магматического расплава.

Другой крупной никеленосной провинцией СССР является северо-запад Кольского полуострова. В этом районе изучалось распределение серы и ее изотопов по разрезам ряда базит-гипербазитовых интрузий габбро-верлитовой формации различной степени рудоносности, развитых в Печенгском рудном поле. Никеленосные интрузии имеют среднепротерозойский возраст и залегают в вулканогенно-осадочной нижнепротерозойской толще печенгской серии.

Как видно из рис. 8, безрудные, слабо- и среднерудоносные интрузии отличаются от промышленно-рудноносной по изотопному составу и содержаниям серы. В первых она в разной степени обогащена тяжелым изотопом (от +2,6 до +6,9 $^{0}/_{00}$ ), содержания же ее в большинстве интрузий повышены по сравнению с пределом растворимости в магмах основного состава и в среднем изменяются от 0,1 до 0,4%. В промышленно-рудноносной интрузии изотопный состав серы близок к метеоритному. Содержание серы в ней в 5—20 раз превышает таковое в других интрузиях.

Для интрузий, за исключением промышленно-рудноносной, наблюдается корреляция средних содержаний серы и значений  $\delta^{34}\text{S}$ , что свидетельствует о том, что причиной повышения содержаний

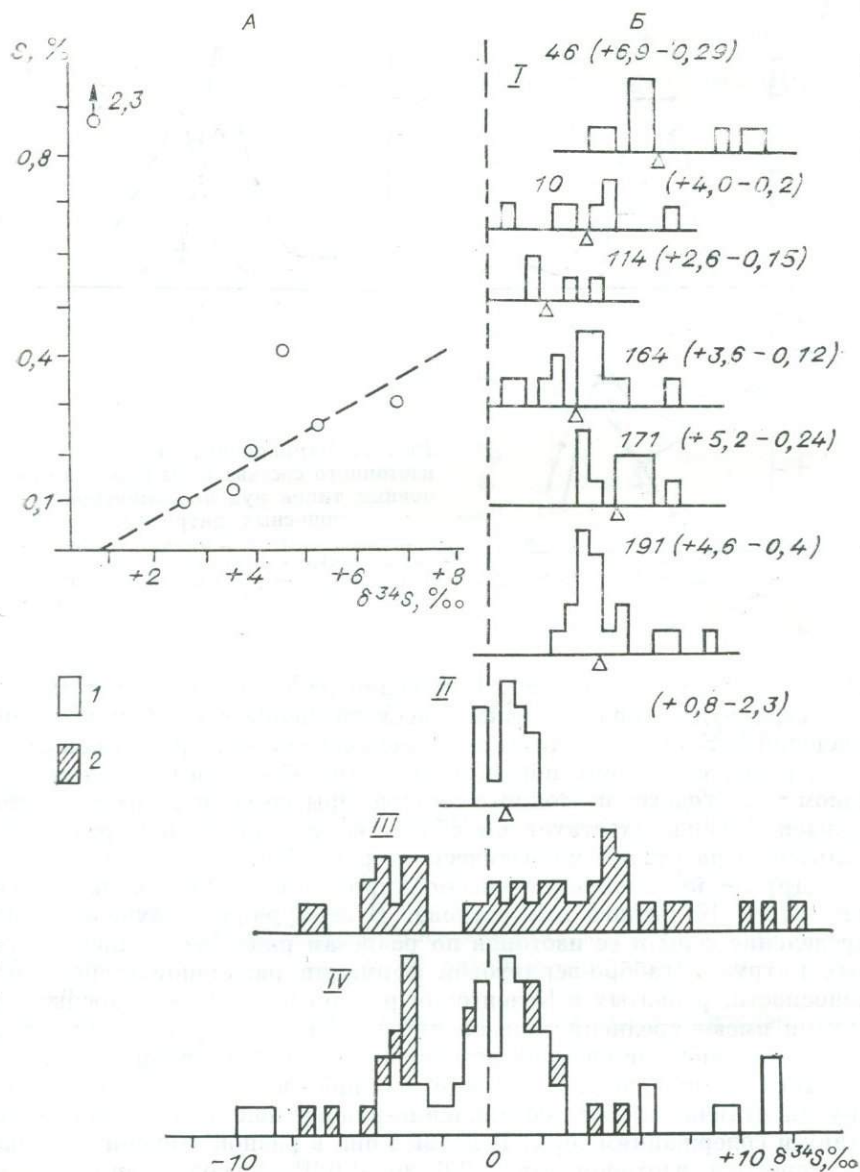


Рис. 8. Изотопный состав и содержания серы в безрудных и промышленно-рудноносной интрузиях Печенгского рудного поля и породах вмещающей толщи.

А — корреляция средних значений  $\delta^{34}\text{S}$  и содержания серы пород.

Б — изотопный состав серы интрузий и пород вмещающей толщи (I — безрудные массивы, II — промышленно-рудноносная интрузия, III — породы печенгской серии, IV — породы архейского возраста). 1 — порода; 2 — сульфид. Цифрами перед скобкой обозначен номер массива, в скобках цифрой со знаком «+» — средний изотопный состав серы пород, через тире — среднее содержание серы.

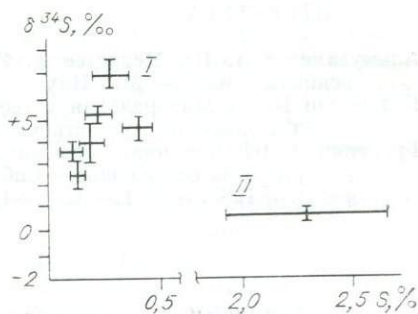
Рис. 9. Статистические различия изотопного состава и содержаний серы в безрудных (I) и промышленно-рудоносной интрузиях (II) Печенгского рудного поля.

серы в них была добавка коровой серы, обогащенной тяжелым изотопом.

Источником изотопно-тяжелой серы могли быть сульфидизированные породы вмещающей осадочно-вулканогенной толщи. Изотопный состав серы сульфидов и пород вмещающей толщи варьирует от  $+14,5$  до  $-7,5^{0}_{00}$ , но в большинстве случаев значения  $\delta^{34}\text{S}$  находятся в том же диапазоне, что и сера безрудных и слаборудоносных интрузий (см. рис. 8). Поскольку во вмещающих породах сера находится в рассеянной форме и изотопные отношения ее значительно варьируют, это нашло отражение в распределении содержаний и изотопов серы в интрузиях. В большинстве безрудных и слаборудоносных интрузий коровая сера и собственно магматическая не были достаточно хорошо гомогенизированы, причем по разрезам отдельных интрузий нередко проявляется корреляция повышенных содержаний серы с аномальными значениями ее изотопного состава.

Промышленно-рудоносная интрузия отличается от безрудных и слаборудоносных не только высоким содержанием и величиной изотопных отношений серы, но и высокой степенью гомогенности изотопного состава. Эти данные свидетельствуют о том, что сера, принимавшая участие в сульфуризации магмы этой интрузии, очевидно, находилась в концентрированной форме и имела однородное и близкое к метеоритному соотношение изотопов. Источником такой серы могли служить массивные пирит-пирротиновые залежи, локально распространенные в породах архейского и нижнепротерозойского возраста. Как видно из рис. 8, сера таких пород и сульфидов в большинстве случаев имеет близкий к метеоритному изотопный состав, а содержания ее в породах некоторых участков, согласно данным Н. Л. Балаболина [1984], могут достигать 30%. Сульфуризация такой серой происходила, по-видимому, в промежуточном очаге, где накапливались значительные количества никеленосной магмы. Статистические различия в распределении серы и ее изотопов в безрудных, слабо-, средне- и промышленно-рудоносной интрузиях показаны на рис. 9.

Таким образом, как видно из приведенных данных, магма базит-гипербазитовых интрузий при залегании их или прохождении через серосодержащие породы вмещающей толщи подвергается сульфуризации. Необходимым условием образования промышленных концентраций рудного вещества является сульфуризация на глубоких горизонтах стратиграфического разреза, в промежуточных очагах коровой серой, находящейся в концентрированной газовой или твердофазной форме.



## ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А. П., Медведев А. Я. Геохимия серы в процессах эволюции основных магм.— М.: Наука, 1982.— 148 с.
- Балабонин Н. Л. Минералогия и геохимия колчеданного оруденения (северо-запад Кольского полуострова).— Апатиты, 1984.— 157 с.
- Гриненко Л. Н. Источники серы никеленосных и безрудных интрузий габродолеритов на северо-западе Сибирской платформы // Геол. рудных месторожд.— 1985.— № 1.— С. 3—15.

*Н. М. ЗАИРИ*

### ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Работами В. И. Смирнова, М. Б. Бородаевской, С. Н. Иванова, Н. С. Скрипченко, А. И. Кривцова, Н. К. Курбанова, В. П. Логинова и многих других исследователей установлено, что колчеданосные провинции приурочены к определенным формациям магматических пород и закономерно возникают в процессе превращений геосинклиналей в складчатые области. Несмотря на расхождения во взглядах на генетическую природу колчеданных месторождений, подавляющее большинство исследователей согласны с тем, что месторождения данной формации принадлежат к продуктам базальтоидных составляющих ранних инициальных стадий геосинклинального магматизма, а их формирование конвергентно [Смирнов, 1960].

Основная цель настоящей работы — выявление типовых закономерностей в вариациях изотопного состава серы в рудных залежах месторождений колчеданосных формаций в зависимости от обстановки их формирования и характера рудовмещающей среды.

Первая типовая ситуация свойственна областям, где господствующее положение занимают породы вулканогенных формаций. Вторая — типовая для вулканогенно-осадочных областей, в пределах которых возрастает роль пород осадочных формаций, но в условиях локальных рудовмещающих депрессий породы вулканогенной формации остаются преобладающими. И наконец, третья типовая ситуация представляет собой вариант гидротермально-осадочного рудогенеза терригенно-осадочных областей при редуцированной роли магматических образований.

Классическая концепция механизма и режима формирования колчеданных руд, согласно разработкам В. И. Смирнова [1960, 1967], Н. С. Скрипченко [1972], М. Б. Бородаевской, Н. М. Заيري [1977], М. Б. Бородаевской и др. [1977], А. И. Кривцова, И. Т. Макеевой [1981] и др., предусматривает выделение в истории их накопления двух совмещенных во времени и пространстве геолого-геохимических режимов рудоотложения.

Первый включает собственно гидротермально-осадочный режим отложения сульфидных руд, а геохимический фон процесса определяется привнесом в зону разгрузки сидеро- и халькофильных элементов, второй — осадочно-биогенная достройка колчеданных залежей, активизируется в зависимости от обстановок формирования оруденения.

Изотопно-геохимические модели (п. г. м.) применительно к выделенным типам месторождений рассматриваются с учетом классификаций, разработанных на основании типизаций обстановок их формирования [Бородаевская, Заири, 1977; Заири, Зарянов, 1977]. В целом выделены месторождения центрального (проксимального) типа, зоны разгрузки которых располагались над или в непосредственной близости от подводящих структур, и периферического (дистального) типа — на удалении от генерирующих каналов.

Модель месторождений вулканогенных областей рассматривается на примере Гайского месторождения, локализованного в Западно-Магнитогорской эвгеосинклинальной структуре, в пределах ее фрагмента (Губино-Гайская зона), представляющего собой внутреннюю полиформационную зону островной дуги [Бородаевская и др., 1981]. Согласно этим исследователям, рудовмещающая структура Гайского месторождения — это вытянутая «в меридиональном направлении вулканотектоническая депрессия кальдерного типа», которая была развита на базе центрального палеовулкана. Системой синвулканических разрывов депрессия расчленена на несколько блок-пластин, ступенчато погружающихся с запада на восток. В строении депрессии принимают участие экструзивно-эффузивно-пирокластические образования непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации ( $D_1 - D_{2e}$ ), перекрытые вулканитами базальт-андезит-базальтовой формации ( $D_{2e} - qv$ ), с горизонтами пирокластов и туффиитов смешанного состава, на последних залегают туфогенно-осадочные породы улутайской свиты —  $D_2qv$  [Бородаевская и др., 1981].

Объектом исследований была Стержневая линза, локализованная на границе вулканитов непрерывной и базальт-андезит-базальтовой формаций. Оруденение здесь имеет сложное строение, но в целом морфология рудного тела определяется его грибообразной формой с характерным близгоризонтальным залеганием кровли залежи [Нестеренко, 1978]. Проведенная в ее пределах палеорекострукция показала, что зона разгрузки гидротермальных рудных систем (г. р. с.) представляла собой крупную кальдеру, магмовыводящий и рудогенерирующий канал имел крутое субвертикальное падение и сложен массивными и вкрапленными рудами. В зоне разгрузки выделены проксимальное (условно залежь I) и дистальное (залежь II) рудоотложение.

Согласно данным М. Б. Бородаевской и др. [1981], исследованные нами типы сульфидных руд (серно- и медноколчеданные) были сформированы в результате «пространственного совмещения не одновременного проявления рудного процесса». Учитывая дискретность процесса рудообразования, сопровождающегося переотложением сульфидных руд, корректность интерпретации данных по геохимии

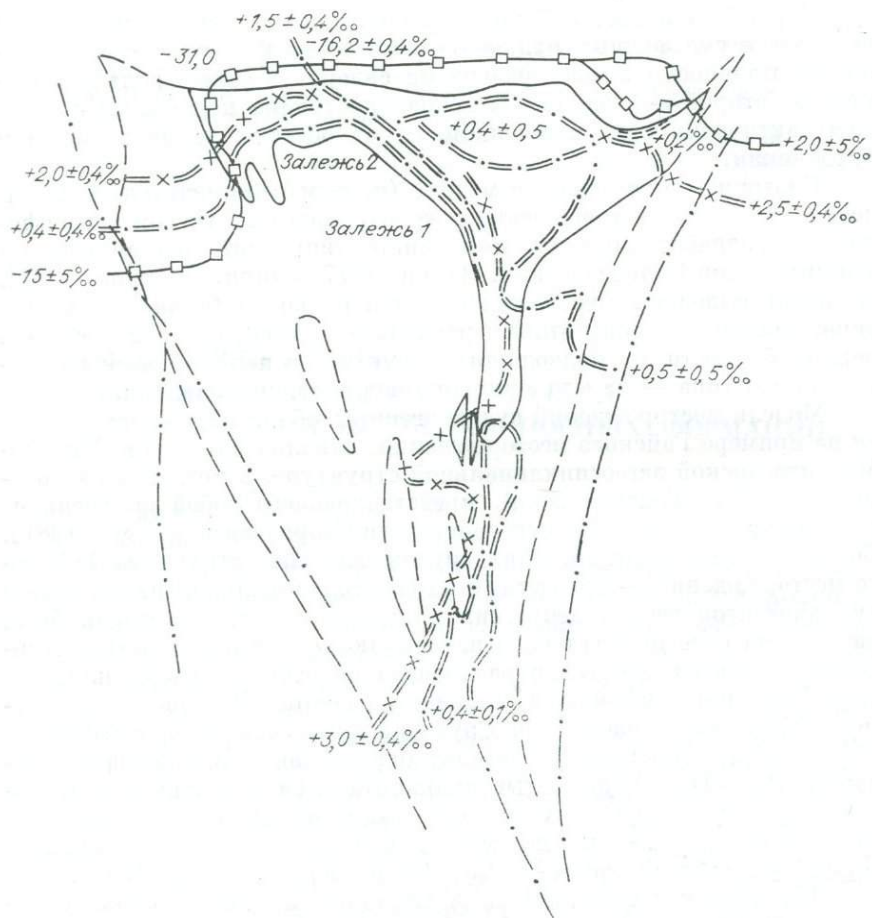


Рис. 1. Месторождение Гай. Изотопная модель формирования серно- и медноколчеданных руд Стержневой линзы.

изотопов серы в серно- и медноколчеданных рудах обеспечивалась подбором на анализ сульфидов, не несущих минералогических признаков их перетложения. В качестве дополнительного критерия были использованы данные по содержанию в них  $\text{Cu}$  (в усл. ед.): в серноколчеданных от 1 до 3 и медноколчеданных  $5 \div 10$  и  $> 10$ . В зоне разгрузки г. р. с. изучались пластовые руды массивной текстуры, а в качестве типично метасоматических — массивные линзовидные и прожилково-вкрапленные, выполняющие зону подводящего канала (рис. 1).

И. г. м. серноколчеданных руд, в объеме Стержневой линзы определяется вариациями  $\delta^{34}\text{S} = +0,3 \pm 0,5\text{‰}$ , в тех же пределах варьировали пириты из «метасоматического шлейфа» подводящего канала (см. рис. 1). Анализ температур отложения серноколчедан-

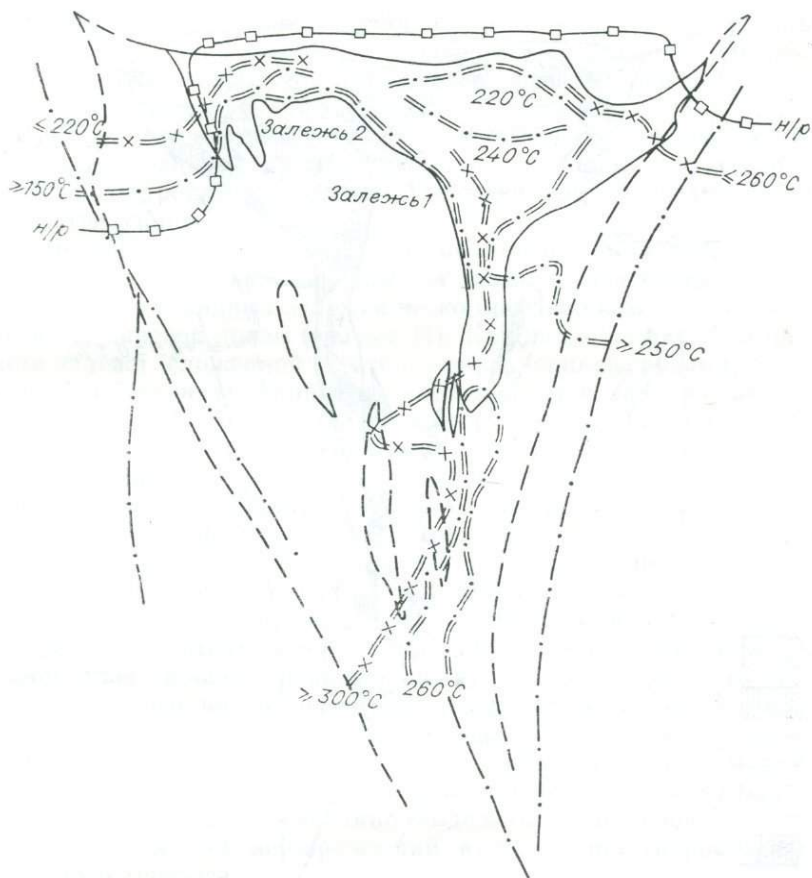


Рис. 2. Месторождение Гай. Температурная модель формирования серно- и медноколчеданных руд Стержневой линзы.

ных руд, проведенный методом серноизотопной геотермометрии (по  $\Delta\delta^{34}\text{S}$  ассоциированных пар сульфидов  $\text{FeS}_2\text{—CuFeS}_2$ ), показал незначительные флуктуации данного параметра процесса в вертикальном разрезе (рис. 2). По латерали температурная зональность имеет более ярко выраженный характер, с тенденцией падения  $T$ -градиента от генерирующей структуры к периферическим частям залежи, с трендом  $250^\circ \rightarrow 220^\circ \rightarrow 150^\circ\text{C}$  (см. рис. 2). Установленная  $T - \delta^{34}\text{S}$  зональность коррелирует с изменчивостью содержания  $\text{Cu}$ , которая наиболее контрастно выражена по латерали залежи (см. рис. 3).

Медноколчеданные руды, как и рассмотренные выше, характеризуются своеобразной изотопной зональностью с четкой тенденцией изменения  $\delta^{34}\text{S}$  от нижних высокотемпературных частей подводящей структуры ( $\geq 300^\circ\text{C}$ ,  $\delta^{34}\text{S} = +3 \pm 0,4\%$ ) к переходной — представленной зоной выноса г. р. с. в придонную часть палеокальдеры

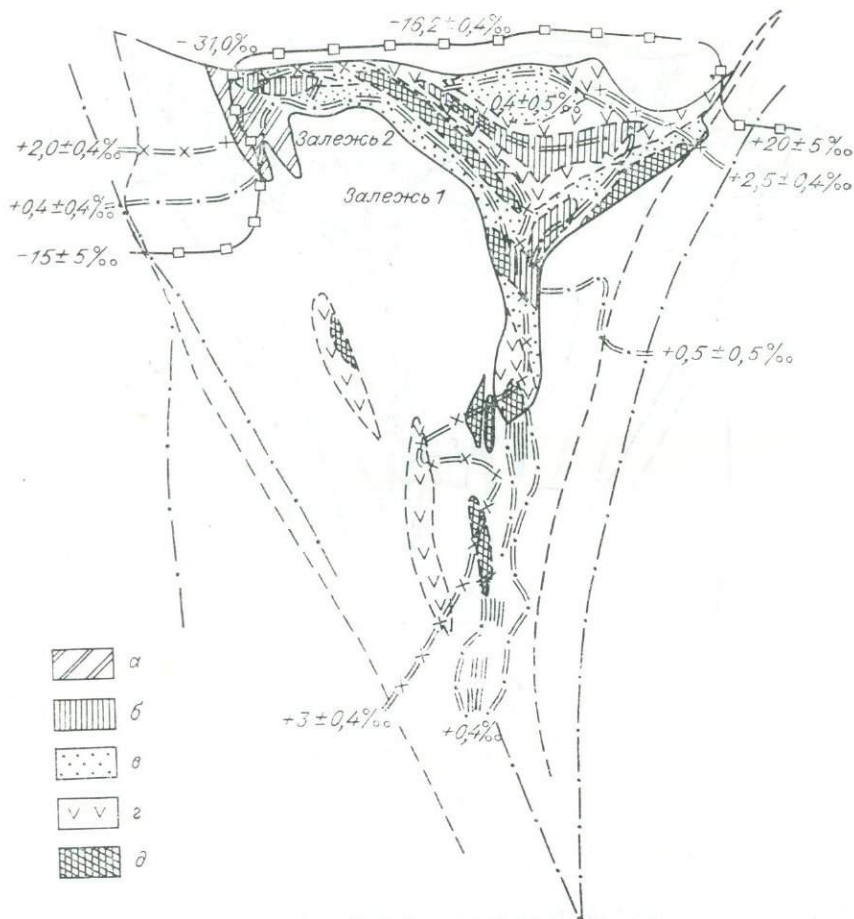


Рис. 3. Месторождение Гай. Изотопно-геохимическая модель Стержневой лизы. Содержания меди (усл. ед.): а — 1; б — 3; в — 5; г — 10; д — > 10.

( $\leq 260^\circ$ ,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = +2,5 \pm 0,4\text{‰}$ ). И в этом случае максимальные флуктуации отмечены по латерали палеокальдеры с общей тенденцией падения ( $T \leq 220^\circ$  и  $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = +2,5 \pm 0,5\text{‰}$ ) (см. рис. 1 и 2). В этом же направлении убывает содержание Cu (рис. 3). Как видно, несмотря на незначительность изменения  $T - \delta^{34}\text{S}$  параметров в рудах, свидетельствующую о стабильности физико-химического режима рудообразования гидротермальных стадий в экзогенных условиях, наблюдаемая зональность в их распределении носит фацальный характер и отображает смену обстановок формирования сульфидных руд от проксимальных частей палеокальдеры к ее фланговым участкам.

Исследованиями пар-ассоциированных сульфидов  $\text{FeS}_2 - \text{CuFeS}_2$  в ритмично-слоистых кварц-пирит-(халькопирит)-гематитовых рудах, слагающих дистальную залежь II, и в прикровельных

частях Стержневой линзы установлено, что данный минеральный комплекс отлагался в изотопно-неравновесных условиях (см. рис. 2). Последнее свидетельствует об отсутствии физико-химического равновесия при их отложении, а выявленная дисперсия  $\delta^{34}\text{S}$  от +20,5 до  $-31,0\text{‰}$  — о причинности этой неравновесности (см. рис. 1); описываемый минеральный комплекс формировался как продукт диагенетической достройки колчеданных залежей при определяющей роли сульфатредукции.

Временные соотношения последовательно формирующихся сульфидов гидротермально-осадочных и осадочно-диагенетических руд массивных сульфидных залежей четко прослеживаются в дистальной части Стержневой линзы (залежь II). Как видно из рис. 1, в нижней части залежи, сложенной ступково-вкрапленными рудами,  $\delta^{34}\text{S}$  указывает на биогенную природу сульфидной серы, далее по восстанию отлагались слабраскристаллизованные слоистые кремнисто-пиритовые образования серноколчеданной стадии гидротермального этапа, а завершали отложение залежей пирит-халькопиритовые руды медноколчеданной стадии, по времени совпадающие с периодом компенсации локальных депрессий. Достройка залежи в целом завершалась отложением кварц-пирит-гематитовых слоистых руд, представленных маломощными пропластками, слагающими верхние кромки как дистальной залежи, так и в целом всей изученной линзы (см. рис. 1). Изотопный состав серы пирита в них варьирует в указанном выше широком диапазоне значений. Характерно, что отложения серно- и медноколчеданной стадий в пределах залежи II также переслаиваются пиритовыми слоями со следами гравитационных текстур. Пириты из этих образований тоже имели биогенную серу (см. рис. 1).

Представляется, что данная закономерность дает возможность более корректно и обоснованно выделять стадийность процесса рудоотложения для месторождений вулканогенно(гидротермально)-осадочного генезиса.

Анализ равномерной выборки массива данных по  $\delta^{34}\text{S}$  (450 анализов) сульфидов показал, что для месторождений рассматриваемых областей, формирующихся в среде рудоотложения, где преобладают продукты вулканической деятельности, обеспечивающей геохимический фон и термостатированность зоны разгрузки, количество биогенной составляющей не превышает 3% общей массы минерализации. При этом максимум преобладания сульфидных руд с биогенной серой достигает в удаленных (от генерирующих каналов) частях зоны разгрузки г. р. с., т. е. в дистальных частях проксимального типа месторождений.

Модель месторождений вулканогенно-осадочных областей построена на примере месторождения Корбалиха (Рудный Алтай). Рудное поле сложено фациально невыдержанными вулканогенно-осадочными толщами базальт-липарит-кремнисто-терригенных формаций ( $D_{2-3}$ ). Собственно Корбалихинское месторождение локализовано в пределах вулканической впадины, в центральной части Быструшинского вторично-геосинклинального прогиба, наложенного на каледонский срединный массив. Впадина расположена между

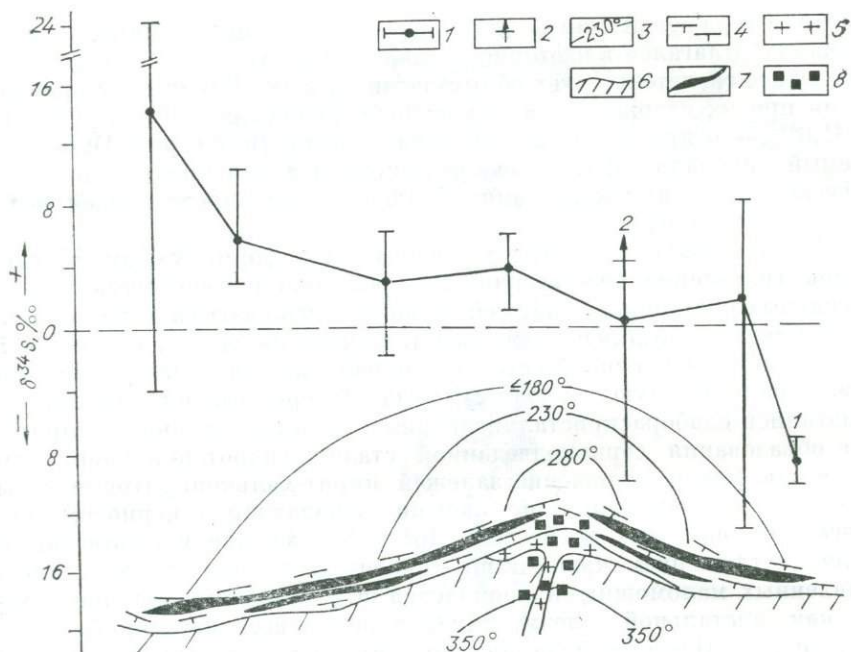


Рис. 4. Месторождение Корбалиха. Изотопно-геохимическая и температурная модель формирования сульфидных руд (латеральная).

1 —  $\delta^{34}\text{S}$  гидротермально-осадочных массивных руд; 2 —  $\delta^{34}\text{S}$  прожилково-вкрапленных метасоматических руд; 3 — изограды температур, определенных методом изотопной геотермометрии; 4 — рудовмещающие вулканогенно-осадочные отложения; 5 — газонасыщенные риолитовые порфиры; 6 — подстилающие вулканогенные и терригенные отложения; 7 — колчеданно-полиметаллические рудные залежи; 8 — зона повышенной сульфидной минерализации.

крупными экструзивными куполами (рис. 4), а максимальные мощности рудных тел приурочены к локальным синвулканическим впадинам более высоких порядков [Крейтер и др., 1982].

Крутопадающие дислоцированные рудные залежи морфологически представляют пластообразными телами; в слабодислоцированных случаях они повторяют в лежачем боку конфигурацию рудовмещающих палеовпадин. В целом руды сложены образованиями трех минеральных ассоциаций [Крейтер и др., 1982]: галенит-пирит-халькопирит-сфалеритовая, слагающая прожилково-вкрапленные гидротермально-метасоматические руды и фиксирующая зону подводящего канала; галенит-сфалерит-пиритовая, принимающая участие в сложении пластовых тел; халькопирит-пиритовая, являющаяся продуктом регенерации сульфидов первых двух комплексов и имеющая локальное развитие.

Установлена отчетливая минералогическая зональность по мощности и восстановлению массивных пластовых тел, выразившаяся в смене от висячего бока к лежачему и по падению свинцово-цинковых и барит-свинцово-цинковых руд колчеданно-полиметаллическими и медноколчеданными (рис. 5).

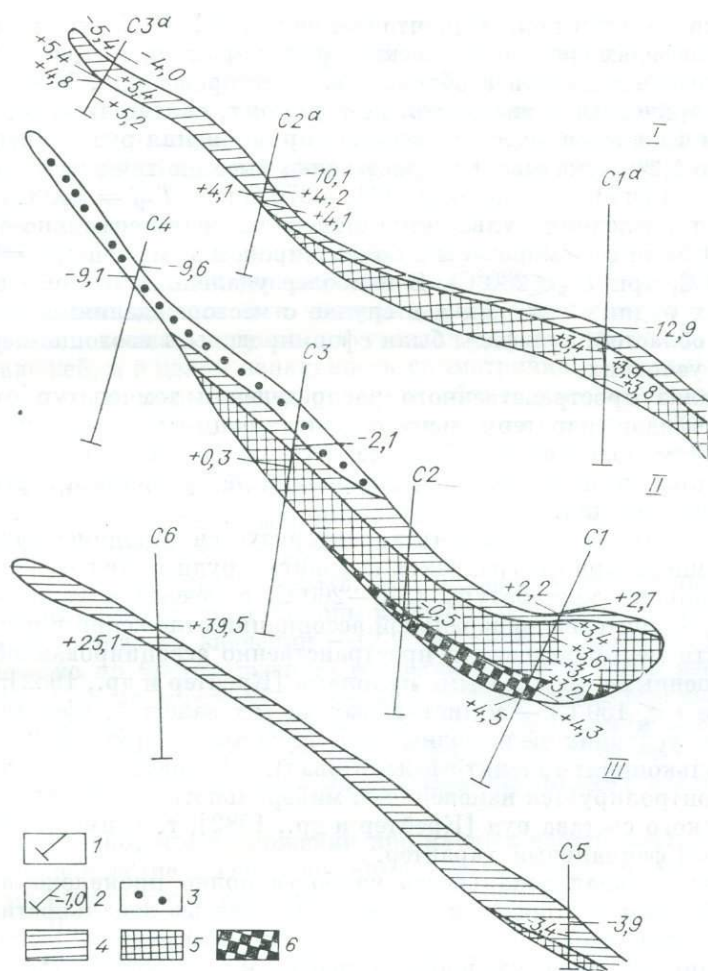


Рис. 5. Месторождение Корбалиха. Зональность в распределении величин  $\delta^{34}\text{S}$  по мощности рудных тел проксимального (I, II) и дистального (III) типов.

1 — проекции буровых скважин; 2 — точки отбора образцов и значения их  $\delta^{34}\text{S}$ ; 3—6 — типы руд; 3 — барит-свинцово-цинковые, 4 — медно-свинцово-цинковые, 5 — медно-свинцово-цинковые колчеданные, 6 — медно-цинково-колчеданные и медноколчеданные.

Изотопно-геохимическая модель построена на основании исследований сульфидов первых двух комплексов (150 анализов), изученных на примере шести разрезов, характеризующих различные обстановки отложения руд от зоны выноса гидротермальных рудных систем и по мере удаления от нее (см. рис. 4).

На исследуемом месторождении определенный интерес представляли температурные режимы формирования ассоциаций сульфидов, отлагавшихся в контрастных условиях: метасоматические и гидротермально-осадочные руды.

Исследования показали, что величины  $\Delta\delta^{34}\text{S}$  в ассоциированных сульфидных метасоматических руд характеризуются высокой степенью однородности в объеме всего месторождения. Установленная эмпирическая зависимость, по-видимому, свидетельствует о стабильном физико-химическом режиме формирования руд, а дисперсия от 0,7 до 1,2‰ указывает на достаточно высокие температуры отложения сульфидных комплексов (340—370°C при  $T_{\text{ср}} = 350^\circ\text{C}$ ). В отличие от последних сульфидные минералы гидротермально-осадочных руд были сформированы в более широком диапазоне ( $T = 310 \div \leq 150^\circ\text{C}$ , при  $T_{\text{ср}} \leq 230^\circ\text{C}$ ). В наиболее удаленных от зоны выноса участках рудных тел, как и в случае с месторождениями вулкано-генных областей, сульфиды были сформированы в изотопно-неравновесных условиях.

Анализ пространственного распределения температур отложения сульфидов гидротермально-осадочных руд показал наличие своеобразной моноклинической температурной зональности [Смирнов, 1957] с хорошо проявленными элементами латеральной и вертикальной составляющих.

Латеральная зональность характеризуется закономерным падением температурного градиента к флангам рудных тел (см. рис. 4). Максимальные температуры (310—260°C) отмечены в халькопирит-сфалерит-пиритовой минеральной ассоциации отложений в центральной части месторождения и пространственно ассоциированной с газонасыщенными риолитовыми куполами [Крейтер и др., 1982]; минимальные ( $\leq 150^\circ\text{C}$ ) — в дистальных частях залежей, сформировавшихся в условиях мелководных депрессионных структур (ассоциация халькопирит-галенит-сфалеритовая). Температурная зональность контролируется изменениями минерального и связанного с ним химического состава руд [Крейтер и др., 1982], т. е. имеет четко выраженный фациальный характер.

Вертикальная зональность наиболее полно проявлена в центральной части месторождения. Составной частью зональности являются установленные для метасоматических сульфидов  $T$ -режимы их отложения. По мере удаления от центра к периферии залежей она теряет контрастность вплоть до полного исчезновения отдельных фрагментов зональной колонны в дистальных частях рудных тел. И в этом случае температурная зональность коррелирует с изменением состава минеральных ассоциаций.

Таким образом, приведенные факты свидетельствуют о специфике и особенностях развития гидротермального процесса в субмаринных условиях. Установленная зависимость между изотопным составом серы, температурами отложения сульфидов и изменчивостью их минерального состава в отдельных фрагментах рудных тел может указывать на определенную роль эволюции температурного режима при гидротермально-осадочном формировании сульфидных тел на месторождениях вулкано-генно-осадочных областей. Более того, анализ данных по  $T$ -режиму отложения сульфидных ассоциаций показал, что в зоне выноса растворов происходило пороговое изменение температур процесса, которое оценивается примерно в  $100^\circ\text{C}$ . По-

видимому, последнее явилось мощным фактором, дестабилизирующим г. р. с., а нарушение физико-химического равновесия в них обусловило массовое выпадение в осадок сульфидных руд. Сопоставление мощностей рудных залежей в участках выноса растворов ( $T_{\text{ср}} = 280^{\circ}\text{C}$ ) и в дистальных частях ( $T_{\text{ср}} \leq 180^{\circ}\text{C}$ ) выявляет прогрессивное сокращение мощностей оруденения с убыванием температур процесса (см. рис. 4).

Для построения и. г. м. проведен анализ распределения величин  $\delta^{34}\text{S}$  в ряде типовых для месторождения разрезов (см. рис. 4 и 5), который показал, что минералогическая зональность коррелирует с изотопно-геохимической и температурной зональностями. Наиболее четкая и полная корреляция устанавливается по латерали рудных залежей, и в целом зональность симметрична: центральную позицию занимают руды, сформированные вблизи участков выноса рудного вещества (медно-цинково-колчеданные руды,  $T = 280^{\circ}\text{C}$ ,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2} = +4,0 \pm 2,0^{\circ}/_{00}$ ), переходная сложена в основном рудами медно-свинцово-цинково-колчеданного состава ( $T = 230^{\circ}\text{C}$ ,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2} = +0,9 \div -0,1^{\circ}/_{00}$ ) и дистальные части — существенно медно-свинцово-цинковыми рудами ( $T \leq 180^{\circ}\text{C}$ ,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}_2} = +39,5 \div -11,0^{\circ}/_{00}$ ). Следует отметить, что близкий минеральный состав имеют пиритовые руды со стороны всячего бока залежи, в которых  $\delta^{34}\text{S}$  колеблется у значений  $-12,9$  и  $+39,5^{\circ}/_{00}$  (см. рис. 5). В целом же по месторождению генерализованная схема вертикальной изотопно-геохимической зональности близка к латеральной. Подобная аналогия может указывать на сходные условия накопления рудной минерализации и на повторяемость особенностей процесса субмаринного рудогенеза как по простиранию рудных залежей, так и вкост него.

Характерно, что в сложении дистальных частей месторождения принимали участие ассоциированные пары сульфидов, между которыми не обнаружены изотопные признаки физико-химического равновесия. Вариации же величин  $\delta^{34}\text{S}$  от  $+39,5$  до  $-9,6^{\circ}/_{00}$  свидетельствуют об осадочно-биогенной природе их сульфидной серы (см. рис. 5). При этом анализ равномерной выборки массива данных по изотопному составу сульфидной серы показал, что в сульфидных рудах, отложенных в обстановках проксимального типа, биогенная компонента не превышала 4—6%, а в дистальных частях превалировала (до 95%).

Модели месторождений терригенно-осадочных областей в зависимости от наличия или отсутствия признаков магматической деятельности рассмотрены на примерах колчеданных месторождений Карлота и Санта-Люсия (о. Куба).

Месторождение Карлота расположено в южной части Центральной Кубы и локализовано в различной степени метаморфизованных породах терригенно-карбонатного комплекса юрского возраста [Зарянов, 1977].

Рудовмещающие породы разделены на две толщи: верхняя сложена метаморфизованными известняками и доломитами, нижняя состоит из метатерригенных пород.

По данным Ю. П. Зарянова, колчеданные руды представлены рядом залежей, согласных с первичным залеганием пород и сложенных на 90—95% пиритом. Характерная особенность оруденения — наличие прожилково-вкрапленных руд со стороны лежащего бока залежей.

Месторождение Санта-Люсия локализовано в пределах антиклинория Пинар дель Рио, в так называемой северной рудоносной зоне [Курбанов, 1977]. Рудовещающие породы представлены слабометаморфизованными терригенно-сланцевыми породами, составной частью которых являются колчеданно-свинцово-цинковые залежи, сложенные на 85—90% колломорфными и глобулярными агрегатами сульфидов. Контакт залежей с вмещающими породами печеткий, что обусловлено постепенным переходом массивных руд в породы через вкрапленные руды, имеющие различную интенсивность — от густо вкрапленных до рассеянной минерализации.

В качестве существенных отличий в обстановке формирования двух рассматриваемых месторождений следует отметить следующее. Рудные залежи медноколчеданного месторождения Карлота приурочены к метатерригенным толщам, в составе которых отмечены линзовидные протрузии серпентинитов, а также реликты потоков и субвулканических тел базальтов и их туфов. Месторождение Санта-Люсия локализовано в слабометаморфизованных терригенно-осадочных породах без признаков эффузивной и интрузивной деятельности.

Таким образом, выбранные для исследований объекты характеризуют обстановку накопления минерализации при различных соотношениях терригенных и вулканогенных пород, вплоть до полного отсутствия последних. Исходя из этого, мы правомочны, как и в предыдущих моделях, рассматривать две типовые ситуации накопления руд.

Первая предусматривает формирование колчеданных руд в локальных депрессиях морского дна, в местах непосредственных выходов гидротермальных растворов, и может быть рассмотрена на примере месторождения Карлота. Это месторождение по предложенной нами классификации относится к рудным образованиям проксимального типа, места выходов гидротермальных растворов в которых, по данным палеоструктурного и изотопно-геохимического анализов [Заири, Зарянов, 1977], фиксируются прожилково-вкрапленными рудами лежащего бока залежей (рис. 6).

Исследованиями изотопного состава серы было установлено, что пирит, слагающий рудные залежи, варьирует в широком интервале: от +7,4 до  $-27,9^{0/00}$ . Однако в контуре отдельных рудных тел выделяются несколько уровней минералообразований, сульфиды которых отличаются как по дисперсии, так и по величинам  $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}}$  (см. рис. 6).

Уровень I отвечает зонам метасоматических прожилковых руд и характеризуется высокой степенью однородности  $\Delta\delta^{34}\text{S}$  ( $2,0^{0/00}$ ) со средним значением  $+2,5^{0/00}$  (см. рис. 6). Уровень II, переходный к массивным рудам, по  $\Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}}$  близок к метасоматическим, но по дисперсии в 2 раза выше последних ( $4,0^{0/00}$ ). Уровень III на  $1-1,5^{0/00}$

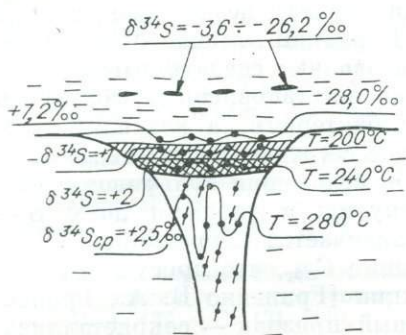


Рис. 6. Месторождение Карлота. Изотопно-геохимическая модель формирования сульфидных руд 1-го рудного блока.

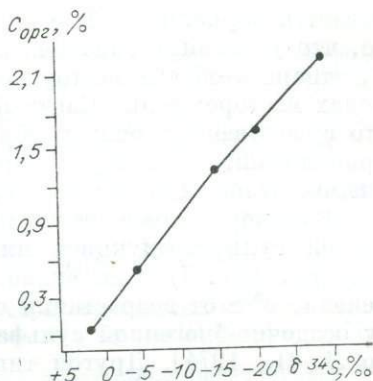


Рис. 7. Месторождение Санта-Люсия. Зависимость величин  $\delta^{34}S$  сульфидов от содержания  $C_{орг}$  во вмещающих их породах.

изотопно «легче» сульфидов двух предыдущих при резком возрастании дисперсии  $\Delta\delta^{34}S = 7,0\text{‰}$ . Выявленная вертикальная изотопная зональность хорошо согласуется с общим падением температур процесса в этом же направлении (см. рис. 6), а дисперсия  $\delta^{34}S$  отражает изменчивость изотопного состава сульфидов по латерали I—III уровней рудообразования.

Резко отличными от рассмотренных оказались сульфиды, слагающие висячий бок залежей и участки их выклинивания (уровень IV). Как видно из рис. 6, здесь отмечены максимальная дисперсия  $\Delta\delta^{34}S \geq 35,0\text{‰}$  и высокая степень обогащения сульфидов изотопом  $^{32}S$ . По основным изотопно-геохимическим признакам сульфиды IV уровня оказались сопоставимыми с конкрециями пирита из вмещающих пород (см. рис. 6). При этом в отличие от трех нижних ассоциации  $FeS_2 - CuFeS_2$  на уровне IV были сформированы в изотопно-неравновесных условиях, что не позволило оценить  $T$ -условия их отложения.

Таким образом, и. г. м. месторождений проксимального типа терригенных областей в целом близки к таковым вулканогенно-осадочных областей и характеризуются закономерной сменой во времени и пространные минерализации гидротермально-осадочного и осадочно-биогенного (-диагенетического) этапов. Однако в рассматриваемой модели количественные соотношения сульфидов двух этапов рудообразования неравнозначны (40 : 60%), что, по-видимому, отражает общую тенденцию возрастания роли осадочно-диагенного сульфидообразования в условиях гетерогенизации среды рудоотложения (превалирующая роль гетерогенного осадочно-терригенного материала в составе пород над гомогенной вулканогенной ее составляющей).

Справедливость последнего вывода подтверждается данными по амагматичному месторождению Санта-Люсия, и. г. м. которого опи-

связывается вариациями  $\delta^{34}\text{S}$  от +4,0 до -33,0‰ (рис. 7). Характерно, что указанные значения присущи пиритам независимо от места их отбора в объеме месторождения. Вариации величин  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидных месторождениях Санта-Люсия позволяют сделать вывод о том, что существенная роль в образовании восстановленных форм серы принадлежит сульфатредуцирующим бактериям, а ведущим механизмом отложения руд является процесс «рудоседиментогенеза».

Взаимообусловленность процессов отложения сульфидов с биогенной сульфатредукцией иллюстрируется и данными по  $\delta^{34}\text{S}$  —  $C_{\text{орг}}$  (см. рис. 7). Как видно, устанавливается корреляционное изменение  $\delta^{34}\text{S}$  от возрастания содержания  $C_{\text{орг}}$ , что присуще процессу осадочно-биогенной сульфатредукции [Гриненко В. А., Гриненко Л. Н., 1974]. Другой типоморфный признак — сокристаллизация комплекса  $\text{FeS}_2$  —  $\text{PbS}$  —  $\text{ZnS}$  в изотопно-неравновесных условиях [Заири, Зарянов, 1977].

Таким образом, месторождения колчеданосных формаций, формирующиеся в режиме геосинклинального развития, в целом характеризуются тремя типовыми изотопно-геохимическими моделями, отображающими основные обстановки накопления рудного вещества в условиях субмаринного рудогенеза. Общность всех рассмотренных моделей колчеданных месторождений заключена в гетерогенности серы рудослагающих сульфидов. Как было показано, установленная гетерогенность, степень ее количественного проявления находятся в прямой корреляционной зависимости от гетерогенности вмещающих пород и пространственной удаленности рудо-локализирующих структур от подводящих каналов. В месторождениях, формирующихся над рудоподводящими каналами или в непосредственной близости от них, ведущая роль принадлежит сере, привнесенной гидротермальными растворами. При этом, как было показано выше, в зависимости от состава вмещающих пород (степени их гетерогенности) количество редуцированной осадочно-биогенной серы возрастает от первых процентов (месторождение Гай) до 60% (месторождение Карлота).

Гетерогенность рудных залежей месторождений, принадлежащих к проксимальному типу образований, обусловлена совмещением в пространстве двух разобщенных во времени процессов. В строении залежей принимают участие сульфиды с глубинной (ювенильной) серой и серой, прошедшей цикл сульфатредукции, осадочно-биогенной природы.

В отличие от последних в месторождениях дистального типа, характеризующих удаленные от подводящих каналов фации «рудоседиментогенеза», по-видимому, происходит практически полная регенерация первично привнесенной сульфидной серы. Это определяет независимость состава серы сульфидов от ее состава в исходных растворах и соответственно специфику изотопно-геохимических моделей месторождений данного типа.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бородаевская М. Б., Запри Н. М. Варпаши изотопного состава серы сульфидов колчеданных залежей провинций различных типов // Тр. ЦНИГРИ.— 1977.— Вып. 126.— С. 11—24.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчеданоносных провинций.— М.: Недра, 1977.— 153 с.
- Бородаевская М. Б., Требухин В. С., Никешин Ю. В. Рудная зональность и условия образования Гайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Сов. геология.— 1981.— № 1.— С. 50—58.
- Грищенко В. А., Грищенко Л. Н. Геохимия изотопов серы.— М.: Наука, 1974.— 272 с.
- Запри Н. М., Зарянов Ю. П. Об источниках серы колчеданных месторождений, подчиненных терригенным толщам // Тр. ЦНИГРИ.— 1977.— Вып. 126.— С. 131—140.
- Зарянов Ю. П. Генезис колчеданных залежей в метатерригенных толщах Кубы (на примере месторождения Карлота) // Тр. ЦНИГРИ.— 1977.— Вып. 126.— С. 108—115.
- Крейтер И. В., Кузнецов В. В., Пугачева И. П. и др. Геология и условия формирования Корбалхинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Геол. рудных месторожд.— 1982.— № 5.— С. 37—46.
- Кривцов А. И., Макеева И. Т. Источники рудного вещества эндогенных месторождений.— М.: ВИНИТИ, 1981.— С. 23—25.
- Курбанов Н. К. Черты сходства и различия медно-полиметаллических месторождений Альпийского складчатого пояса Кавказа и о. Куба // Тр. ЦНИГРИ.— 1977.— Вып. 126.— С. 97—108.
- Нестеренко В. С. Геологическое строение и вопросы генезиса Гайского месторождения // Геол. рудных месторожд.— 1978.— № 3.— С. 24—36.
- Скришченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций.— М.: Недра, 1972.— С. 140—178.
- Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1957.— № 3.— С. 15—27.
- Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений // Вестн. МГУ.— Сер. Геология.— 1960.— № 2.— С. 19—26.
- Смирнов В. И. Соотношение осадочных и гидротермальных процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа // Докл. АН СССР.— 1967.— Т. 177, № 1.— С. 179—181.

*М. Г. ДОБРОВОЛЬСКАЯ*

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ И СКАРНАХ

(на примере месторождений Сибири и Дальнего Востока)

Разработка геолого-генетических моделей рудных формаций [Кузнецов и др., 1983] основывается на широком спектре данных, среди которых существенное значение имеют результаты исследований вещественного состава руд. Изучение минеральных парагенезисов и последовательности их образования, геохимических особенностей руд необходимо в той же мере, что и выяснение геологиче-

ских закономерностей формирования месторождений, и результаты этих исследований могут использоваться при генетических построениях.

Геологическая позиция и вещественный состав руд свинцово-цинковых месторождений, залегающих в карбонатных породах и приуроченных к скарнам, дают основание, с учетом принципов формационной систематики [Кузнецов и др., 1972; Константинов, 1973], отнести их к различным рудным формациям, но объединенным в одну группу [Шадлун, Добровольская, 1976]. В настоящей статье показаны различия рудообразования в карбонатных породах и скарнах, связанные с разными условиями нахождения свинцово-цинковых месторождений. Вместе с тем обращается внимание на сходство процессов рудонакопления в этих двух рудных формациях.

**Пирит-сфалерит-галенитовая формация в карбонатных породах.** Месторождения, характеризующие данную формацию, сосредоточены главным образом в Восточном Забайкалье: Благодатское, Екатерино-Благодатское, Центральное, Воздвиженское, Северо-Акатуевское, Михайловское, Кадаинское. Из зарубежных месторождений к этой формации относятся Тинтик, Ледвил, Бингем (США), Монарк (Канада) и др. Месторождения приурочены к известнякам, доломитам и глинистым доломитовым известнякам периферийных зон геосинклиналей, реже к породам платформенного покрова [Смирнов, Горжевский, 1974].

Месторождения Восточного Забайкалья локализуются в нижнекембрийских карбонатных отложениях. Общей закономерностью для рудных полей Приаргунья является наличие в их пределах выходов средне-верхнеюрских интрузивных образований. Рудомещающими породами для одних месторождений (Северо-Акатуевское, Михайловское, Центральное) являются известняки и доломитизированные известняки, переслаивающиеся со сланцами и алевролитами, для других (Благодатское, Екатерино-Благодатское, Воздвиженское, Кадаинское) — доломиты, доломитизированные известняки и известняки с прослоями углисто-глинистых и кварцево-слюдистых сланцев. Все породы претерпели интенсивную складчатость.

Особенности строения рудных полей и месторождений определены сочетанием складчатой и разрывной тектоники. Основными рудоконтролирующими элементами были крупные разломы с перемещениями сдвигового характера, вследствие чего возникали зоны дробления, катаклаза, брекчирования и расщепления вмещающих пород. Морфология рудных тел характеризуется тремя основными типами: жилообразными, сложными трубообразными, редко линзообразными залежами.

Вмещающие породы подверглись гидротермальным изменениям, которые предшествовали и сопутствовали орудуенению. Доломиты и известняки, мраморизованные и частично перекристаллизованные в период складчатости, под воздействием гидротермальных растворов подверглись вторичной доломитизации и окварцеванию. В Северо-Акатуевском месторождении известняки вблизи рудных тел были скарнированы.

## Минеральный состав руд свинцово-цинковых месторождений

Минералы	В карбонатных породах	В скарнах
Главные	Пирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, буланжерит, джемсонит, доломит, кварц, кальцит	Сфалерит, галенит, халькопирит, геденбергит, кварц, кальцит
Второстепенные	Пирротин, марказит, халькопирит, блеклая руда, станнин, прустит, пираргирит, анкерит, марганокальцит, серицит, тальк, хлорит	Пирротин, арсенопирит, магнетит, пирит, марказит, гранат, аксинит, эпидот, волластонит, ильваит, хлорит, серицит
Редкие	Касситерит, блеклая руда, аргентит, макинавит, семсейит, мегниит, бурнонит, галеновисмутит, шеелит, турмалин	Касситерит, тетраэдрит, кубанит, макинавит, прустит, пираргирит, гематит, галеновисмутит, цоизит, мусковит, флюорит, халцедон, апофиллит

Руды месторождений имеют близкий минеральный состав (табл. 1). Одна из особенностей руд заключается в существенном содержании в них пирита и арсенопирита, а также сульфосолей свинца (буланжерита, джемсонита, геокронита). В различных месторождениях и даже в отдельных рудных телах главные и второстепенные минералы количественно варьируют. Присутствие графитизированного углестого вещества во вмещающих доломитах (Благодатское месторождение) привело к широкому развитию в рудах пирита. В окварцованных доломитах в рудах наиболее развиты сфалерит, галенит и геокронит; пирит и арсенопирит наблюдаются в подчиненном количестве.

Во всех месторождениях строение руд во многом сходно. Главная особенность текстур и структур заключается в том, что они образовались при участии метасоматических процессов. Отложение рудных минералов происходило вследствие растворения и замещения вмещающих доломитов и известняков. Об этом свидетельствует возникновение массивных текстур с реликтами незамещенных доломитов, полосчатых текстур, наследующих полосчатое строение вмещающих пород, типичных ритмично-полосчатых «бурундучных» текстур, образованных в результате избирательного замещения различных по составу и строению слоев доломита. Развитие в рудах многочисленных метакристаллов рудных и нерудных минералов, метасоматических прожилков, признаки переотложения вещества подчеркивают большую роль процессов замещения ранних минеральных агрегатов поздними. Вместе с тем в рудах, в частности на флангах рудных тел и в зальбандах, наблюдаются прожилковые текстуры и текстуры пересечения, брекчиевидные, катакласические, указывающие на то, что рудоотложение протекало в неспокойной обстановке, в результате чего возникали внутрирудные и пострудные подвижки, и часть рудного вещества отлагалась путем выполнения разноориентированных трещин.

Геохимические особенности руд месторождений Благодатского и Михайловского рудных полей характеризуются содержаниями в них примесей олова, сурьмы, кадмия и индия. В рудах Акатуевского рудного поля отмечается незначительная примесь висмута и теллура. Таллий обнаружен в рудах Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений. Главными изоморфными примесями галенита являются Sb, Cu, Sn, в сульфосолях свинца присутствуют Sn, Tl, в сфалерите — Fe, Cu, Mn, Sn, Cd, In, Ga. Кроме того, сурьма, медь и олово наблюдаются в виде продуктов распада твердого раствора соответственно в галените (миаргирит) и сфалерите (станнин).

Сходство в геологических условиях формирования месторождений, минералого-геохимических и текстурных особенностях руд позволило выработать общую схему последовательности образования парагенетических минеральных ассоциаций в месторождениях в карбонатных породах Восточного Забайкалья [Добровольская, Шадлун, 1974]. Согласно этой схеме, формирование руд происходило в течение трех стадий: кварц-арсенопирит-пирит-сфалеритовой, доломит-геокронит-буланжерит-галенитовой и кварц-доломит-кальцитовой. В каждую стадию отлагались минеральные агрегаты двух или трех парагенетических минеральных ассоциаций, различающихся по составу и формам выделения рудообразующих минералов. Главной особенностью развития рудного процесса является повторяемость в отложении минералов кварц-пирит-арсенопиритовой парагенезиса в начале каждой стадии. Завершается каждая стадия образованием метакристаллов и метасоматических прожилков жильных минералов — доломита и кварца — в связи с их неоднократным переотложением под воздействием каждой последующей порции гидротермальных растворов.

Температуры рудообразования, определенные разными методами, в первую стадию минералообразования достигали 350—400°C при давлениях 1000—500 атм [Лазько и др., 1972; Добровольская, Шадлун, 1974; Генкин и др., 1980]. Отложение минеральных ассоциаций на этой стадии происходило при постепенном понижении температуры. Многие исследователи, изучавшие процессы гидротермального минералообразования на месторождениях Восточного Забайкалья, указывали температуры для продуктивной сфалерит-галенитовой стадии — 230—140°C [Лазько и др., 1972]. Однако наши данные, по которым сфалерит и галенит образуются в разные стадии или в разных ассоциациях, свидетельствуют о том, что в начале второй стадии температуры были более высокими. Это подтверждается наличием продуктов распада твердого раствора в виде миаргирита в галените. Экспериментальные работы [Keighin, Honea, 1969] показали, что твердый раствор  $PbS + AgSbS_2$  образуется при температуре выше 380°C. Минералообразование в третью стадию происходило в широком интервале температур от 200 до 60°C при более низких давлениях (400—200 атм).

При образовании сульфидных руд менялись не только температуры и давления, но и окислительно-восстановительный потенциал

и режим серы. Об изменении окислительно-восстановительного потенциала в указанных стадиях минералообразования свидетельствует смена пирит-сфалеритовой ассоциации галенит-сульфосольной и карбонатсодержащей ассоциациями. Фазовые диаграммы  $T - f_{S_2}$  в системе Fe—Zn—S [Скотт, 1984] и  $\log f_{O_2} - pH$  [Еремин, 1984] позволяют говорить о том, что процесс рудоотложения начался при более высоких  $f_{S_2}$  ( $10^{-7}$  атм) и  $f_{O_2}$  ( $10^{-30}$  атм) из близких к нейтральным гидротермальным растворам ( $pH = 4-5$ ). К концу первой стадии щелочность повышалась, что вызвало растворение и переотложение кварца, сфалерита и сульфидов железа. Образование джемсонит-геокронит-буланжерит-галенитовой ассоциации второй стадии могло происходить в достаточно широких интервалах температур ( $300-400^\circ C$ ) и щелочности раствора, при умеренной фугитивности серы  $f_{S_2} - 10^{-9}, 10^{-11}$  атм [Бортников и др., 1980], но более низкой, чем при отложении пирит-сфалеритовой ассоциации первой стадии. Важная роль в процессе рудообразования принадлежала  $CO_2$ . Образование сульфидов происходило из гидрокарбонатно-магнезиально-кальциевых или кальциево-магнезиальных растворов, о чем свидетельствует состав газовой-жидких включений [Лазыко и др., 1972].

Таким образом, сходные геологические условия формирования свинцово-цинковых руд в карбонатных породах, близкий состав минеральных парагенезисов, выделившихся на разных месторождениях в одной и той же последовательности и указывающих на общие черты физико-химических условий рудоотложения, могут служить основанием для создания единой генетической модели этой рудной формации.

**Галенит-сфалеритовая формация в скарнах.** Месторождения данной рудной формации находятся в различных частях СССР: в Южном Приморье, Восточном Забайкалье, Средней Азии и Казахстане. За рубежом известны месторождения в НРБ, СФРЮ, КНР, США, Мексике, Японии, Италии и др.

Галенит-сфалеритовая рудная формация характеризуется формированием руд в известковых скарнах гранат-пироксенового состава. Месторождения образовались на средних и поздних стадиях развития орогенических поясов и связаны с гранодиоритовым и гранитным магматизмом [Смирнов, Горжевский, 1974; Эйнаути и др., 1984].

Известковые скарны приурочены к структурным или литологическим контактам, но располагаются на некотором удалении от плутонических контактов. Им свойственны высокие пироксен-гранатовые отношения, наличие скарновых минералов, богатых Fe и Mn, широкое развитие сульфидов (сфалерита, галенита, пирротина и др.) преимущественно в ассоциации с пироксеном.

Описание главных черт месторождений рудной формации приводится на примере месторождений Дальнегорского района (Южное Приморье): Николаевское, Верхний Рудник, Садовое, Восточный Партизан. В геологическом строении Дальнегорского рудного поля

участвуют два структурных этажа [Смирнов, Горжевский, 1974]. Отложения нижнего этажа или складчатого фундамента состоят из образований, сложенных известняками, полимиктовыми брекчиями, песчаниками, кремнистыми брекчиями и алевролитами. Верхний структурный этаж представлен разрезом вулканогенной толщи, в состав которой входят игнимбриты, содержащие большое количество обломков осадочных пород фундамента, в том числе и известняков. Вулканические породы сопровождаются гипабиссальными и субвулканическими образованиями среднего и кислого состава позднемелового, а также малыми интрузиями палеогенового возраста.

Дизъюнктивные дислокации развиты широко и представлены разнообразными тектоническими деформациями. Главную роль в локализации оруденения играли взбросы северо-западного простирания, сопровождающиеся гидротермальными изменениями вмещающих пород и формированием жильных рудных тел в эффузивах. Изменения вмещающих пород выражены в мраморизации известняков, пропилитизации скарнов и эффузивных пород, а также в локальном окварцевании вулканических образований.

Главные морфологические типы рудных тел определяются контактами известняков со скарновыми телами и тектоническими зонами. В основном рудные тела представлены трубо-, плащеобразными, жильными и сложными по форме залежами.

Минеральный состав руд большей частью одинаков (см. табл. 1), но количества некоторых сульфидов меняются в различных месторождениях. Небольшие вариации в минеральном составе руд, по видимому, объясняются глубиной их формирования. В более глубоко залегающих месторождениях Верхний Рудник, Николаевское в отличие от месторождений Садовое и Восточный Партизан, формировавшихся ближе к поверхности, наблюдаются в заметных количествах арсенопирит, пирротин, встречаются касситерит, висмут- и теллурсодержащие минералы. В рудах Николаевского и Садового месторождений присутствуют магнетит и хлорит, возникшие как реакционные минералы вследствие замещения скарновых минералов галенитом. На Садовом месторождении широко развит халькопирит, а в рудах месторождения Восточный Партизан — клейофан, безвисмутовый галенит.

Из элементов-примесей типичны Mo, Co, Cu в сульфидах железа; Mn, Cu, Cd, Fe, Sn — в сфалерите; Bi, Sb, Cu, Sn — в галените. Составы сфалерита и галенита незначительно отличаются от состава этих же сульфидов в рудах, образованных в карбонатных породах.

Строение руд в скарнах однотипно. Главная особенность текстур и структур заключается в том, что сульфиды замещают скарновые минералы, образуя вкрапленные, прожилковые, пятнистые, полосчатые («бурундучные») текстуры. Типичны сферолитовые и лучистые агрегаты геденбергита, замещенные сульфидами. Наиболее распространены кварц-кальцит-сульфидные образования, в которых последние наблюдаются в виде густой вкрапленности. Известняки замещались в меньшей степени, обычно они имеют резкие границы

с рудными минералами. В этих участках возникали массивные текстуры сульфидной руды. Вокруг массивных руд иногда видны ореол сульфидной вкрапленности или прожилковидные выделения. Кроме того, для всех месторождений характерно образование в скарнах и известняках пустот выщелачивания, заполненных друзами кварца, кальцита, ильваита, пироксена с разнообразными сульфидами.

Во всех месторождениях взаимоотношения скарновых минералов и сульфидов указывают на более позднее образование рудных минералов по отношению к скарнам. К выводу, что скарнирование и сульфидное оруденение были последовательными геологическими процессами, пришли многие ученые [Watanabe et al., 1978; Corsini et al., 1980; Эйнаути и др., 1984]. Основной период сульфидного рудообразования обычно следует за прекращением роста скарнов [Жариков, 1968]. Отложение сульфидов, как правило, вызывает изменение скарнов, в отдельных случаях сульфиды отлагаются и во вмещающих известняках, т. е. сульфидообразование выходит за пределы скарновых тел.

На основании соотношений геденбергитовых скарнов и сульфидных минералов была представлена обобщенная схема многостадийного процесса минералообразования на месторождениях Дальнегорского рудного района [Добровольская, 1984].

В первую, гранат-аксинит-геденбергитовую, стадию происходило формирование скарнов с фациальными различиями в их минеральном составе, в зависимости от состава скарнированных пород отлагались гранат-волластонитовая, эпидот-аксинит-геденбергитовая и кварц-сфалерит-геденбергитовая ассоциации. Скарновые минералы образовывались при высоком окислительном потенциале из надкритических флюидов (450—550°C) в заключительные периоды ранней щелочной стадии [Жариков, 1968]. Близкие температуры гомогенизации газовой-жидких включений в геденбергите (380—220°C), кварце (380—160°C) и сфалерите (398—356°C), по-видимому, свидетельствуют о том, что в конце первой стадии были достигнуты сульфидно-силикатные равновесия.

Равновесные соотношения силикатов и сульфидов подтверждаются экспериментальными исследованиями Fe — Mn-содержащих известково-силикатных минералов, подвергшихся сульфидизации. М. Т. Эйнаути с соавторами [1984], ссылаясь на неопубликованные данные Д. Берта, говорят о том, что многие минеральные фазы, считавшиеся высокотемпературными образованиями, могут быть устойчивы при относительно низких температурах (350—450°C), особенно при низких величинах давления, степени окисленности и сульфидизированности и малой  $X_{CO_2}$ .

Минеральные ассоциации второй, кварц-кальцит-сфалерит-галенитовой, стадии отлагались в иных физико-химических условиях. Изменение химизма растворов, высокая концентрация металлов, повышенная роль  $CO_2$ ,  $H_2O$ ,  $S_2$ , высоковалентные формы Fe и Mn, понижение температуры до 300°C и ниже привели к кристаллизации основной массы сфалерита, галенита и других сульфидов, а также к преобразованию скарновых минералов — переотложению

Сравнительная характеристика моделей рудонакопления

Главные факторы	В карбонатных породах	В скарнах
Литолого-стратиграфические	Доломиты и глинистые доломитовые известняки (нижний кембрий)	Известняки, мраморы, алевролиты, кремнистые породы (верхний триас)
Магматические	Верхнекеммерийский интрузивный комплекс: гранодиориты, дайки плагиосиенит-порфиров, кварцевых порфиров и лампрофиров	Интрузивы андезит-гранодиоритовой ассоциации, дайки диорит-порфиритов, микродиоритов (мел — палеоцен)
Природа рудообразующих растворов	Магматогенные, смешанные	Магматогенные, смешанные
Внутрирудный метаморфизм	Перекристаллизация, переотложение, регенерация; новообразования пирита, арсенопирита, станнина, доломита, кварца	Переотложение, регенерация; новообразования геденбергита (диопсида), кальцита, магнетита, хлорита
Форма рудных тел	Метасоматические залежи, редко жильобразные	Метасоматические залежи, иногда жильобразные, трубообразные
Структуры и текстуры руд	Текстуры первичного отложения и замещения; структуры: коррозионные, метакристаллы, псевдоморфные	Текстуры замещения; структуры: коррозионные, метакристаллы, друзовые, псевдоморфные, сферолитовые
Элементы-примеси в рудах	Сфалерит: Fe, Cd, Mn, Sn, Cu, In Галенит: Ag, Sb, As, Sn, Cd, Cu, Tl	Сфалерит: Fe, Cd, Mn, Cu, Sn, Co Галенит: Bi, Ag, Sb, Sn, Cu

Многостадийность процесса рудоотложения

Стадии минерализации, параметры рудоотложения

**Первая стадия:** кварц-пирит-арсенопирит-сфалеритовая (иногда пирротин, касситерит, турмалин)

350—250°C (гжв в кварце)

**Вторая стадия:** доломит-сульфоантимонит-галенинитовая

380°C — распад твердого раствора  $PbS + AgSbS_2$

419—290°C по  $\Delta\delta^{34}S_{ZnS-PbS}$

418—400°C по Cd-геотермометру

225°C (гжв в кварце, кальците)

**Третья стадия:** кварц-карбонатная

210—60°C (гжв в кальците)

**Первая стадия:** гранат-аксинит-геденбергитовая, в том числе кварц-сфалерит-геденбергитовая ассоциация

550—370°C (гжв в геденбергите)

360—220°C (гжв в кварце)

**Вторая стадия:** кварц-кальцит-сфалерит-галенинитовая

290—120°C (гжв в кварце, кальците, сфалерите)

335°C — по  $\Delta\delta^{34}S_{ZnS-PbS}$

356°C — по Cd-геотермометру

**Третья стадия:** кварц-кальцитовая

220—60°C (гжв в кальците)

Состав рудообразующих растворов в период кристаллизации сульфидов

Гидрокарбонатно-кальциевый

Существенно кальциевый бикарбонатно-сернистый

Периодичность отложения минералов

Кварц и доломит, пирит и арсенопирит

Кварц и кальцит, пирит и арсенопирит

геденбергита и возникновению магнетита, хлорита, ильваита. Дать количественные оценки фугитивности серы и кислорода при отложении сульфидов в скарнах пока невозможно, поскольку не было экспериментальных исследований растворимости сульфидов в системах, находящихся под буферным воздействием известковых силикатов, слагающих скарны.

Имеющиеся сведения [Говоров, 1974] о составе включенных растворов в сфалерите и галените из месторождений Верхний Рудник и Садовое указывают на существенно кальциевый бикарбонатно-сернистый состав рудообразующих растворов.

В третью стадию отлагались кварц-кальцитовые прожилки, секущие все ранние ассоциации. Интервал температур гомогенизации газово-жидких включений в кальците этой стадии соответствует 220—60°C, что указывает на образование поздних минералов при более низких температурах. Относятся ли друзовые образования кварца, кальцита, иногда с сульфидами в продуринках и тектонических трещинах, к третьей стадии, сказать трудно. Поскольку интервалы температур кристаллизации кварца и кальцита из главной ассоциации второй стадии и из продурин совпадают, можно предположить их одновременное образование. Однако имеются данные, что кристаллизация кальцита в друзах происходила при температурах ниже 200°C. По-видимому, такие образования следует отнести к третьей стадии минерализации.

В целом процесс рудообразования в скарнах проходил в условиях постепенного снижения температуры, колебаний окислительно-восстановительного потенциала и фугитивности серы. Во всех месторождениях, исключая Верхний Рудник, типичны неравновесные соотношения сфалерита первой и галенита второй стадий, но сфалерит поздней генерации наблюдается в равновесии с галенитом.

**Сходство формирования свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах и скарнах.** Сравнение основных черт свинцово-цинковых месторождений двух разных формаций выявило их сходство и различие (табл. 2). При этом учитывались геологические, геохимические и другие особенности в условиях рудонакопления, установленные на основании изучения вещественного состава руд.

В рассматриваемых рудных формациях оруденение связано с магматизмом и более молодое, чем возраст вмещающих пород. Магматогенные растворы поступали по разломам и тектоническим трещинам в область разгрузки, где могло происходить их смешение с метеорной водой. Источник серы — магматический или глубинный, в карбонатных породах, возможно, и местный.

Процесс рудонакопления шел многостадийно (из более высокотемпературных флюидов в скарнах и менее горячих растворов в карбонатных породах) при неоднократно менявшихся физико-химических условиях. Постепенное снижение температуры от 550—450°C в скарнах и от 400—350°C в карбонатных породах, изменения окислительно-восстановительного потенциала и кислотности-щелочности гидротермальных растворов привели к закономерной смене во времени главных сульфидных ассоциаций, а также к внутрирудному

метаморфизму ранних минеральных агрегатов. И в скарнах, и в карбонатных породах рудообразование начиналось с отложения пирит-арсенопирит-сфалеритовой и завершалось образованием халькопирит-сульфоантимонит-галенитовой ассоциаций. Фациальные различия в составе минеральных ассоциаций, видимо, были связаны с локальными изменениями в концентрациях металлов и с влиянием среды рудоотложения, а также с различными глубинами рудообразования в скарнах и карбонатных породах.

Особенность формирования руд в карбонатных породах заключалась в том, что поступавшие, очевидно пульсационно, гидротермальные растворы взаимодействовали с вмещающими доломитами, вызывая их изменение и последовательное отложение разновозрастных минеральных ассоциаций. Для месторождений в скарнах процесс минералообразования был значительно сложнее и включал, согласно М. Т. Эйнауи с соавторами [1984], образование высокотемпературных скарновых минералов, первичное рудоотложение во время их кристаллизации (выделенная нами кварц-сфалерит-геденбергитовая ассоциация первой стадии), изменение скарна и продолжающееся рудоотложение во время окончательного охлаждения всей системы.

Выявленные общие черты генезиса свинцово-цинковых руд в карбонатных породах и скарнах объясняют сходство минералогеохимической вертикальной зональности в месторождениях обеих рудных формаций, увеличение содержания цинка и уменьшение — свинца с глубиной, накопление более богатых руд в поздние периоды минералообразования.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бортников Н. С., Мозгова Н. Н., Некрасов П. Я. и др. Факторы, определяющие типоморфизм минеральных ассоциаций сульфоантимонитов и сульфостаннатов свинца // Новые данные о типоморфизме минералов.— М.: Наука, 1980.— С. 115—130.
- Генкин А. Д., Басалаева И. В., Добровольская М. Г. и др. Распределение кадмия, марганца, селена и изотопов серы в сосуществующих галените и сфалерите из свинцово-цинковых месторождений // Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов.— М.: Наука, 1980.— С. 5—40.
- Говоров И. Н. Связь полиметаллического оруденения с вулканоплутоническими комплексами на примере Дальнегорского района Приморья // Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.— С. 44—52.
- Добровольская М. Г. Минеральные парагенетические ассоциации и стадийность минералообразования свинцово-цинковых месторождений (на примере Дальнегорского рудного района) // Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд.— М.: Наука, 1984.— С. 108—150.
- Добровольская М. Г., Шадлун Т. Н. Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд.— М.: Наука, 1974.— 240 с.
- Еремин Н. И. Некоторые физико-химические параметры колчеданного рудообразования // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 49—61.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений.— М.: Недра, 1968.— С. 200—302.

- Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений.— М.: Наука, 1973.— 215 с.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематика // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.— С. 7—22.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Геолого-генетические модели рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 5—14.
- Лазыко Е. М., Дорошенко Ю. П., Колтун Я. И. и др. О температурных и других физико-химических условиях формирования постмагматических месторождений Восточного Забайкалья // Рудообразующая среда по включениям в минералах.— М.: Наука, 1972.— С. 15—24.
- Скотт С. Д. Использование сфалерита и арсеноприта для оценки температур и активностей серы в гидротермальных месторождениях // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 41—49.
- Смирнов В. П., Горжевский Д. И. Месторождения свинца и цинка // Рудные месторождения СССР.— М.: Недра, 1974.— Т. 2.— С. 169—237.
- Шадлун Т. Н., Добровольская М. Г. Рудные формации свинцово-цинковых месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений.— М.: Наука, 1976.— Т. 2.— С. 149—296.
- Эйнауди М. Т., Мейнерт Л. Д., Ньюберри Р. Дж. Скарновые месторождения // Генезис рудных месторождений.— М.: Мир, 1984.— Т. 1.— С. 401—515.
- Corsini F., Cortecchi G., Leone G., Tanelli G. Sulfur isotope study of skarn (Cu—Pb—Zn) sulfide deposit of valle del Temperino, Campiglia Marittima, Tuscany, Italy // Econ. Geol.— 1980.— Vol. 75, N 1.— P. 83—96.
- Keighin W. C., Honea R. M. The system Ag—Sb—S from 600°C to 200°C // Mineral. Deposita (Berl.).— 1969.— Vol. 4, N 2.— P. 153—171.
- Watanabe M., Soeda A., Ohtani T. Skarnization and ore deposition at the Maruyama deposit, Tsumo mine, Southwest Japan with particular emphasis upon their intimate associations // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.— 1978.— Vol. 73, N 10.— P. 283—299.

*Т. М. СУЩЕВСКАЯ,*

*Л. А. БАННИКОВА, В. И. УСТИНОВ*

## **ФОРМИРОВАНИЕ ТИПИЧНОГО ОЛОВОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНОЙ ФОРМАЦИИ (ПО ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ)**

В последние годы в физико-химических представлениях о формировании оловянной минерализации произошли существенные изменения. Геохимические условия концентрирования олова оказались сложнее и разнообразнее, чем это представлялось ранее. Так, было открыто несколько новых своеобразных типов оловянной минерализации, свойственной, например, магнизальным скарнам, сульфидным медно-никелевым рудам. При этом, однако, касситеритовые гидротермальные руды по-прежнему остаются основным промышленным источником олова, и, следовательно, остается актуаль-

ной задача построения физико-химической модели формирования касситеритового оруденения.

В существующих модельных построениях и генетических схемах в качестве основных особенностей, определяющих развитие оруденения касситерит-силикатной формации, постоянно подчеркивается роль генетической связи с гранитоидным магматизмом и с кислотно-щелочной эволюцией флюидов. В то же время на основании работ минералогического и экспериментального направления показано, что в магматических и гидротермальных условиях поведение олова в значительной степени контролируется величинами летучести кислорода, серы и pH в системе [Некрасов, 1976, 1985; Patterson et al., 1981; Барсуков и др., 1984; Eadington, 1984; Рыженко и др., 1985].

Зависимости осаждения касситерита от изменения кислотности-щелочности минералообразующей среды всегда придавалось большое значение, особенно в связи с результатами работ, согласно которым смешанные гидроксофторидные и гидроксильные комплексные формы четырехвалентного олова рассматривались как основные формы переноса олова в условиях, близких к реальным для формирования гидротермальных оловорудных месторождений. С расширением границ экспериментальных исследований и более углубленным изучением геохимии и минералогии оловорудных месторождений было обращено большое внимание на роль окислительно-восстановительной обстановки в геохимии олова, в образовании конкретных типов минерализации. В работах И. Я. Некрасова [1985], Д. Паттерсона и др. [Patterson et al., 1981], В. Л. Барсукова и др. [1984] указывалось на реальность хлоридных и гидроксильных форм двухвалентного олова в рудообразующих флюидах и на их преимущество перед комплексами  $\text{Sn}^{\text{IV}}$  в способности удерживать в растворе и, следовательно, транспортировать значительно большие массы олова.

Оценка соотношения валентных форм олова в высокотемпературных растворах (до  $300^\circ\text{C}$ ) в условиях меняющегося окислительно-восстановительного потенциала проведена Б. Н. Рыженко с соавторами [1985] методом физико-химического моделирования с использованием программы ГИББС. Для растворов, состав которых определялся их равновесным взаимодействием с алюмосиликатной породой (туф кварцевого порфира) при заданном окислительно-восстановительном потенциале, установлено, что при равновесии с касситеритом олово присутствует в обеих степенях окисления. Так, в изученных равновесных системах отложение касситерита происходит при  $300^\circ\text{C}$  при сравнительно невысоких величинах  $f_{\text{H}_2}$ , составляющих  $10^4$  Па (0,1 атм), когда  $\Sigma\text{Sn}_{\text{p-p}}^{\text{II}}/\Sigma\text{Sn}_{\text{p-p}}^{\text{IV}} \approx 1$  (рис. 1). При более высоких величинах  $f_{\text{H}_2}$  в более восстановительных условиях  $\Sigma\text{Sn}_{\text{p-p}}^{\text{II}}/\Sigma\text{Sn}_{\text{p-p}}^{\text{IV}} \gg 1$  и касситерит отлагаться не может.

Для построения физико-химической картины формирования касситерит-силикатного оруденения в качестве объекта исследования выбрано месторождение Солнечное. Оловорудные месторождения

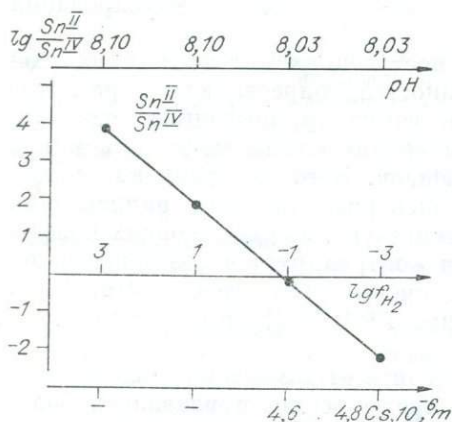


Рис. 1. Соотношение валентных форм олова в растворе, равновесном с туфом кварцевого порфира в зависимости от  $\lg f_{H_2}$ , при  $T = 300^\circ C$  и отношении вода/порода — 0,4; сверху приведены соответствующие значения pH системы, внизу — количества осажденного касситерита (Cs).

нальных структур. Минерализованные зоны месторождения формировались по серии сближенных трещин. Установлено, что структурный план зон минерализации, заложенный в процессе первоначальной деформации, сохранился в дальнейшем без изменений, что определило поступление минералообразующих растворов по одним и тем же рудоподводящим каналам в течение длительного времени, соответствующего формированию основных минеральных ассоциаций. Солнечное характеризуется положением в нижнем структурном этаже района, образованном толщей осадочно-терригенных пород юры, залегающих на интрузивных породах гранитоидного состава. Месторождение представлено протяженной зоной дробления, линзопластиной кварц-турмалиновых пород, окруженных чехлами кварц-серицитовых метасоматитов, рассеченных и содержащих жилы и прожилки кварц-касситеритового и кварц-сульфидного состава. Основная часть оруденения сконцентрирована в зоне Главной, на участке Центральном.

Для получения физико-химической информации использовали следующие методы:

- химическое исследование флюидных включений в кварце, касситерите и некоторых других минералах, включающее определение солевого и газового состава согласно методикам, изложенным в работах [Хитаров, Сущевская, 1980; Сущевская и др., 1978];

- определение изотопного состава углерода карбонатов и углекислоты включений в минералах по работе [Банникова, Рыженко, 1984];

- исследование состава органического вещества, выделенного из основных минеральных ассоциаций (Там же);

- определение изотопного состава кислорода кварца, касситерита и карбонатов в соответствии с работой [Устинов и др., 1981].

Значения  $f_{O_2}$ , описывающие окислительно-восстановительное состояние системы, рассчитывали по данным о концентрации  $CO_2$  и  $CH_4$  в растворах включений в минералах и контролировали положением полей кристаллизации той или иной фазы (ассоциации) от-

района описаны в ряде фундаментальных работ [Радкевич и др., 1971; Лугов и др., 1976]. Согласно имеющимся данным, Солнечное локализовано в одной из мощных разломных субмеридиона-

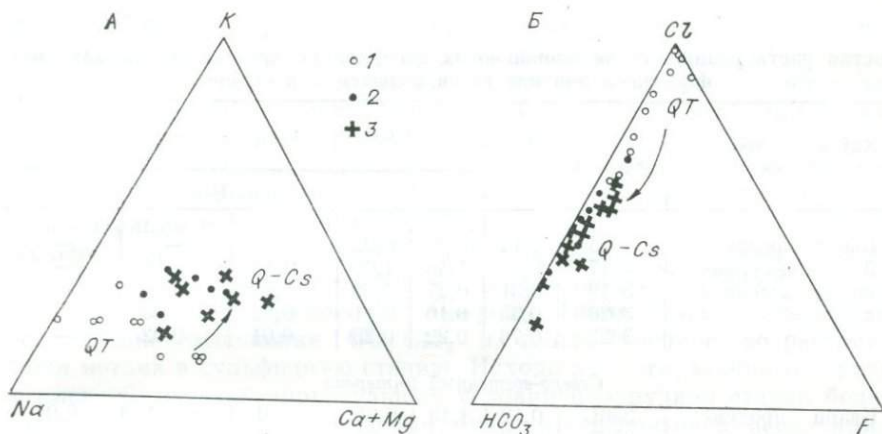


Рис. 2. Состав растворов включений в кварце предрудных образований (1), в кварце (2) и касситерите (3) продуктивной стадии (Q — кварц, Т — турмалин, Cs — касситерит).

носителем границ устойчивости минеральных фаз на диаграммах. Величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  рассчитывали с учетом температурных данных по гомогенизации включений в минералах [Радкевич и др., 1971; Кокорина, 1982; Суцневская и др., 1984]. Обратимся к результатам исследований.

**Состав минералообразующей среды.** Имеется большое количество данных, полученных при изучении включений в минералах месторождения Солнечное как оптическими, так и химическими методами [Радкевич и др., 1971; Суцневская, 1971; Моисеенко, Малахов, 1979; Кокорина, 1982]. Они показывают, что для продуктивной стадии в целом характерны умеренно-минерализованные хлоридно-бикарбонатные натриево-калиевые растворы. Для глубоких горизонтов отмечено появление более минерализованных хлоридно-натриевых растворов. Исследование состава включений в кварце из предрудных и пострудных ассоциаций дало возможность установить, что по мере протекания процесса растворы становятся менее хлоридными (уменьшается величина  $\text{Cl}/\text{HCO}_3$ ) (рис. 2).

В связи с рассмотрением окислительно-восстановительных условий формирования оловянного оруденения было проведено определение концентрации сульфидной серы в растворах включений. Насколько можно судить по полученным данным, концентрация сульфидной серы в растворах повышается от ранних стадий к поздним: от  $10^{-4}$  М в предрудную стадию до  $10^{-2}$  М во время образования сульфидных минеральных фаз олова. Уровень концентрации сульфидной серы порядка  $10^{-3}$  М соответствует отложению основной массы касситеритовых руд в продуктивную стадию. Обнаруженные повышения концентрации свидетельствуют, по-видимому, об изменении условий, выражающемся, согласно минералого-геохимическим наблюдениям, в более интенсивном развитии сульфидной минера-

Состав растворенных газов оловоносных флюидов по данным газохроматографического анализа газов включений в кварце

Характеристика образца	Номер образца	H <sub>2</sub> O, мас. %	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	CO	N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub>
Кварц предрудной кварц-турмалиновой ассоциации	2933	0,13	0,31	0,03	—	—	—
	3017	0,02	1,46	1,00	1,16	1,16	—
	3019	0,31	0,27	0,09	0,14	0,10	—
	3020	0,35	0,10	0,11	0,12	0,06	—
	3022	0,76	0,22	0,26	0,01	0,02	—
<i>Северо-восточный интервал</i>							
Кварц продуктивной стадии из ассоциации с турмалином, сульфидами (арсенопирит, халькопирит, пирит)	2561	0,12	1,13	0,25	0,01	<0,01	<0,01
	2563	0,09	1,23	0,27	<0,01	0,02	<0,01
	2564	0,13	1,44	0,18	<0,01	<0,01	<0,01
	2565	0,14	1,35	0,09	0,01	0,02	<0,01
	2567	0,22	4,97	0,10	<0,01	0,011	<0,01
	2568	0,14	0,98	0,16	0,03	<0,01	<0,01
	2569	0,16	1,03	0,15	<0,01	0,02	<0,01
	2570	0,08	0,90	0,14	<0,01	<0,01	<0,01
	2573	0,11	0,99	0,12	<0,01	<0,01	<0,01
	2574	0,04	1,76	0,37	0,46	<0,01	<0,01
<i>Центральный интервал</i>							
Кварц продуктивной стадии из ассоциации с турмалином, касситеритом, сульфидами (арсенопирит, пирит, халькопирит)	203	0,14	0,40	0,05	0,15	0,13	<0,01
	1206	0,06	0,87	0,07	0,19	<0,01	<0,01
	2576	0,10	2,06	0,18	0,01	<0,01	<0,01
	2633	0,02	2,47	0,57	0,09	0,08	0,46
	2643	0,05	1,93	0,05	<0,01	0,14	<0,01
	2644	0,02	2,62	—	0,38	—	1,71
	2646	0,13	0,78	0,03	0,03	0,07	0,50
	2649	0,02	1,83	—	—	—	—
	2651	0,01	1,30	0,17	—	0,65	<0,01
	2652	0,02	1,79	0,54	—	0,54	<0,01
	2654	0,05	0,66	0,19	0,37	0,47	<0,01
	2655	0,01	2,70	0,14	—	0,44	<0,01
	2658	0,02	2,29	0,49	1,55	2,10	<0,01
	2659	0,02	2,38	0,27	—	0,47	<0,01
	2660	0,14	0,76	0,04	—	0,08	0,80
	2664	0,01	3,27	0,24	—	3,98	<0,01
	2665	0,04	1,94	0,46	0,57	0,51	<0,01
	2666	0,09	0,63	0,06	0,06	0,46	<0,01
2667	0,09	0,34	0,60	—	0,02	<0,01	
2670	0,22	0,31	—	—	0,09	<0,01	

Примечание. Прочерк означает, что данные компоненты не определяли.

лизации (со станнином). Оценка концентрации сульфидной серы в растворе, равновесном со станнином, проведена дополнительно по образцам кварца месторождения Мушистон, в котором станнин является преобладающей минеральной формой олова. Полученная величина ( $10^{-2}$  М), отвечающая условиям кристаллизации станнина при температурах 200—250°C, достигается, видимо, и при образова-

нии сульфидных (арсенопирит-пирротин-халькопиритовых) ассоциаций со станнином на месторождении Солнечном.

В газовом составе флюидов месторождения преобладает углекислота над остальными газами ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2$ ), особенно значительно для наиболее изученной кварц-касситеритовой стадии (табл. 1). В более ранний этап образования предрудных кварц-турмалиновых метасоматитов наблюдается относительное повышение концентрации метана и  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$  близко к 1. Единичные данные, полученные по составу газовой фазы в сульфидах (арсенопирите, халькопирите), выполненные с применением механического метода вскрытия включений\* [Галюжный, Сворень, 1979], также показывают уменьшение отношения  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$  и соответственное возрастание роли метана в сульфидную стадию. Исходя из этого, можно говорить о смене более восстановительных условий предрудной стадии более окислительными при осаждении кварц-касситеритовой ассоциации и снова более восстановительными — при осаждении сульфидных минеральных ассоциаций.

Исследование химического состава органического вещества, извлеченного из кварц-касситеритовой и сульфидной минеральных ассоциаций, показало, что с увеличением содержания сульфидов возрастает доля окисленных компонентов (спиртобензольных смол, извлекаемых хлороформом) и уменьшается содержание углеводов — наиболее восстановленных компонентов органического вещества.

Из результатов изотопного анализа углерода карбонатов и  $\text{CO}_2$  вещества включений следует, что карбонатный углерод из различных минеральных ассоциаций характеризуется тенденцией обогащения легким изотопом. Так, углекислота из включений минералов кварц-турмалиновой ассоциации имеет значения  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-2,4$  до  $-2,2$  ‰, при отложении касситерита и арсенопирита  $\delta^{13}\text{C} = -7,6$  ‰, а карбонаты, ассоциирующие с основной сульфидной стадией (и углекислота, равновесная с этими карбонатами), в еще большей мере обогащены легким изотопом углерода (от  $-7,8$  до  $-10,2$  ‰).

Изотопный анализ кислорода минералов (кварца, касситерита и турмалина) и рассчитанные значения  $\delta^{18}\text{O}$  минералообразующих флюидов (табл. 2) позволяют говорить о том, что по мере протекания процесса минералообразования на месторождении происходит направленное снижение величины  $\delta^{18}\text{O}$  водной фазы флюида. При этом устанавливается, что кварц и турмалин из предрудной, а также кварц, касситерит и турмалин из продуктивной ассоциаций кристаллизовались из раствора с похожими изотопными характеристиками и, следовательно, близки к равновесным.

Согласование полученных данных позволило получить следующую картину изменения физико-химических параметров гидротермальных растворов во времени и установить влияние этих изменений на характер отлагавшихся минеральных ассоциаций.

\* Измерения проведены в ИГГиГ АН УССР (Львов).

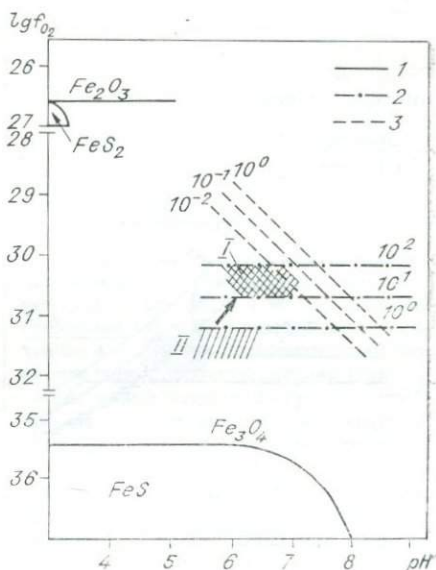
## Изотопный состав кислорода минералообразующих флюидов (месторождение Солнечное)

Номер образца	Минерал	CO <sub>2</sub> , м	δ <sup>18</sup> O минерала	δ <sup>18</sup> O H <sub>2</sub> O расчит.
			%‰ SMOW	
<i>Кварц-турмалиновая ассоциация (T = 450–400°C)</i>				
Главная зона, Центральный интервал				
2933	Турмалин	0,31	8,3	7,6 ÷ 6,8
Южный интервал				
3017	Кварц	1,46	9,9	5,9 ÷ 4,9
3022	Турмалин	0,22	6,1	5,4 ÷ 4,9
				Ср. 6,3 ÷ 5,4
<i>Кварц-касситеритовая ассоциация (T = 350–300°C)</i>				
Главная зона, Центральный интервал				
2577	Кварц	1,21	10,7	4,1 ÷ 2,5
	Касситерит	1,21	6,0	6,0 ± 1,0
2578	Кварц	1,97	10,2	3,6 ÷ 2,0
				Ср. 3,5 ÷ 1,9
				(по кварцу)
	Касситерит	1,72	4,6	4,6 ± 1,0
2833	Кварц	1,06	9,6	3,0 ÷ 1,4
	Касситерит	1,42	4,2	4,2 ± 1,0
	Турмалин	—	3,8	2,3 ± 1,0
				Ср. 4,2 ± 1,0
				(по касситериту)
2898	Кварц	—	9,4	2,8 ÷ 1,2
	Касситерит	1,21	4,1	4,1 ± 1,0
2668	Кварц	1,26	11,8	5,2 ÷ 3,6
2830	»	—	8,8	2,2 ÷ 0,6
	Касситерит	1,30	2,1	2,1 ± 1,0
<i>Кварц-карбонатная ассоциация (T = 200–100°C)</i>				
2578	Кальцит	—	15,6	5,6 – (–1,4)
2904	»	—	12,3	2,3 – (–4,7)

Примечание. Прочерк означает, что CO<sub>2</sub> включений не определяли. Кварц и касситерит обр. 2830 относятся к наиболее поздним генерациям кварц-касситеритовой стадии.

В предрудную стадию при образовании кварц-турмалиновой ассоциации величина  $\lg f_{O_2}$  системы достаточно низка для того, чтобы обеспечить существенное преобладание в растворе соединений Sn<sup>IV</sup>. В связи с этим касситерит не отлагался, а сульфидные фазы олова (в первую очередь станнин) не могли отлагаться из-за недостаточной концентрации сульфидной серы в растворе и из-за слишком высоких температур (>350°C). На диаграмме полей устойчивости минералов Fe в координатах  $f_{O_2}$  — pH для 350°C положение рассматриваемой системы характеризуется равновесием раствора с магнетитом, при этом сульфидные фазы железа не отлагаются.

Рис. 3. Диаграмма в координатах  $\lg f_{O_2}$  — pH, показывающая условия отложения кварц-турмалиновой (I) и кварц-касситеритовой (II) ассоциаций для 350°C и  $\Sigma S$  в растворе  $10^{-3}$  M: 1 — границы полей устойчивости минералов железа; 2 — изолинии отношения  $CO_2/CH_4$  во флюиде включений при  $P = 1$  кбар; 3 — изолинии  $\Sigma SO_4/\Sigma H_2S$ .

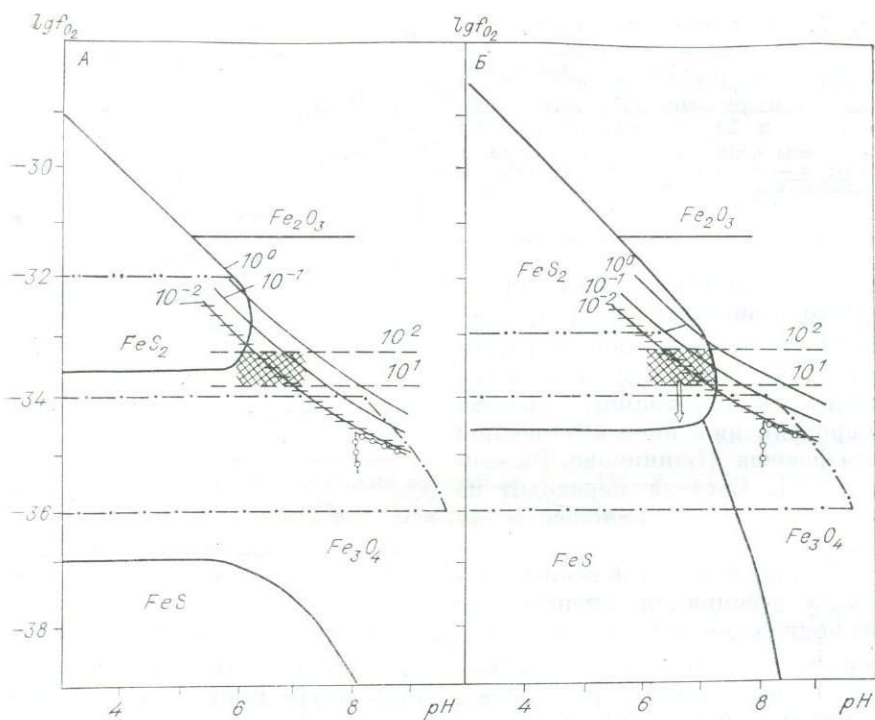


Начало отложения касситерита связано с повышением  $\lg f_{O_2}$ , увеличением общей карбонатности растворов, что сопровождается изменением изотопного состава углерода и снижением  $\delta^{18}O$  водной фазы флюида [Банникова, Рыженко, 1984]. Система переходит из положения I в положение II (рис. 3).

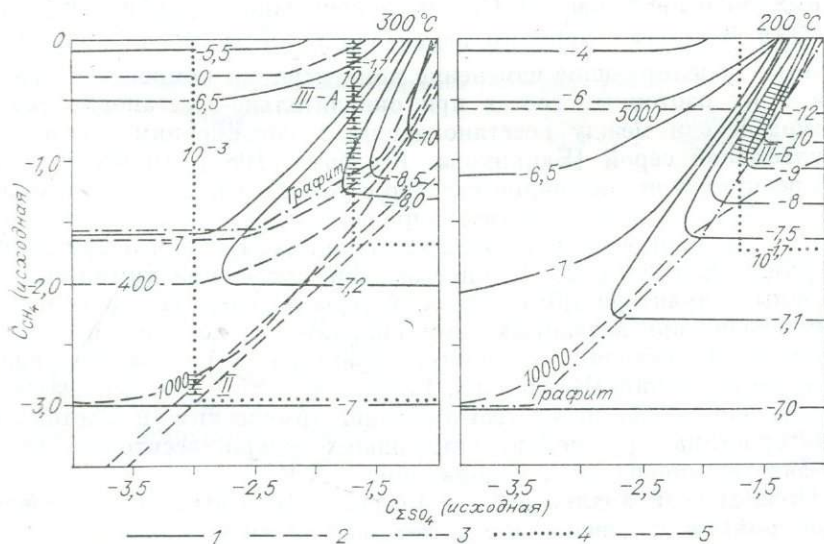
Последующее отложение сульфидных ассоциаций происходило при понижении  $\lg f_{O_2}$  в растворах, понижении температуры и увеличении в них концентрации сульфидной серы (рис. 4). Эти изменения в химическом составе растворов и температуре приводили к возрастанию отношения  $Sn^{II}/Sn^{IV}$  и замещению касситерита сульфидными минералами олова. Граница устойчивости ассоциации касситерит + халькопирит относительно ассоциации станнин + сульфиды железа лежит в области значений  $f_{O_2}$ , достижение которых вполне реально в области температур ниже 300°C, исходя из имеющихся данных по отношению  $CO_2/CH_4$  и концентрации сульфидной серы.

Для выяснения причины изменения  $f_{O_2}$  в растворах проведены расчеты, моделирующие изменение концентраций компонентов раствора и их изотопный состав при окислительно-восстановительном взаимодействии между восстановленными соединениями углерода и сульфатной серой [Банникова, Рыженко, 1984]. Использование этих реакций в исследовании связано с установленным фактом окисления органического вещества, сопровождающим увеличение количества сульфидов в минеральных ассоциациях. На рис. 5 приведены диаграммы для 300 и 200°C, описывающие изменения химических и изотопных характеристик соединений серы и углерода в растворах, возникающих при названных нами окислительно-восстановительных реакциях, при исходных условиях, характеризующих рассматриваемые месторождения [Банникова, Барсуков, 1985]. На эти диаграммы нанесены области, соответствующие химическим и изотопным характеристикам растворов, отложивших кварц-касситеритовую и сульфидные минеральные ассоциации.

Проведенный анализ данных позволяет считать, что определяющую роль в изменении окислительно-восстановительных условий



при отложении кварц-касситеритовой ассоциации играло изменение соотношения окисленных и восстановленных форм углерода, связанное с поступлением в систему раствора, обогащенного углекислотой, а также с окислением восстановленных форм углерода при



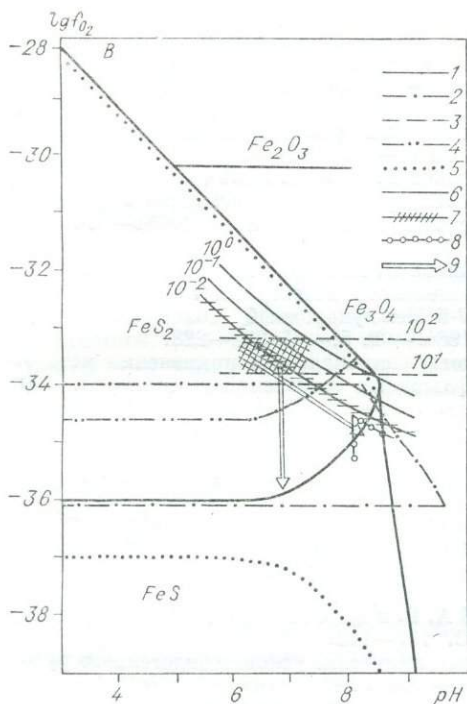


Рис. 4. Диаграмма в координатах  $\lg f_{O_2} - pH$ , показывающая условия отложения кварц-касситеритовой и сульфидной ассоциаций при  $300^\circ C$  и при  $\Sigma S$  в растворе, равной  $10^{-3} M$  (А),  $10^{-2,5} M$  (Б) и  $10^{-1,7} M$  (В).

1 — границы полей устойчивости минералов железа; 2 — граница поля устойчивости графита при  $\Sigma C = 1 M$ ; 3 — изолинии отношения  $CO_2/CH_4$  в газовой фазе включений; 4 — граница устойчивости арсенирита относительно ассоциации пирит + + самородный мышьяк; 5 — граница устойчивости ассоциации касситерит + + халькопирит относительно ассоциации станин + сульфиды железа; 6 — изолинии отношения  $\Sigma SO_4/\Sigma H_2S$ ; 7 — изолинии величины  $\delta^{34}S = 0$ ; 8 — изолинии величины  $\delta^{34}S_{H_2S} = +1\%$  при значении  $\delta^{34}S_{\Sigma S} = 0$ ; 9 — вероятное направление изменения состояния системы от кварц-касситеритовой к сульфидной стадии; заштрихованная область отвечает условиям отложения кварц-касситеритовой ассоциации.

восстановлении сульфатной серы. При отложении сульфидных ассоциаций влияние окислительно-восстановительных реакций между соединениями углерода и серы приобретало более существенное значение, приводя к уменьшению отношения  $CO_2/CH_4$ , обусловленному уменьшением равновесных концентраций метана. Одним из путей осуществления рассматриваемых реакций может быть смешение растворов с различными физико-химическими характеристиками, поступающих к месту рудоотложения. В настоящее время мы не располагаем данными, позволяющими расшифровать гидродинамические характеристики системы и уверенно назвать источники растворов. Однако данные по изотопному составу флюида (см. табл. 2) не противоречат представлению о возможности смешения растворов в рудной зоне.

Рис. 5. Связь между изменением изотопных и химических характеристик рудообразующих растворов и изменениями концентраций окислителя и восстановителя в исходной системе при формировании оловорудного месторождения (приведены логарифмы концентраций).

1 — изолинии значений  $\delta^{13}C$  углекислоты в гидротермальном флюиде; 2 — изолинии равных значений отношений  $CO_2/CH_4$  в гидротермальном флюиде; 3 — граница поля устойчивости графита; 4 — изолинии равных концентраций  $H_2S$  в растворе; 5 — изолинии, отвечающие равным значениям величины  $\delta^{34}S_{H_2S} - \delta^{34}S_{\Sigma S}$  флюида  $T = 300$  и  $200^\circ C$ . Заштрихованные области отвечают условиям отложения минеральных ассоциаций: II — кварц-касситеритовой, III — сульфидной.

## ЛИТЕРАТУРА

- Банникова Л. А., Барсуков В. Л. Использование изотонных и химических данных при изучении окислительно-восстановительных реакций в гидротермальных условиях // Геохимия.— 1985.— № 3.— С. 314—330.
- Банникова Л. А., Рыженко Б. Н. Изотопные отношения углерода и серы в продуктах окислительно-восстановительных реакций в гидротермальных условиях // Геохимия.— 1984.— № 9.— С. 1268—1281.
- Банникова Л. А., Суцеская Т. М., Волков В. В. и др. Роль окислительно-восстановительных реакций с участием органического вещества в формировании оловородных месторождений // Геохимия.— 1978.— № 8.— С. 197—208.
- Барсуков В. Л., Банникова Л. А., Баранова Н. Н. и др. Роль изменения кислотности и окислительно-восстановительного потенциала гидротермальных растворов в рудоотложении // 27-й Международный геологический конгресс: Тез. докл.— М.: Наука, 1984.— Т. 5.— С. 227—228.
- Каложный В. А., Сворень И. М. Основы рационального применения методов анализа газовых компонентов флюидных включений // Минерал. сб-к Львов. ун-та.— 1979.— № 33, вып. 4.— С. 35—41.
- Коваленко Н. И., Рыженко Б. Н., Барсуков В. Л. Растворимость касситерита в воде и надкритических хлоридных растворах при фиксированных окислительно-восстановительных условиях // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 285, № 1.— С. 217—220.
- Кокорина Д. К. Условия образования касситерит-силикатно-сульфидных месторождений Дальнего Востока по данным термобарогеохимии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1982.— 30 с.
- Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Павловский А. Б. и др. Основные типы оловородных районов.— М.: Недра, 1976.— С. 137—142.
- Моисеенко В. Г., Малахов В. В. Физико-химические условия эндогенного рудообразования.— М.: Наука, 1979.— 200 с.
- Некрасов И. Я. Фазовые отношения в оловосодержащих системах.— М.: Наука, 1976.— 362 с.
- Некрасов И. Я. Олово в постмагматическом процессе.— М.: Наука, 1985.— 237 с.
- Радкевич Е. А., Асманов А. Я., Бакулин Ю. П. и др. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района.— М.: Наука, 1971.— 335 с.
- Рыженко Б. Н., Суцеская Т. М., Волосов А. Г., Барсуков В. Л. Окислительно-восстановительные условия как фактор гидротермального отложения олова // Второе Всесоюз. совещание «Генетические модели эндогенных [рудных формаций]: Тез. докл.— Новосибирск, 1985.— Т. III.— С. 34.
- Суцеская Т. М. Сравнительная характеристика химического состава оловоносных гидротермальных растворов // Геохимия гидротермального рудообразования.— М.: Наука, 1971.— С. 35—60.
- Суцеская Т. М., Лучицкая М. И., Рыженко Б. Н., Барсуков В. Л. О кислотности среды при образовании гидротермального касситерита // Геохимия.— 1984.— № 4.— С. 515—526.
- Суцеская Т. М., Рыженко Б. Н., Князева С. Н. и др. Окислительно-восстановительный потенциал оловоносных гидротермальных растворов // Геохимия.— 1978.— № 8.— С. 1129—1138.
- Устинов В. И., Уханов А. В., Гриненко В. А. Изотопный состав кислорода кимберлитов трубкой Удачная // Геохимия.— 1981.— № 6.— С. 937—942.
- Хитаров Д. Н., Суцеская Т. М. Анализ состава жидкой фазы включений в минералах гидротермального генезиса // Методы и аппаратура для исследования включений минералообразующих сред.— М.: Наука, 1980.— С. 80—109.
- Eadington P. J. Redox control in the hydrothermal reactions of tin // 27-й Международный геологический конгресс: Тез. докл.— М.: Наука, 1984.— Т. 5.— С. 255.
- Patterson D. J., Ohmoto H., Solomon M. Geologic setting and genesis of cassiterite-sulfide mineralization at Ranison Bell, W. Tasmania // Econ. Geol.— 1981.— Vol. 76, N 2.— P. 393—438.

## КАЛИЙНЫЕ ХЛОРИДЫ ЖЕЛЕЗА И ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ РАССОЛОВ

Проблема участия внемагматических металлоносных вод в эндогенном и экзогенном рудообразовании, так же как и проблема источников рудного вещества, является одной из важнейших в комплексе проблем, решаемых наукой о формировании рудных месторождений. Эта проблема имеет и значительную практическую ценность, так как с ростом масштабов мобилизации рудного вещества из вмещающих пород могут существенно возрасти запасы рудных месторождений и быть выявлены новые их типы. В этой связи особый интерес вызывает изучение процессов миграции рудных элементов, в частности железа, в галогенезе, особенно в его конечные стадии, в ходе процессов формирования и перераспределения калийных солей.

В соляных отложениях различного возраста (от кембрийских до четвертичных) вместе с другими калийными минералами описаны калийные хлориды железа: риннеит —  $K_3NaFeCl_6$ , эритросидерит —  $K_2FeCl_5 \cdot H_2O$  и очень редкий — дугласит —  $K_2FeCl_4$  [Boeke, 1911; Kühn, 1968; Stewart, 1963; Филатова, Габрильянц, 1966; Колосов, Пустыльников, 1967, 1970]. Мы провели детальные исследования риннеита из кембрийских соляных отложений юго-западной окраины Сибирской платформы. Здесь он распространен на двух стратиграфических уровнях, регионально калиеносных в этом районе — в верхних частях усольской и ангарской свит. Риннеит в верхней части ангарской свиты (в троицкой пачке) в виде неправильной формы гнездообразных включений размерами от первых миллиметров до 5—6 см образует рассеянную и густую вкрапленность внутри калиеносного горизонта. Мощность риннеитсодержащих солей колеблется от 10 до 100 м, площадь его распространения достигает 6 тыс. км<sup>2</sup>. Зона распространения риннеита наиболее удалена от областей морского питания и соответственно наиболее подвержена материковому питанию с интенсивным привнесом терригенного материала, особенно в троицкое время. В породах троицкой пачки широко развиты процессы аутигенного минералообразования, связанного с разрушением терригенного материала.

Сходное региональное развитие имеет риннеит и в других районах. Для большинства из них (девона Тувы, пермских калийных месторождений Западной Европы, триаса Туниса и юры Гиссара) в зонах риннеитовой минерализации характерны значительная примесь терригенного материала в соляных породах и процессы аутигенного минералообразования.

Анализ фациальной приуроченности и условий локализации риннеита, физико-химических систем с участием хлоридов железа

и калия, а также экспериментальных данных по кристаллизации калийных минералов с различными соединениями железа дает возможность разработать модель формирования поверхностных железосодержащих хлоридных рассолов и связанных с ними процессов.

Определение доли растворимого двухвалентного железа в морской воде дает очень низкие значения —  $10^{-12}$  г/м<sup>3</sup> при pH = 8 [Виноградов, 1967]. А. П. Виноградов ставит под сомнение существование такого железа в морской воде, так как восстановление  $Fe^{3+}$  требует сильных восстановителей, что исключено в редокс-системе морской воды. Внос в морские бассейны железа с материка даже в ионной форме приводит к его выделению в коллоидной форме, поскольку  $Fe^{2+}$  может существовать только в кислой среде. Можно полагать поэтому, что накопление железа в рапе солеродных бассейнов не связано с концентрированием, а определяется процессами ее взаимодействия с железосодержащими обломочными минералами и окисными соединениями железа, а масштабы его накопления будут определяться интенсивностью процессов разрушения этих соединений и масштабами их поступления в солеродные бассейны.

Источником железа для солеродных бассейнов, формирующихся в рифтовых зонах, могут быть продукты синхронного вулканизма, как, например, в четвертичной, самой молодой соленосной формации с калийными солями Данакильской депрессии в рифтовой зоне Красного моря, где также имеются проявления риннита [Holverda, Hutchinson, 1968]. Но и в этом случае накопление железа в рапе связано с гидрохимическим разрушением железосодержащего материала.

Если на начальных стадиях галогенеза извлечение железа из терригенного материала связано с воздействием органического вещества [Страхов, 1962], то с ростом ионной силы растворов при их концентрировании происходит смена механизма этого извлечения. В хлоридных растворах железо и элементы его группы образуют комплексные анионы типа  $[Me^{2+}Cl_6]^{4-}$ , устойчивость которых зависит от входящих во внешнюю сферу щелочных металлов — калия и натрия [Миронов, 1963]. Процессы комплексообразования ощутимо меняют химические свойства растворенных в рапе металлов: возрастают их растворимость и возможность накопления, наблюдается и значительное понижение окислительно-восстановительных потенциалов [Щербина, 1956]. Накопленные таким образом в рассолах хлористое железо и хлориды элементов его группы сохраняются в растворенном виде до начала кристаллизации хлоридов калия и магния, концентрации их могут достигать больших значений. Судьба накопленных в рапе хлоридов этих металлов определяется процессами калиенакопления, их конкретным ходом.

Хлориды железа в определенных специфических условиях могут выделяться из хлоридных рассолов в процессе испарения, однако минимальные концентрации хлористого железа, при которых это еще возможно, не ниже 10%. Очевидно, чаще реализуется более сложный, чем прямое испарение, путь — через промежуточные, обогащенные двухвалентным железом карналлит и, менее вероятно,

сильвин. Обособление растворов с концентрацией хлористого железа, достаточной для кристаллизации риннеита, возможно за счет процессов типа «направленной кристаллизации» калийных минералов, скорее всего карналлита, при прогреве соляных осадков. К таким процессам относится инконгруэнтное плавление относительно низкотемпературного карналлита в собственной кристаллизационной воде при значительном повышении температуры в осадке за счет расслоения рапы и возникновении так называемого «парникового эффекта». Аналогичным образом ведут себя хлориды элементов группы железа: например, в кембрийском риннеите содержится 2,1% хлористого марганца, первые сотые процента хлористого титана и тысячные — хлористого хрома, следы никеля и кобальта.

При более низких температурах кристаллизации или отсутствии условий постседиментационных преобразований калийных солей сокристаллизованное с калийными и калий-магниевыми минералами хлористое железо в эпигенезе подвергается воздействию процессов радиационного метаморфизма под действием излучений  $K^{40}$ , за счет окисления двухвалентного железа продуктами радиолиза воды, и выделяется в решетке хлоридов, образуя пигмент калийных хлоридов в виде красных кристаллов гетита и гематита. Содержание  $Fe^{3+}$  в кристаллах сильвина юго-запада Сибирской платформы достигает 0,7%, в них содержатся также марганец — до 0,2%, титан — сотые процента.

Если нет условий для кристаллизации калийно-магнезиальных и калийных хлоридов (а процесс галогенеза может прекратиться на любой стадии), хлористое железо мигрирует вместе с остаточными седиментационными рассолами, в частности погружается вместе с ними в нижние этажи крупных гидрогеологических систем на относительно большие глубины. Хлористое железо вместе с этими водами участвует в различных геохимических процессах. Например, нами установлено его участие в процессах окремнения пород подсолевого комплекса в чехле Сибирской платформы. Даже с учетом потерь железа при метаморфизации рассолов и восстановлении глубинным сероводородом содержания его в высококонцентрированных хлор-кальциевых рассолах юга Сибирской платформы с общей концентрацией солей 400—500 г/л достигают 5—7 г/л. Эти же рассолы содержат до 2 г/л марганца, 0,5 г/л титана, до 0,01 г/л хрома. Возможно участие этих рассолов в процессах рудогенеза — в ходе пермо-триасовой тектономагматической активизации платформенного чехла Сибирской платформы.

Калийные хлориды железа могут представлять также самостоятельный интерес как своеобразная комплексная железная и калиевая руда с содержанием железа около 15% и калия около 40%. Формирование ее скоплений подчиняется, с одной стороны, тем же закономерностям, что и другие калийные хлориды, определяясь благоприятным сочетанием палеотектонических и палеоклиматических условий: интенсивным испарением, концентрированием и перетеканием тяжелых концентрированных рассолов в более погруженные части бассейнов. С другой стороны, для них необходима близость к

участкам поступления материковых вод или вулканическим аппаратам.

Запасы железа в скоплениях риннеита могут быть значительными. Например, даже в условиях значительного рассеяния, как в Канско-Тасеевской, впадине общие запасы железа в риннеитсодержащей зоне достигают 250—300 млн т (близкое по порядку величины к содержаниям железа, рассеянного в пигменте калийных солей на этом же участке). С учетом железа, накопленного в рассолах, общее количество железа, выделившегося из терригенного материала в процессах его гидрохимического разложения, могло достигать 1 млрд т. Совершенно определенный практический интерес может представлять риннеитовая порода калийного месторождения Хемиссет в триасовой соленосной формации Марокко, где мощность ее мономинеральных пластов достигает 0,5—0,7 м [Иванов, 1969].

### ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана.— М.: Наука, 1967.— 215 с.
- Иванов А. А. Месторождения и проявления калийных солей в Африке // Литология и полезные ископаемые.— 1969.— № 2.— С. 61—72.
- Колосов А. С., Пустыльников А. М. Находка сложных галоидов железа в девонских соляных отложениях Тувы // Докл. АН СССР.— 1967.— Т. 172, № 4.— С. 946—948.
- Колосов А. С., Пустыльников А. М. О региональном распространении риннеита // Докл. АН СССР.— 1970.— Т. 195, № 4.— С. 451—453.
- Мионов В. Е. Комплексообразование свинца с хлоридами щелочных металлов // Журн. неорг. химии.— 1963.— Т. 8, вып. 2.— С. 210—215.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— Т. 3.— 531 с.
- Филатова Л. И., Габрильянц Р. М. Риннеит из соляной толщи верхней юры западных отрогов Гиссара // Докл. АН УзССР.— 1966.— № 7.— С. 131—133.
- Щербина В. В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза // Геохимия.— 1956.— № 5.— С. 52—60.
- Boeke H. E. Die Eisensalze in den Kalisalzagerstätten // Neues Jahrb. f. Miner.— 1911.— Bd I.— S. 48—76.
- Holwerda I. G., Hutchinson C. Potash-Bearing Evaporites in the Danakil Area, Ethiopia // Economic Geology.— 1968.— Vol. 63, N 2.— P. 310—328.
- Kühn R. Geochemistry of the German Potash Deposits // Geol. Soc. of America. Inc. Special Paper.— 1968.— P. 427—506.
- Stewart F. H. Marine Evaporites // Data of Geochemistry.— 6th. Ed., Wash.— 1963.— 80 p.

*А. И. ВАСИЛЬЕВА, Т. Н. ГРИГОРЬЕВА, Г. А. ТРЕТЬЯКОВ*

### МОДЕЛЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ ОКСИДОВ ЖЕЛЕЗА В СИСТЕМЕ Fe — H<sub>2</sub>O ПРИ T = 302°C, P = 90 АТМ

Для описания реальных процессов формирования рудной зональности оксидов и гидроокислов железа при воздействии гидротермальных растворов на обогащенные железом различного типа

геологические образования необходимо знать физико-химические параметры условий отложения и механизм отложения минералов, изменения этих условий во времени и пространстве, а также константы скоростей отложения твердого осадка для описания динамики протекания рудообразования.

С целью выявления ряда указанных параметров нами исследовались особенности структуры вещественного состава оксидов железа, формирующихся на стенках цилиндрических паропроводов, и проведены термодинамические расчеты взаимодействия воды и железа.

В экспериментальной установке в качестве проводника гидротермальных растворов и источника железа использовался паропровод (стальная трубка марки 5С) тепловой установки, по которому под давлением  $P = 90$  атм при  $T = 302^\circ\text{C}$  циркулирует вода. Кроме основных компонентов в ее составе определены (г/л):  $\text{PO}_4 - 3,4$ ,  $\text{Cl} - 9,5$ ,  $\text{NH}_3 - 0,21$ ,  $\text{Fe} - 0,046$ ,  $\text{Cu} - 0,035$ .  $\text{pH}_{25^\circ} = 8,69$ . Для фиксации рН раствора введен фенолфталеин, для обескислороживания — метилен.

Продукты реакции изучены с помощью оптических, химических, атомно-абсорбционного и других методов, а также сканирующего микроскопа. Идентификация общего минерального состава, образованных оксидов железа, уточнение преобладающих фаз в агрегатах различного типа и в их отдельных частях проведены рентгенографически. Рентгенограммы во всех случаях получены на приборе ДРОН-2, УРС-2,  $\text{CuK}\alpha$ ,  $V = 36$  кВ,  $I = 26$  мА, шкала 400 имп./с, РС-5,  $V$  счет  $1^\circ/\text{мин}$ .

Усредненная проба оксидов и гидроокислов железа содержит (в мас. %):  $\text{SiO}_2 - 0,24$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,16$ ;  $\text{FeO} = 10,34$ ;  $\text{TiO}_2 - 0,015$ ;  $\text{Ca} - 0,31$ ;  $\text{Mg} - 1,84$ ;  $\text{Mn} - 0,32$ ;  $\text{P} - 0,97$ ;  $\text{K} - 0,17$ ;  $\text{Na} - 0,14$ ;  $\text{Fe}_{\text{общ}} - 60,46$ ;  $\text{Pb} - 0,056$ ;  $\text{V} - 0,008$ ;  $\text{Ni} - 0,41$ ;  $\text{Co} - 0,0058$ ;  $\text{Cr} - 0,23$ ;  $\text{Cu} - 1,13$ ;  $\text{Zn} - 2,79$ ,  $\text{H}_2\text{O} - 0,78$ ; п. п. п. — 2,4. При сравнении состава и строения агрегатов, полученных экспериментально, с вещественным составом природных руд ряда железорудных месторождений (Коршуновское, Красноярское, Тейское, Абаканское и др.) отчетливо наблюдается их сходство. При этом близкая по составу зональность в различных генетических типах руд по другим признакам (чередование зон, структура и др.) может нести следы различия, а в некоторых случаях даже быть обратной.

По морфологии в зависимости от формы, размеров, характера распространенности и деталей текстурно-структурного рисунка исследуемые агрегаты оксидов и гидроокислов железа могут быть разделены на две группы: 1) тонкополосчатые корочки продольного типа и 2) бугорчатые обособления сложного строения.

Общей особенностью сформированных агрегатов является вертикальная зональность, обусловленная закономерной сменой полос определенного состава и строения:  $\text{Fe} - \text{FeO} - \text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeOOH}$ .

Тонкополосчатые корочки продольного типа на стенках паропровода установлены повсеместно. При этом существенно магнети-

товая зона (наблюдается примесь вюстита) отлагается в непосредственном контакте со стенкой паропровода. Затем последовательно формируются зонки гематита и гидроокислов железа — это простой тип зональности. Прямолинейные полосы тонко-скрытокристаллической структуры располагаются параллельно друг другу и близки по мощности (сотые доли миллиметра). Довольно редко в отдельных участках гематитовых и лимонитовых зон наблюдается своеобразная прерывистость их отложения: в этом случае формируются округлые скопления более крупнозернистого магнетита. Образование подобных форм, вероятно, обусловлено прилипанием к стенке паропровода газовых пузырей, внутри которых сохраняются «застойные» условия, способствующие дальнейшему отложению, а возможно, и перетолжению магнетита, при общем изменении в системе окислительного потенциала. Отмеченная зональность оксидов и гидроокислов железа в корочках продольного типа связана с ритмическим нарастанием в системе кислородного потенциала [Павлов, 1976]. Бугорчатые обособления сложного строения фиксируются на всем протяжении паропровода в виде единичных наростов или их групповых скоплений (2—17 штук). На фоне отложений оксидов железа первой группы они образуют своеобразную вкрапленность либо линейные «цепочки».

При незначительных механических воздействиях бугорчатые обособления легко отделяются, оставляя на поверхности носителя железа отпечатки, форма которых соответствует корневым частям бугров.

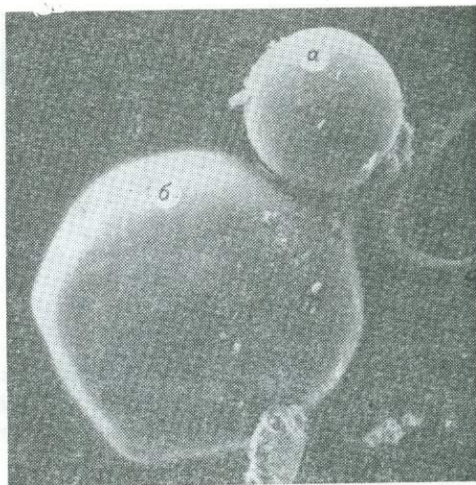
Отпрепарированные от стенок образцы оксидов имеют форму двояковыпуклой линзы с неровной поверхностью. При этом наиболее выпуклая сторона обычно обращена внутрь стенки паропровода и характеризуется четко выраженной скорлуповатостью, которая с глубиной постепенно исчезает. При значительном выполаживании приповерхностной части бугров образуются агрегаты типа правильных полусфер. Размер бугорчатых образований различного облика колеблется в широких пределах (0,5—17 мм по длинной оси).

Для описываемой группы отложений характерен сложный тип зональности, обусловленный неоднократной повторяемостью двучленных пачек (магнетит — гематит). При этом установлено, что в зависимости от положения пачек в разрезе их вещественный состав и особенности строения могут несколько изменяться.

Так, в корневых участках бугорчатых обособлений выделенные нами двучленные пачки состоят практически из мономинеральных полос магнетита и гематита. Рентгенографически среди магнетита в качестве незначительной примеси здесь установлен вюстит, в гематитовом ритме — следы магнетита. Преобладающим минералом пачек в этой части разреза является магнетит: видимая мощность его полосок превышает мощность гематитовых в 3—4 раза.

Срединная зона бугров имеет более сложное строение. Здесь наряду с простыми двучленными пачками встречаются и такие, где существенно гематитовый ритм представляет собою тонкополосчатое переслаивание магнетитового и гематитового материала с преобла-

Рис. 1. Сферолитовые агрегаты оксидов (а — вюстит, б — магнетит). Ув. 180. Сканирующий микроскоп JSM-35.



данием последнего. В некоторых случаях в этой части бугорков вместо двучленной пачки оксидов формируется только один ритм. Соприкасающийся с ним ритм последующей пачки, если он идентичен по составу предшествующему, обычно имеет более крупнозернистое строение.

Характер переслаивания оксидов железа в поверхностной зоне бугорковых агрегатов в общих чертах напоминает зональность корочек продольного типа. Свообразны в них лишь магнетитовые ритмы, которые нередко в области перехода от срединной части агрегата к приповерхностной обогащаются сферолитовыми образованиями (рис. 1).

Среди минеральных агрегатов гипогенного происхождения сферолиты являются довольно редкими формами. Сведения об их экспериментальном получении в условиях высоких температур и давлений практически отсутствуют. Исключение составляют работы, касающиеся образования карбонатных оолитов и оксидов железа в условиях нормальных температур и давлений [Васильева, 1971; Рожкова, Соловьев, 1937]. Поэтому сферолиты, полученные в эксперименте при  $T = 302^{\circ}\text{C}$  и  $P = 90$  атм, представляют несомненный интерес. Сферолитовые образования оксидов в исследуемой системе представлены в виде разрозненных шариков, их небольших кучных скоплений, цепочек и, что значительно реже, объемных «веточек» с бугорчатой поверхностью. Образование последних связано с близким расположением центров кристаллизации (зародышей) сферолитов и большими скоростями их последующего роста [Лебедев, 1963;

Данные рентгенографического анализа сферолитов светло-серого цвета (вюстит)

№ п/п	Образец		FeO эталон	
	$d$ , нм	$I$	$d$ , нм	$I$
1	0,249	Средняя	0,2475	30
2	0,214	Сильная	0,2145	100
3	0,1518	Средняя	0,1515	65
4	0,1294	Очень слабая	0,1292	25
5	0,1235	» »	0,1237	25

Примечание. Режим съемки: УРС-2,  $\text{CuK}\alpha$ , 40 кВ, 20 мА, РКД — 57,3 мм. Эталон дан по книге «Рентгеновские методы...» [1965].

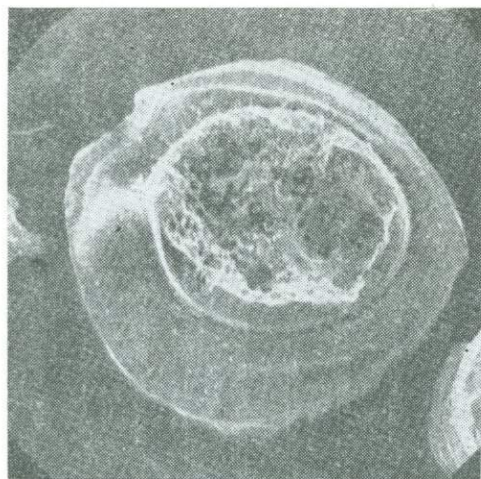


Рис. 2. Измененные магнетитовые оолиты. Ув. 600. Сканирующий микроскоп JSM-35.

Рожкова, Соловьев, 1937]. Размер сферолитов колеблется от 0,2 до 2,5 мм.

Наиболее мелкими по величине и простыми по строению являются вюститовые сферолиты. Для них характерны облик правильных сфер, слабая шероховатость их поверхности и оодродно-массивные текстуры (см. таблицу, рис. 1, а).

Магнетитовые сферолиты более разнообразны. Среди

них установлены сферические зародыши кристаллов со следами гранного роста, оолиты concentрически-зонального строения и измененные оолиты (рис. 2). Форма оолитов магнетита в большинстве случаев сфероидальная. Имеющие место искажения связаны с возникновением на поверхности оолитов дополнительных центров кристаллизации, которые реализуются в виде полусферических наростов. Внутренняя структура магнетитовых оолитов concentрически-зональная. Концентры гематитового состава имеют пленочный характер.

Нередко группы ритмических пар магнетитовых оолитов объединяются в своеобразные сложные ритмы, границы которых подчеркиваются более мощным мономинеральным слоем, несущим другой микроструктурный рисунок. Количество таких слоев в отдельных оолитах колеблется от трех до семи. По их границам обычно наблюдается четкая скорлуповатость. А. И. Васильева [1971] и Л. М. Лебедев [1963] полагают, что такая скорлуповатость присуща только оолитам кристаллизационного происхождения, что не противоречит нашим наблюдениям.

Измененные оолиты в бугорковых агрегатах оксидов железа встречаются наибо-

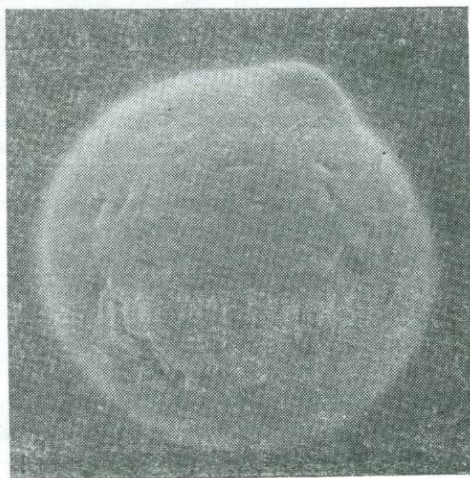
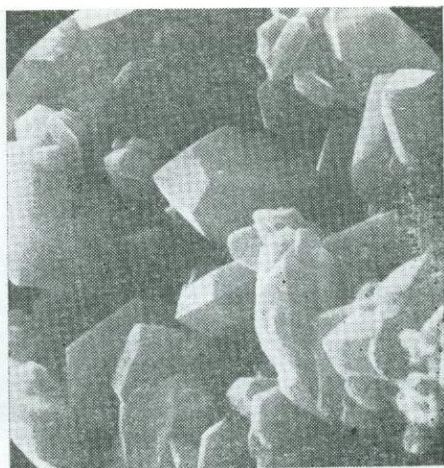


Рис. 3. Кавернозная поверхность измененных магнетитовых оолитов. Ув. 260. Сканирующий микроскоп JSM-35.

Рис. 4. Скопления кристаллов гематита из бугорчатых образований оксидов. Ув. 100. Сканирующий микроскоп JSM-35.



лее редко. В отличие от описанных выше разновидностей они состоят из центрального ядра и внешней оболочки концентрически-зонального строения (см. рис. 2). Для них характерна коррозионная поверхность. Многочисленные каверны различной величины и глубины располагаются беспорядочно, а в случае их близкого развития образуют дугообразные углубления типа трещин (рис. 3).

Основную массу ядра составляет неравномерно-зернистый агрегат магнетита с губчатой поверхностью. В его отдельных участках фиксируются реликты магнетита, идентичного скрыто-тонкокристаллической разности внешней оболочки, и более поздние глобулитоподобные образования. Секущие границы последних наиболее отчетливо видны в краевых частях. Стенки многочисленных мелких пустоток ядра выполнены щетками хорошо окристаллизованного гематита (рис. 4).

Пустотки выщелачивания, наличие переотложенного со следами собирательной перекристаллизации магнетита, друзы гематита и, наконец, тот факт, что достаточно ровные границы концентров простых магнетитовых оолитов безразлично секутся, корродируются агрегатом оксидов ядра, свидетельствуют об образовании измененного типа оолитов в условиях гидротермального метаморфизма.

Внешняя часть бугорчатых образований по своему строению и составу в общих чертах аналогична трехчленной зональности отложений оксидов железа продольного типа. Оригинальна в них лишь поверхность агрегатов гидроокислов железа, завершающих постройку «бугров». В отличие от таковых, распространенных в других типах отложений, здесь поверхностные корочки представляют собою плотные образования с почковидной поверхностью (рис. 5).

Особенности миперального состава и строения по разрезу бугорчатых образований были подтверждены методом рентгенографического анализа. Установлено, что основными минералами ритмов являются магнетит и гематит. Оценка преобладающего минерала была проведена по соотношению интенсивностей рефлексов на рентгенограмме: магнетит преобладает в корневых, гематит — в приповерхностных частях. При этом степень окристаллизованности магнетита внутренних частей бугорковых образований значительно лучше, чем приповерхностных. Расчет полуширины рефлекса с межплоскостным расстоянием  $d = 0,209$  нм подтверждает это (по-

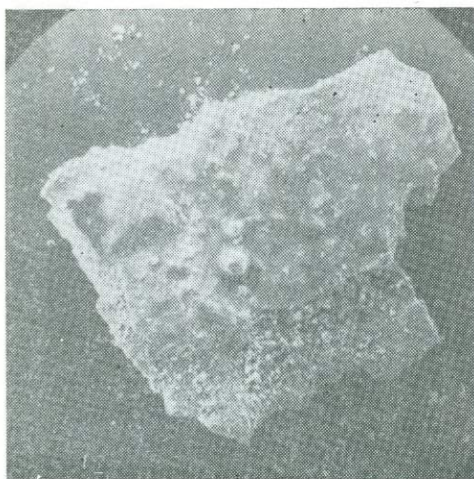


Рис. 5. Поверхность гидроокислов железа бугорчатых обособлений. Ув. 200. Сканирующий микроскоп JSM-35.

луширина внутренней части 2,7 мм, приповерхностной 5 мм).

Кроме основных минералов рентгенографически были определены:  $\beta$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ,  $\delta$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , гетит, лепидокрокит. Большой фон на рентгенограмме свидетельствует о значительном количестве рентгеноаморфной составляющей, которая

была идентифицирована другими методами как гидроокислы железа.

Методом минимизации свободной энергии при программном комплексе «Селектор» [Карпов и др., 1973; Карпов, 1981] моделировалось поведение железа в системе Fe—H—O при температуре 300°C и давлении 100 бар в зависимости от содержания кислорода. В расчете участвовали следующие компоненты: водный раствор —  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})^{2+}$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})^+$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_4^-$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})^+$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_2^0$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_3^-$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_4^{2-}$ ,  $\text{O}_2^0$ ,  $\text{H}_2^0$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ; газ —  $\text{O}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ; твердые фазы: железо, вюстит, магнетит, гематит, гетит.

По результатам моделирования железо неустойчиво и переходит в магнетит или гематит. В восстановительных условиях устойчив магнетит, при этом растворимость железа составляет 0,0016 моль/л, в окислительных — гематит (0,003 моль/л). Этот переход осуществляется при  $\lg f_{\text{O}_2} = -30,9$ . Низкая растворимость железа свидетельствует о том, что перенос его, по-видимому, осуществляется в паровой фазе, а не в виде ионов водного раствора.

Появление вюстита на стенках паропровода происходит, как показали расчеты, только в безводных условиях, что не может найти удовлетворительного объяснения на данном этапе изучения экспериментального материала и соотношения его с расчетными данными.

Гетит при этих  $P$  —  $T$ -условиях термодинамически неустойчив и разлагается по реакции  $2\text{FeOOH} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$ , т. е. он является метастабильной фазой. Это свидетельствует о неравновесности оксидов и гидроокислов железа в рассматриваемой системе.

По-видимому, сложность исследуемых образований, особенно их текстуры и минерального состава, связана главным образом с неоднородностями поверхности, с пульсационным характером пароводяной смеси, наличием участков неоднородного обогрева и, вероятно, наличием застойных явлений в паропроводе.

В системе пароводяная смесь — железо определены локальные изменения условий, связанные с протеканием окислительно-восстановительных реакций. Выяснено, что зональность образований оксидов железа определяется ритмическим поступлением свободного кислорода в систему в порциях воды, поступающих в паропровод.

Таким образом, описанные формы метасоматоза и переотложения оксидов железа в околокритической области воды показывают, что незначительные колебания параметров состояния системы за весьма короткие промежутки времени приводят к развитию ритмически зональных образований. Эти данные могут свидетельствовать о чрезвычайно высокой «чувствительности» гидротерм к небольшим изменениям параметров состояния, что неизбежно должно вызывать изменение минерального состава руд.

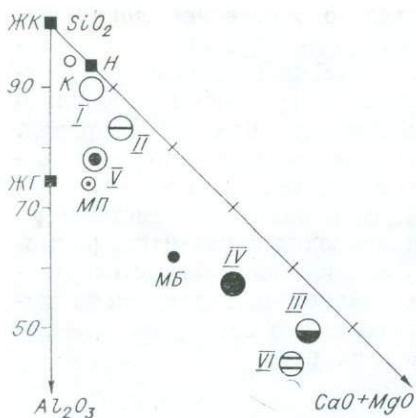
## ЛИТЕРАТУРА

- Васильева А. И. Морфогенетические особенности ритмических текстур и их роль в выяснении условий рудообразования.— М.: Наука, 1971.— 123 с.
- Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 274 с.
- Карпов И. К., Газьмин Л. А., Халиуллина О. А. Алгоритм расчета сложных химических равновесий в гетерогенных мультисистемах в геохимии // Ежегодник-1972 СибГЕОХИ.— Иркутск, 1973.— С. 355—359.
- Лебедев Л. М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях.— М., 1963. 311 с.
- Павлов А. Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 222 с.
- Рожкова Е. В., Соловьев Н. В. К вопросу образования сферолитовых и оолитовых структур // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1937.— Т. 15, № 4.— С. 348—362.
- Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов/Ред. Г. Браун.— М.: Мир, 1965.— 598 с.

*И. А. КАЛУГИН*

## ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ОСАДКИ КАК ИСТОЧНИК ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В классификации метаморфогенных месторождений принято выделять метаморфизованный и метаморфический подтипы [Белевцев, 1968]. Для определенных групп месторождений вводится также понятие промежуточного — реометаморфического класса, которому свойственно пространственное совмещение первичных руд с вторичными, регенерированными при метаморфизме [Добрецов, 1974]. При сравнении однотипных неизмененных и глубоко метаморфизованных месторождений обнаруживается, что масштабы перераспределения вещества неодинаковы для руд различного состава. Без



Средние составы (мас. %) железных руд. I — докембрийские кремнистые железорудные формации, бескарбонатные; II — то же, с карбонатами; III — магнетитовые магнетизально-скарновые руды; IV — то же, известково-скарновые; V — железняки осадочные, в том числе оолитовые, бескарбонатные; VI — то же, с карбонатами. Метаморфические породы: К — кварциты, МП — метапелиты, МБ — метабазиты. Современные железистые осадки: ЖК — железисто-кремнистые, ЖГ — железисто-глинистые, Н — нонtronиты.

переотложения метаморфизуются высококремнистые руды типа железистых кварцитов и окисно-силикатные с глинистой примесью. И наоборот, сильным изменениям подвержены руды сложного со-

става с участием карбонатов кальция и магния.

Объем реакционноспособной системы при метаморфизме включает как рудные, так и нерудные прослои. Валовой химический состав ее можно оценивать по данным опробования рудных тел на месторождениях. Последние имеют мощность обычно от десятков до сотен метров и протяженность — на порядок больше. На приведенной диаграмме Si — Al — Ca, Mg (см. рисунок) обобщены данные химического состава руд более 200 месторождений, относящихся к экзогенному и эндогенному типам [Калугин, 1985]. Со значимыми отличиями обособляются шесть минеральных (и генетических) разновидностей, в том числе кремнистая железорудная формация, бескарбонатные железняки, оолитовые и обломочные руды с карбонатами, гидросиликатно-скарновые железорудные формации (магнетизальная и известковая). По соотношению главных породообразующих компонентов выделяются руды трех петрохимических групп: кремнистой, глиноземистой и щелочно-земельной. Для каждой из них известны месторождения, сложенные диагенезированными разностями, а также в различной степени их метаморфизованными аналогами, примеры которых приведены ниже.

Железорудные осадки, которыми сложены неметаморфизованные месторождения, состоят из окислов, силикатов и карбонатов железа с примесью нерудного обломочного и хемогенного компонента и содержат не менее 20%  $Fe_2O_3$  вал. Они формировались в окислительной или восстановительной бессернистой обстановке седиментации и диагенеза, причем восстановительный режим обеспечивался разложением захороненного органического вещества либо отсутствием свободного кислорода (на раннем докембрийском этапе рудообразования). Среди современных металлоносных осадков различаются: 1) связанные с эффузивной и гидротермальной деятельностью, 2) образованные при смешении кластического и хемогенного материала в удалении от гидротермальных источников, 3) конкреции, 4) отложения типа латеритов и железных шпал, включая болотные руды [Bonatti, 1983; Gross, 1984]. Существует прямая

зависимость состава осадков и фациальных условий рудоотложения. Например, для континентальных руд бурожелезнякового оолитового или конкреционного сидеритового типа характерна глинистая примесь при отсутствии кальцита. Карбонаты железа здесь тесно ассоциируются с угленосными слоями [Страхов, 1962]. Повышенное содержание глинозема свойственно рудам зон латеритизации и вблизи них, особенно при механическом сносе вещества в конечные бассейны рудонакопления. Кремнистое вещество имеет хемогенную и биогенную природу и т. п.

**Руды кремнистой группы** (точки I и II на рисунке) представлены в докембрийских полосчатых железорудных формациях. Полагают, что это хемогенные осадки, в которых первичным веществом были аморфный кремнезем, гидроокислы, силикаты и карбонаты железа с примесью магнезия [Докембрийские формации..., 1975; Ходюш, Кулик, 1983]. Современным петрохимическим аналогом их являются некоторые наземные и подводно-морские окисные и силикатные железорудные скопления, связанные с вулканическими гидротермальными источниками (табл. 1). Они, так же как и железорудные кварциты, почти не содержат  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и  $MgO$ , однако соотношение  $Fe_2O_3$  и  $SiO_2$  весьма непостоянное, облик пород массивный — корковый, собственно кремнистые обособления практически отсутствуют. В отличие от них докембрийские руды характеризуются выдержанной (на десятках километров) полосчато-слоистой текстурой и небольшими колебаниями содержаний железа и кремнезема. В типичном случае для формации Брокмен (Западная Австралия) установлены количества  $SiO_2$  и  $Fe_2O_3$  в кремнистых фациях соответственно 43,15 и 45,78%, а в силикатных — 46,37 и 24,77% [Ewers, 1981]. Считается, что полных аналогов в фанерозое этим отложениям нет, а древние претерпели нагревание до  $150^\circ C$  и выше. В связи с этим этапы преобразования осадков обычно реконструируются с учетом данных по всем железорудным районам мира [Геология и генезис..., 1972; Докембрийские формации..., 1975; Страхов, 1962; и др.].

Наиболее примечательна ритмичная слоистость железорудных пород докембрия. В них чередуются кремнистые и богатые железом слои толщиной 0,3—1 см, последние сложены сидеритом, силикатами (гриналит, миннесотаит), магнетитом и гематитом в зависимости от фациальных условий. Внутреннее сложение рудных полос микро-слоистое (0,1—3 мм) либо вкрапленно-массивное (микритовый и пеллоидальный типы по [Dimroth, 1977]), иногда с псевдоморфозами по строматолитам. Высокая степень сохранности тонких органических частиц и деталей строения свидетельствует о равномерном уплотнении осадков на самых ранних стадиях. Первыми затвердевали кремнистые слои, которые обычно наблюдаются в осадочных брекчиях в виде обломков, сцементированных железорудной массой. Для кремней вообще характерно быстрое и необратимое затвердевание агрегатов, например, при образовании гейзеритов и кремнистых террас на вулканах или конкреционных слоев в глинах [Страхов, 1962]. Реально предположить, что кремнистый осадок

## Химический состав современных

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
1	21,80	—	0,86	67,45	1,20	1,00	0,2	0,2	—
2	2,53	—	0,46	60,66	1,08	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
3	13,00	Не обн.	Не обн.	50,0 общ.	—	»	»	»	0,16
4	7,00	»	»	70,0 общ.	—	»	»	»	0,12
5	45,5	0,02	0,2	37,9 общ.	—	1,07	2,91	0,6	1,71
6	49,6	0,02	Не обн.	42,1	0,72	0,02	Не обн.	Не обн.	0,20
7	13,13	Сл.	0,60	47,43	0,43	0,01	1,05	1,28	6,75
8	42,91	0,16	Не обн.	18,5	—	0,03	1,71	1,23	9,03
9	28,06	0,26	»	41,9	—	0,06	1,25	1,01	6,0
10	47,4	0,33	0,62	32,5	—	0,13	3,0	0,77	1,67
11	45,27	0,03	0,22	27,36	1,12	0,11	2,08	0,45	0,19
12	20,61	0,12	0,27	60,99	—	0,06	0,93	0,24	0,13
13	38,96	0,01	0,33	45,37	—	0,02	2,93	0,21	0,12
14	18,24	0,36	1,14	60,55	—	0,09	2,57	0,29	0,02
15	7,19	Не обн.	0,10	73,33	—	0,13	0,97	0,09	Не обн.
16	49,73	0,40	3,19	28,54	—	0,07	7,25	1,26	0,16
17	48,74	0,56	3,64	23,93	—	0,06	13,08	1,15	0,06
18	38,67	0,24	1,54	26,14	2,06	0,31	6,77	1,72	Не обн.
19	36,0	Не обн.	Не обн.	22,80	2,46	0,50	9,50	2,52	Сл.

Примечание. Наземные отложения: 1 — гетит, гидротермальное поле Вэй-Вэй, лы железа, 1975; 3 — гидросульфат железа, вулкан Чириц, о. Итуруп [Калугин, 1985]; на FAMOUS, Атлантический океан [Кронен, 1982]; 6 — гетит, халцедон, поднятие Маркус депо-черный осадок, там же [Ruschel, 1973]; 9 — красный осадок (Там же); 10 — смектит, 12—15 — аморфные железисто-кремнистые образования, хр. Рейкьянес, Атлантический Тихого океана, скв. 304 DSDP [Симанович, Степанов, 1984]; 18, 19 — то же, без привязки.

обладал равномерной проницаемостью, послойная фильтрация в нем не осуществлялась, а отщепленная при старении геля вода мигрировала к поверхности раздела вода — осадок, транспортируя железистые частицы с образованием микрослоистости.

Перераспределение железа в осадках имело место в седиментогенезе и раннем диагенезе в условиях перемыва и формирования пизолитовых прослоев [Dimroth, 1977]. И все же полосчатые руды, как правило, отделены в пространстве от оолитовых, даже в пределах одной рудоносной структуры (Бушвельдская котловина, по Н. М. Страхову [1962]).

В целом твердая руда кремнистого типа формировалась в диагенезе и в дальнейшем претерпевала лишь незначительное уплотнение. Подобные руды с низкой пористостью (первые проценты) и малым содержанием связанного флюидного компонента (при отсутствии гидроксилсодержащих минералов) при метаморфизме претерпевали пзохимическую перекристаллизацию. Карбонатная составляющая исчезала на уровне температур <400°C, замещаясь магнетитом и железо-магнезиальными силикатами. Объемные эффекты

кремнисто-железистых осадков, мас. %

K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	Cl	П.п.п.	Сумма
—	0,25	—	5,95	0,96 (As <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	—	—	—	—	100,03
—	He обн.	24,98	10,04	—	—	—	0,14	—	99,92
0,25	0,12	11,12	13,06	12,47	—	—	—	37,2	100,18
0,25	0,22	4,10	14,93	4,50	—	—	—	24,01	101,12
3,23	—	—	—	—	—	—	—	6,22	99,16
0,50	0,22	—	—	—	—	—	—	6,7	100,08
0,60	0,25	13,27	5,58	0,23	1,12	1,3	7,87	—	100,89
0,66	0,28	—	8,80	0,83	4,29	1,37	10,81	—	100,62
0,63	0,70	—	9,90	0,88	2,34	0,85	6,71	—	100,55
4,11	—	—	8,5	0,04	1,24	—	—	—	100,31
0,92	0,32	—	—	—	—	—	—	22,24	100,31
0,37	—	—	—	—	—	—	—	—	83,72
4,43	—	—	—	—	—	—	—	—	92,38
1,05	—	—	—	—	—	—	—	—	84,42
0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	81,93
0,18	0,03	—	—	—	—	—	—	—	90,88
0,28	He обн.	—	—	—	—	—	—	—	91,50
0,10	»	12,54	9,56	—	He обн.	—	—	—	99,65
Сл.	»	19,23	7,32	—	»	—	—	—	100,33

о. Суматра [Vermelen, 1949]; 2 — ферригидрит, вулкан Берга, о. Уруп [Гипергенные окис-4 — гидросульфат с гидрогетитом (Там же)]. **Подводные:** 5 — гидротермальный осадок, район Шаравов и др., 1982]; 7 — красный осадок, кальдера Санторин [Бутузова, 1969]; 8 — эвденский залив [Кронен, 1982]; 11 — нонтронит, Галапагосские холмы [Куринов, 1982]; океан, скв. 407 DSDP [Коссовская и др., 1984]; 16, 17 — хлорофиты, северо-западная часть Прочерк означает, что состав не определялся.

этих изменений невелики, так что полосчатость сохраняется до уровня амфиболитовой фации. Зернистость кварца в мономинеральных слоях увеличивается от 0,0л мм в дозеленосланцевой фации до 0,5 мм в амфиболитовой. В глубинных зонах метаморфизма кварц и магнетит проявляют близкие физико-механические свойства и пластически деформируются по механизму перекристаллизации, не нарушая полосчатости. Хорошей сохранности руд способствует неоднократно отмечающаяся в литературе «инертность» кислорода [Горяинов, 1976], в частности буферная ассоциация гематит — магнетит местами достигает амфиболитовой зоны. Здесь и в условиях гранулитовой фации, как, например, на месторождениях Алданского щита [Чаро-Токкинская..., 1984; Дэви, 1979], окислы все более замещаются и вытесняются силикатами, а в конечном счете по железистым кварцитам образуются эвлизиты.

Таким образом, регенерация высококремнистых руд при метаморфизме без переплавления и переконцентрация рудного вещества в верхних структурных этажах представляются маловероятными. Неизвестны также и реальные химические агенты (по-видимому,

кроме HF), которые в обстановке высоких термодинамических параметров могли бы разрушить кремнистый каркас руд, чтобы обеспечить дифференциальный вынос железа. Собственно руд, генерированных метаморфизмом в высококремнистом субстрате, не наблюдается, на что справедливо обращал внимание Л. Н. Овчинников [1977]. И только при температурах ниже 300°C в природе широко проявляются процессы выщелачивания кварца из полосчатых бедных руд с образованием остаточных богатых концентраций железа.

Руды глиноземистой группы (точка V на рисунке) по петрохимическим показателям аналогичны лютитам — метапелитам. Это бескарбонатные массивные и полосчатые железняки, железистые туффиты и оолитовые руды с сидеритом в рифей-фанерозойских толщах, представляющие собой типичные хемогенно-обломочные образования с характерной примесью глины и частиц неизмененных пород. К этой же группе относятся докембрийские полосчатые и оолитовые железорудные формации со значительным участием сланцевых прослоев (так называемые силикатные фации типа Алгома, Нама-Грансвааль и др.).

Современные континентальные железняки распространены в зонах выветривания сульфидных, сидеритовых и других высокожелезистых пород. Руды отлагаются на месте как остаточные землистые массы гемита и гематита, а затем при частичном растворении и перемыве — в виде корок, конкреций и оолитов, цемента рыхлых пород. Известны также морские железистые оолиты у побережья Африки [Данжар, Риу, 1969], в дельтах рек Эльбы [Страхов, 1962] и Хуанхэ [Erquin Zhu, 1983]. Подобные скопления оолитов у морских побережий недавнего прошлого могут быть весьма велики (Западно-Сибирский железорудный бассейн). Отметим также, что среди упомянутых выше металлоносных осадков глиноземсодержащие разности преобладают над кремнисто-железистыми.

Глинисто-железистые осадки как первичная коллоидно-суспензионная взвесь формируются в гидродинамически активных зонах. Для руд характерны текстуры механического перетложения: градационная слоистость, косая волнистость, осадочные брекчии, сортированные оолиты. В неоолитовых разностях наиболее тонкодисперсные частицы гидроокиси железа обычно приурочены к верхним частям осадочных ритмов. В ритмически построенных оолитовых агрегатах оолиты тяготеют к верхним зонам циклитов.

Диagenез в верхней зоне осадка толщиной в первые десятки сантиметров происходит в окислительных условиях, здесь формируются гидроокислы железа, глаукониты, окисные конкреции. На глубине 2—4 м и более за счет органической редукции в осадке образуются силикаты, карбонаты и сульфиды железа, отмечаются разнообразные метасоматические замещения. В глинистых слоях колебания содержания органического вещества от 0,3 до 10% обеспечивают появление красноцветной (окисной), сероцветной (карбонат-хлоритовой) и темноцветной (пиритовой) фаций [Страхов, 1962; Логвиненко, 1983]. Однако, чтобы восстановить окисное железо в рудных слоях с содержанием его в десятки процентов, требуется

примерно равное ему по объему количество захороненной органики. Подобные соотношения возможны лишь в болотных рудах, поэтому рудное вещество среди глинистых пород часто остается в окисной форме, хотя в прослоях глины имеются все признаки редукции. Они приобретают серую окраску, содержат аутигенные силикаты, карбонаты и пирит. Железо перераспределяется в смежные рудные слои или мигрирует вдоль слоев (подчиняясь ориентировке частиц глинистой матрицы), образуя конкреции. Коэффициент «стягивания» вещества для карбонатных конкреций не превышает 30% его общего количества, рассеянного в породе [Страхов, 1962].

Явления конкрециеобразования в глинах свойственны более растворимому, так называемому «хемогенному» веществу: кремнистому, карбонатному и окисно-железистому. Ранний характер его затвердевания подтверждается наличием осадочных брекчий с обломками микрослоистых руд в глинистом цементе. Отношение толщины слоев, законсервированных в конкрециях, и продолжающихся на их простираии глинистых слоев дает уменьшение объема глины при этих процессах в 2 раза [Калугин, 1970; Гаврилов, 1982]. Если рыхлый осадок содержит 30—90 об. % воды, то его уплотнение и отжимание воды сопровождаются уменьшением пористости до 15—30%, обычно в глинистых породах это осуществляется при погружении на 300—1500 м [Гаррелс, Маккензи, 1974]. Дальнейшее уплотнение руды происходит одновременно с разложением органического вещества и цементацией до уровня пористости 1—5%. По существу, конкреции и железистый цемент — сингенетичные образования, связанные с движением поровых растворов при дифференциальном уплотнении осадка. При повторном обводнении рудные агрегаты не размокают.

Диагенез глинисто-железистых осадков завершается с кристаллизацией гетита, гематита, магнетита, алюможелезистого хлорита, сидерита, иллита. Переотложения железа в дальнейшем не происходит, и на метаморфической стадии руды проявляют себя инертными подобно железистым кварцитам. В условиях повышенных температур и давлений в рудах формируются парагенезисы, свойственные метапелитам. В системе поддерживаются «окислительные» условия биотит-полевошпат-магнетитового буфера.

Объемные изменения руд при метаморфизме, вероятно, не превышают 10%, в основном за счет дегидроксиляции слюд; текстуры и зачастую оолитовые структуры соответственно сохраняются (месторождения Нижнеангарское, Бурултас, Троснянское). В зонах гранитизации можно ожидать более легкого переплавления руд глиноземистой группы по сравнению с кремнистой. Петрохимическими аналогами рассматриваемых осадочно-метаморфических руд являются магматические образования типа рудных сиенитов и порфиритов на месторождениях района Кируны в Северной Швеции и Холзунского на Алтае.

Руды щелочно-земельной группы (точки III, IV и VI на рисунке) имеются как экзогенные, так и эндогенные. Они петрохимически родственны с метабазитовой, частью — карбонатной метаморфиче-

ской группами пород, отличаясь от метапелитов пониженным содержанием кремнезема и повышенным — извести и магнезии. Экзогенные месторождения представлены морскими оолитовыми рудами (Клинтон, Минетта) и полосчатыми — слоистыми железистыми туффитами вулканических областей (Лан-Диль, Холзунское). Руды с вулканическим источником железа формируются как в типичных морских, так и в континентальных бассейнах аридных областей, для которых характерно интенсивное карбонатовложение [Страхов, 1962]. Подобные рудовмещающие толщи обеднены органическим веществом, содержат красноцветные пачки и прослои засоленных и заглинизированных пород.

В отличие от описанных выше кремнистых и глиноземистых разновидностей руды содержат кальцит и известковые силикаты. Обломочное вещество — грауваккового типа (вулканическое стекло, плагиоклаз, пироксен, амфибол) либо аркозового, но уже с прослоями известняка. Несколько шире и набор аутигенных минералов. К окислам, силикатам железа и сидериту добавляются анкерит, кальцит, сульфаты железа, ангидрит, смектиты, цеолиты. Среди современных аналогов щелочно-земельных железорудных отложений, кроме упоминавшихся уже металлоносных осадков и морских оолитов, следует назвать измененные гиалокластиты и хлоритолиты с содержанием  $Fe_2O_3$  вал более 20%. Все они, как правило, неслоистые — массивного или брекчиевого облика, так как образованы при гидротермальном изменении первично массивных или крупнообломочных пород.

Минералообразование в первичных осадках возможно двумя способами. Первый — «синдиогенетический» — осуществляется в оолитовых рудах, в гидродинамически подвижной среде. Концентрическое обрастание обломочных затравок гидроокисью железа усложняется в связи с периодическим усилением органической редукции и появлением хлорита и сидерита. Накапливающийся в растворе  $CaCO_3$  выпадает в виде цемента после израсходования основной массы  $Fe^{2+}$  и в связи с повышением щелочности, обусловленным утечкой  $CO_2$ . Второй способ — «диагенетический» — характеризует приведение в равновесие первичного слоистого агрегата, образованного механическим осаждением железистоокисных (с обломочной глинистой примесью) и карбонатных взвесей. После отложения осадка редукция  $Fe^{3+}$  в нем протекает при избытке  $CaCO_3$ , в слабощелочных условиях, благоприятствующих формированию магнетита и силикатов (при наличии  $SiO_2$ ) вместо сидерита [Гаррелс, Маккензи, 1974]. В наиболее дифференцированных рудах обособляются железистоокисные, окисно-силикатные и рудно-известняковые прослои. Седиментационные и диагенетические текстуры в них близки к рудам глиноземистого типа. В диагенетических процессах участвуют захороненные морские и вторично осолоненные воды. Считается, например, что исходным материалом зеленосланцевых метаморфических пород в среднем были осадки с 10—12% морской воды [Фадия..., 1970].

В щелочно-земельных рудах в отличие от глиноземистых существенную роль играют кальций- и магнийсодержащие минералы,

В слабо метаморфизованных месторождениях это кальцит, доломит, цеолиты, монтмориллонит, хлорит, а в зонах высокотемпературных преобразований — эпидот, плагиоклаз, скаполит, амфиболы, пироксены, гранат и др., характерные для метабазитов и известково-силикатных роговиков. Сидерит в рудах разлагается при 200—300°C, замещаясь магнетитом и силикатами. В дальнейшем при возрастании температур все преобразования происходят в условиях силикат-магнетитового буфера. Метаморфизм руд осуществляется в восстановительной обстановке, обеспечивающей высокое содержание железа в растворах и формирование зон околорудных железистых метасоматитов. Мощность последних при содержании 15—20% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляет 0,5—2 мощности рудных тел. Растворение и переотложение магнетита широко отмечаются уже в фации зеленых сланцев. В амфиболитовой фации или в зонах пироксеновых роговиков и метасоматитов руды нацело перекристаллизованы и регенерированы и почти не содержат первичных текстур.

Рудный минерал — магнетит — при метаморфизме проявляет «подвижность» относительно силикатов, он легче деформируется и перекристаллизовывается. В деформированных рудах его синтетонические агрегаты и сростки зерен всегда концентрируются в микро- и макротрещинах подобно тому, как распределяются битумы в углеродисто-кремнистых сланцах [Лукьянова, 1984]. Нередко отмечаются растворение рудных минералов в силикатных слоях руд и отложение в смежных — карбонатных, как и при диагенезе. Тектонические и метасоматические текстуры руд аналогичны таковым в силикатно-карбонатных безрудных породах. Повышенная способность железных руд к деформациям и переотложению в щелочно-земельной среде должна коррелироваться со скоростью перестройки магнетитовых минеральных агрегатов при метаморфизме. В кремнистых и глиноземистых рудах магнетит заключен в агрегате каркасных алюмосиликатов, здесь преобладают твердофазные превращения по механизму диффузии. Движение рудного вещества происходит при интергранулярных смещениях, пригонке границ зерен и синтетонической перекристаллизации. В щелочно-земельных рудах с пониженным содержанием кремния сорудные силикаты обладают низкой степенью полимеризации кремнекислородных тетраэдров, фазовые изменения идут с большими скоростями, сопоставимыми с темпами фильтрации флюидов. Ведущее значение приобретает метасоматический способ изменения руд, сопровождающийся растворением магнетита в одних участках и отложением в других.

В термодинамических условиях образования эндогенных месторождений известны оценки растворимости железа (до 10—100 г/л) и динамики массообмена (скорость отложения на барьере 10<sup>-8</sup>—10<sup>-10</sup> см/с при фильтрации 10<sup>-6</sup>—10<sup>-8</sup> см/с). Они позволяют предполагать перемещение растворами железорудных масс на расстояние до первых сотен метров за реальные промежутки времени 10<sup>4</sup>—10<sup>6</sup> лет [Калугин, 1985]. Близкими динамическими параметрами формирования обладают контактово-метасоматические железные руды. Для случая наиболее сбалансированной модели [Salemink, 1985]

Типы железорудных

Процессы и их продукты	Кремнистый (коллоидно-хемогенный дисперсный)	Глиноземистый (дисперсный обломочный)	
Седиментогенез Осадок	Опал, магадит, гидроокислы Fe То же и сидерит	Ритмическое чередование слоев (0,3—1 см) кремния и железной руды	Гидроокислы Fe, глинистые Al—Fe и Si—Fe фазы, обломки кварца, полевого шпата, вулканического стекла, органическое вещество
Диагенез	Синерезис и затвердевание кремня, вертикальная диффузия Fe, отжимание воды	Послойная и вдольпластовое оолитование и конкреция; уплотнение глин	
Первичная руда	Халцедон, гематит, гематит То же и гриналит, миннесотант, сидерит	Слоистость и микрослоистость, будинак кремнистых слоев в рудной матрице, биоморфозы	Гетит, шамозит, сидерит, иллит, кварц, гематит, магнетит
Метаморфизм	Изохимическая перекристаллизация, декарбонатизация; изменение объема $\leq 10\%$	Дегидратация глин, декарбонатизация сидерита и магнетита;	
Метаморфическая руда	Магнетит, гематит, кварц, стильномелан, хлорит, рибекит ↓ ↓ ↓ Биотит, грюнерит ↓ ↓ ↓ Куммингтонит, гиперстен, оливин	Полосчатые и пльчатые от мелко- до крупнозернистых. Порфиробласты Fe силикатов	Магнетит, гематит, кварц, мусковит, хлорит ↓ ↓ ↓ Биотит, альмандин ↓ ↓ ↓ Полевые шпаты, гранат, титаномангнетит
Плавле-ние	Ферропироксенит, эвлизит	Рудный сиенит, апатит +	

период формирования рудных тел с общей массой  $\sim 10^6$  т железа составляет не более  $5 \cdot 10^5 \div 10^6$  лет; за это время происходит остывание рудогенерирующей интрузии. Скарново-рудные тела осаждаются посредством рассолов магматического происхождения на контакте гранодиоритового плутона с ороговикоманскими алюмосиликатными породами. Наибольшее удаление высокотемпературной (600—400°C) штокверковой рудной минерализации составляет 300 м от горизонтальной поверхности контакта. Замещаемые сланцы и роговики по составу низкокремнистые (36—59% SiO<sub>2</sub>), известковистые (5—20%

## осадков и их преобразования

хемогенно-суспензионный)	Щелочно-земельный хемогенно-обломочный	
Градационная и косая слоистость, корки, осадочные брекчии, рябь, трещины усыхания	Гидроокислы $Fe(Fe(OH)_3, Fe_3(OH)_8)$ , глинистые $Al-Fe, Si-Fe, Mg-Fe$ фазы, карбонаты $Fe-Mg-Ca$ , обломки вулканического стекла, органическое вещество	Оолиты, корки, слоистость с чередованием карбонатов и силикатов, косая слоистость
товая миграция Fe с конкреций, железистого це-	Миграция Fe, образование конкреций; восстановительная обстановка, высокая концентрация Fe в пло-вой воде	
Слоистость, рудные конкреции и оолиты, железистый цемент, гранулы; будинаж рудных слоев в глинистой матрице	Шамозит, гетит, анкерит, кальцит, сульфиды Fe, магнетит, монтмориллонит, цеолиты, углистое вещество	То же, что в осадке, диагенетическая слоистость
ликатов и гидроокислов Fe, дерита, частичное растворение объема ~10%	Дегидратация, декарбонатизация; растворение руд и мобилизация Fe, околорудный щелочно-земельно-железистый метасоматоз	
<p>Полосчатость; оолиты и обломочные структуры постепенно исчезают</p> <p style="text-align: center;">↓   ↓   ↓</p> <p>Прослой мигматита</p>	<p>Магнетит, хлорит, альбит, эпидот, доломит, кальцит, ангидрит, пирит, гематит</p> <p style="text-align: center;">↓   ↓   ↓</p> <p>Полевые шпаты, биотит, актинолит, скаполит, гранат, гастингсит, гумит</p> <p style="text-align: center;">↓   ↓   ↓</p> <p>Роговая обманка, прроксен, оливин, шпинель, титаномагнетит</p>	Полосчатость, рудные жилы и штокверки, околорудные метасоматические зоны, замещения минералов; реликты кремнистых руд; будинаж силикатных слоев в рудной матрице и рудно-силикатных — в карбонатной
магнетит	Рудные габбро, рудные карбонатиты	

CaO) метабазитового типа, легко подверженные скарнированию. С уменьшением на порядок упомянутых выше величин растворимости железа или скорости фильтрации продолжительность рудоотложения увеличивается до  $10^7$  лет. За такие отрезки времени в природе происходят основные метаморфические события, развивающиеся в темпе стационарной ползучести главных типов горных пород [Спенсер, 1981]. Замедленное преобразование руд (характерное для кремнистой и глиноземистой групп) выражается только в искажении формы тел (текстуры сохраняются), перенос вещества растворами незначителен,

Следует подчеркнуть аналогию химического состава осадочных и метасоматических руд в области повышенной основности и пониженной кремнистости — глиноземистости, где широко проявляются масштабные процессы перераспределения железорудного вещества. Известны примеры, когда осадочные или магматические руды служат исходным веществом при формировании регенерированных средне- и высокотемпературных магнетитовых месторождений скарново-гидросиликатного типа. Такие месторождения изучены на Алтае, прежде всего Холзунское [Калугин, 1985]. Зачастую обнаруживаются реликты осадочных или магматических первичных концентраций железа на скарново-магнетитовых месторождениях Урала, Горной Шории, Саян, Центрального Казахстана и Тургай, Бурятии и зарубежных. Обычно реликты отвечают по составу наиболее инертным кремнистым разновидностям руд.

Таким образом, характер метаморфических изменений в ряду кремнистые — глиноземистые — щелочно-земельные железорудные осадки меняется от однородной перекристаллизации до метасоматического переотложения рудного вещества (табл. 2). В соответствии со степенью преобразования руд метаморфогенные железорудные формации различного состава могут быть классифицированы следующим образом:

*прометаморфический класс* — кремнистые железорудные и метапелитовые железорудные,

*геометаморфический класс* — метабазитовые железорудные (бескарбонатные) и, частично, метапелитовые железорудные (с карбонатами),

*синметаморфический класс* — метабазитовые железорудные (карбонатные).

Количественные оценки состава формаций могут уточняться.

## ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. — М.: Недра, 1968. — С. 647—713.
- Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. — М.: Наука, 1969. — 114 с.
- Гаврилов Ю. О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях. — М.: Наука, 1982. — 100 с.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. — М.: Мир, 1974. — 272 с.
- Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. — Киев: Наук. думка, 1972. — 388 с.
- Гипергенные окислы железа/Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Горшков А. И. и др. — М.: Наука, 1975. — 206 с.
- Горяинов П. М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976. — 147 с.
- Данжар Л., Риу М. Область морской геологии и ее границы: сопоставление точек зрения океанолога и геолога // Геология и геофизика морского дна. — М.: Мир, 1969. — С. 109—119.

- Добрецов Н. Л. О критериях выделения и принципах классификации метаморфогенных месторождений // Геология и геофизика.— 1974.— № 8.— С. 43—59.
- Докембрийские железорудные формации мира.**— М.: Мир, 1975.— 370 с.
- Дэви М. Н. О метасоматическом происхождении железистых кварцитов Чарской группы месторождений // Метасоматические железистые кварциты.— Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979.— С. 89—96.
- Калугин А. С. Атлас тектур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1970.— 176 с.
- Калугин И. А. Метаморфизм вулканогенно-осадочных железных руд.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 148 с.
- Коссовская А. Г., Петрова В. В., Каледа К. Г. и др. Минералогия преобразований олигоценовых базальтов хребта Рейкьянес (скв. 407 DSDP) // Минеральные преобразования пород океанической коры.— М.: Наука, 1984.— С. 19—41.
- Кронен Д. Подводные минеральные месторождения.— М.: Мир, 1982.— 390 с.
- Курнос В. Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана.— М.: Наука, 1982.— 224 с.
- Логвиненко Н. В. К геохимии диагенеза // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд.— М.: Наука, 1983.— С. 203—206.
- Лукьянова В. Т. Своеобразные формы стрессового преобразования в углеродисто-кремнистых сланцах Зеравшанского хребта // Литология и полезные ископаемые.— 1984.— № 2.— С. 118—121.
- Овчинников Л. Н. К уточнению роли метаморфизма в рудообразовании и понятие «метаморфогенное месторождение» // Метаморфогенное рудообразование.— М.: Наука, 1977.— С. 40—48.
- Симанович И. М., Степанов С. С. Минеральные преобразования базальтов скв. 304 (рейс 32 «Гломара Челленджера») // Минеральные преобразования пород океанической коры.— М.: Наука, 1984.— С. 41—48.
- Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1981.— 367 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— Т. II.— 574 с.
- Фашии метаморфизма/Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В.— М.: Недра, 1970.— 432 с.
- Ходюш Л. Я., Кулик Д. А. Ритмическая слоистость докембрийских железорудных образований и модели ее происхождения.— Киев: Препринт ИГФМ АН УССР, 1983.— 64 с.
- Чаро-Токкинская кремнисто-железородная формация.**— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 220 с.
- Шарапов В. Н., Васильева А. П., Григорьева Т. Н. и др. Железо-кремниевые отложения одного из вулканов поднятия Маркус // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 268, № 1.— С. 211—213.
- Bemmelen R. V. The Geology of Indonesia.— The Hague, Governm. print. office, 1949.— Vol. 2.
- Bonatti E. Hydrothermal metal deposits from the oceanic rifts: a classification // Hydrotherm. Process. Seafloor Spread. Cent. Proc. NATO Adv. Res. Inst., Cambridge, 5—8 apr., 1982.— New York; London, 1983.— P. 491—502.
- Dimroth E. Facies Models 5. Models of Physical Sedimentation of Iron Formations // Geosci. Can.— 1977.— Vol. 4, N 1.— P. 23—29.
- Erquin Zhu. A study of ferric concretions in the northern part of the East China Sea // Proc. Int. Symp. Sediment. Contin. Shelf, Spec. Ref. East China Sea, Hangzhou, Apr. 12—16, 1983.— Beijing, 1983.— P. 633—642.
- Ewers W. E., Morris R. C. Studied of the Dales Gorge Member of the Brockman Iron Formation, Western Australia // Econ. Geol.— 1981.— Vol. 76, N 7.— 1929—1953.
- Gross G. A. The metallogenic significance of metalliferous sediments, Precambrian to recent // Pap. Geol. Surv. Can.— 1984.— N 84—8.— P. 10.
- Puchelt H. Recent Iron Sediment Formation at the Kameni Islands, Santorini (Greece) // Ores in Sediments. VIII Internat. Sediment. Congr.— Berlin:

*Н. Е. ЗОБОВ, Ш. Д. КУРЦЕРАЙТЕ*

## **ОБЪЕМНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ И СТРУКТУРЫ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ С ЦЕЛЮ ПРОГНОЗА**

Геологические основы локального прогноза скарново-магнетитового оруденения сформулированы и охарактеризованы в большом количестве публикаций. Главными элементами рудообразующей системы скарново-магнетитовых месторождений складчатых областей фанерозоя являются магматизм, вмещающая среда и рудообразующие флюиды, при «автономии» флюидных колонн, чья эволюция внутренних свойств определяет закономерности рудоотложения [Мазуров, 1985]. Скарново-магнетитовые колонны месторождений формируются в результате взаимодействия высокотемпературных флюидов, обладающих формообразующей ролью, с вмещающей средой.

Рудоконтролирующие факторы и признаки оруденения месторождений скарново-магнетитовой формации разных масштабов отражают геолого-генетические условия локализации магнетитовых руд и системно взаимосвязаны. Вся совокупность рудоконтролирующих факторов и признаков оруденения определяется инфильтрационным гидротермально-метасоматическим способом рудоотложения и генетической связью месторождений с протоорогенными вулканоплутоническими комплексами базальт-трахилипаритового (габбро-гранитного и габбро-сиенитового) ряда [Курцерайте и др., 1974].

При оценке перспектив глубоких горизонтов и флангов месторождений на первое место выходят объемный анализ формы, строения и зональности месторождений, выявление закономерностей их внутреннего строения и структуры.

На основе исследования ряда глубоковскрытых скарново-магнетитовых месторождений центральной части Алтае-Саянской области при учете имеющихся методических разработок, касающихся количественных методов прогнозирования и морфогенетического анализа рудных полей, разработан и апробирован рациональный комплекс графических и математических методов объемного моделирования геолого-структурных, минералогических и геохимических рудоконтролирующих факторов и признаков оруденения. Работы выполнялись в три этапа.

На первом этапе подготавливалась графическая основа для последующего объемного математического моделирования. Уточнялись структурные особенности размещения оруденения и строились объемные геологические модели месторождений. Каждое месторождение характеризовалось набором чертежей, дающих в совокупности объемное представление об их структуре и внутреннем строении.

На втором этапе изучения проводилась математическая обработка данных с целью пространственно-статистического моделирования рудоконтролирующих факторов в следующем порядке: 1) анализ признакового пространства; 2) математическое моделирование рудоконтролирующих факторов; 3) выявление информативных по отношению к руде факторов. Работы проводились по одной методике и распались на две основные стадии: формирование системы признаков и собственно математическая обработка по принципу «человек — машина». Задачи решались с помощью пакета математических программ «АСОИ Геология».

Матрица геолого-структурных признаков включает количественные характеристики геолого-структурных элементов, измеренные в объеме ячеек размером  $400 \times 400 \times 400$  м, на которые разбивался параллелепипед, описанный вокруг скарново-магнетитовой колонны месторождения. Распределение содержаний валового железа анализировалось по групповым пробам, отобранными в процессе геолого-разведочных работ. В геохимических исследованиях использовались данные полуколичественного спектрального анализа проб, специально отобранных по равномерной сети. Геохимические пробы охарактеризованы минералогически с количественно-минералогическими подсчетами в прозрачных шлифах; эти данные включены в минералогическую матрицу.

Математическая обработка заключалась в последовательном применении статистического, корреляционного и факторного анализов, автоматической классификации, расчета коэффициентов уравнений регрессии, тренд-анализа и других методов построения карт изолиний. Математические методы использовались с целью исследования и «чистки» пространства признаков, формирования и расчета комплексных показателей, картирования распределения величин признаков и показателей в пространстве, оценки их информативности и обоснованной экстраполяции величин информативных показателей методом тренд-анализа. Для составления комплексных показателей применялись факторный и регрессионный анализы, тренд-анализ. Информативные показатели выбирались на основании корреляционных связей «руда — признак» и сопоставления фигур полей распределения их величин с элементами морфологии зон оруденения.

На третьем этапе работ строилась объемная фигура рудных тел месторождений, включающая реставрированные прогнозируемые рудные тела с наделением их свойствами на основе экстраполяции закономерностей, выявленных на участках этих месторождений, вскрытых горными выработками. Подсчитывались прогнозные ресурсы и давались рекомендации на необходимые работы. При ре-

конструкции скарново-рудных колонн месторождений нами использовались результаты генетической интерпретации полученных моделей на основе комплексного объемного анализа по методике П. Ф. Иванкина [1970] с реставрацией вероятных путей движения рудообразующих растворов.

В основе методики объемного геолого-структурного моделирования с помощью ЭВМ железорудных месторождений лежат приемы количественного описания и трехмерного картирования рудоконтролирующих факторов с выявлением генеральных тенденций, определяющих границы рудоносных структур, их внутренние зональности и неоднородности. Рудоконтролирующими являются те комплексные геолого-структурные показатели, фигуры полей которых конформны скарново-рудным колоннам месторождений, контролируют их расположение, форму и параметры. В результате пространственно-статистического анализа отчетливо выявляется приуроченность магнетитовых руд месторождений к наиболее ослабленным и проницаемым для рудоносных растворов зонам тектонических узлов долгоживущих тектономагматических систем. Ведущая особен-



Рис. 1. Структурно-геометрические условия размещения магнетитовых руд Табратского месторождения.

1 — контур положительных значений комплексного структурно-геометрического показателя перспективности; 2 — 6 — размещение внутри прогнозного контура: 2 — известняков, 3 — вулканитов, 4 — терригенно-пирокластических пород, 5 — измененных габбро-диоритов, 6 — магнетитовых руд (а — в контурах интерполяции, б — в контурах экстраполяции); 7 — линия разлома; 8 — оси рудных столбов.

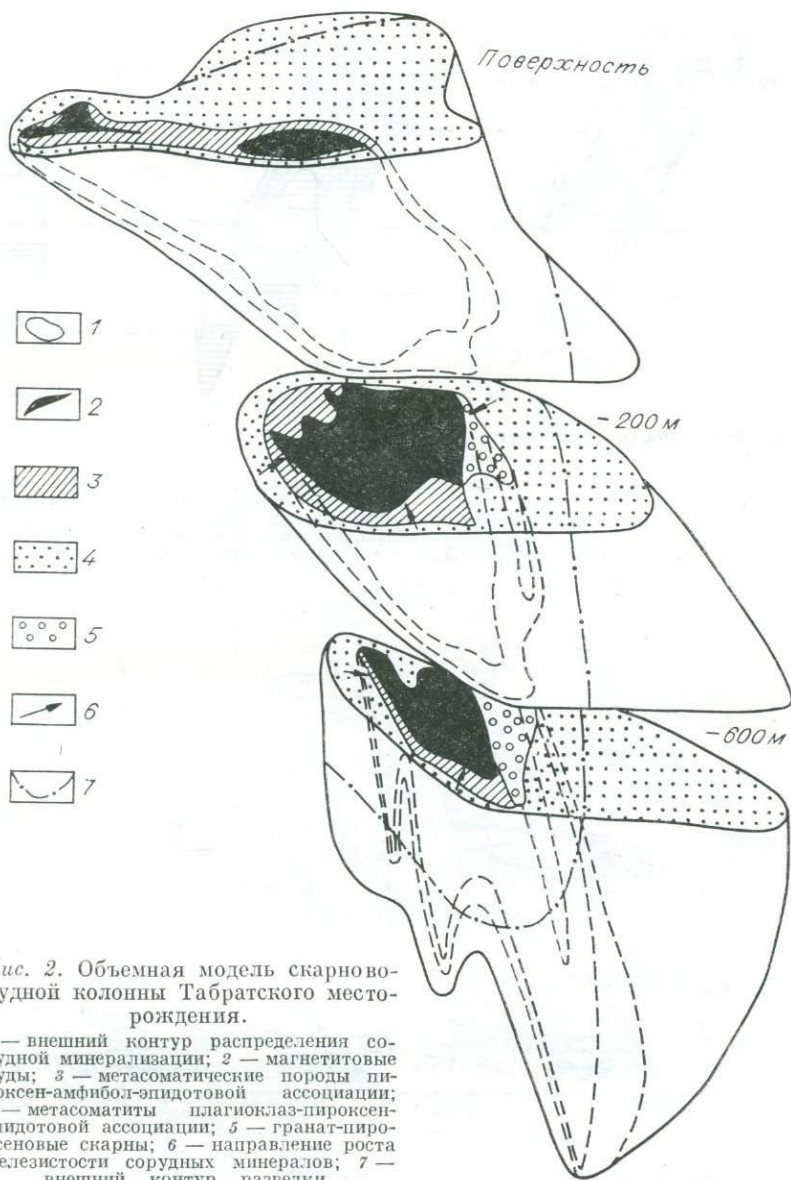


Рис. 2. Объемная модель скарново-рудной колонны Табратского месторождения.

1 — внешний контур распределения сорудной минерализации; 2 — магнетитовые руды; 3 — метасоматические породы пироксен-амфибол-эпидотовой ассоциации; 4 — метасоматиты плагиоклаз-пироксен-эпидотовой ассоциации; 5 — гранат-пироксеновые скарны; 6 — направление роста железистости сорудных минералов; 7 — внешний контур разведки.

ность фигуры полей информативных геолого-структурных показателей заключается в их трубообразной крутонаклонной сужающейся с глубиной форме, отражающей морфологию зон высокой проницаемости, которые определяют структуру потока флюидов и отражаются в особенностях рудной зональности месторождения. Эти показатели становятся структурно-геометрическими факторами-кри-

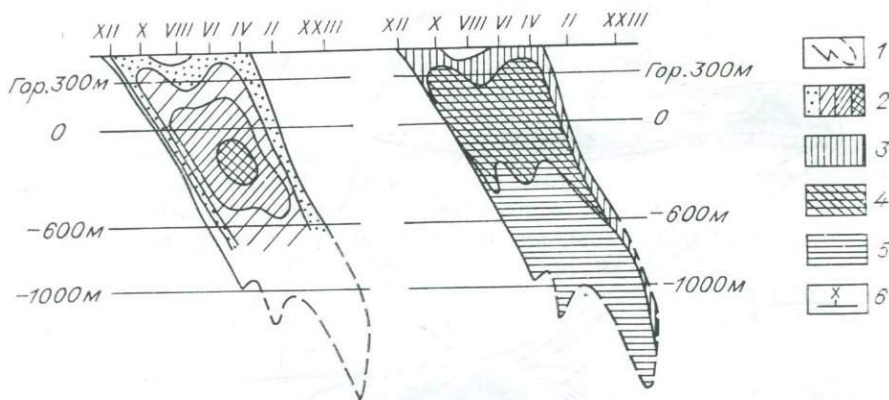


Рис. 3. Зональность первичного геохимического ореола Табратского месторождения.

1 — контур проекции рудной залежи на продольную вертикальную плоскость (штриховой линией оконтурены прогнозируемые руды); 2 — поля значений мультипликативного геохимического показателя; 3—5 — ассоциации аномальных концентраций элементов, в том числе: 3 — верхнерудных (Co, Pb, Cu, Mn), 4 — зон максимального рудообразования (Ni, Mo, Cu, Mn, Zn), 5 — нижнерудных (P, B, Sn); 6 — разведочная линия и ее номер.

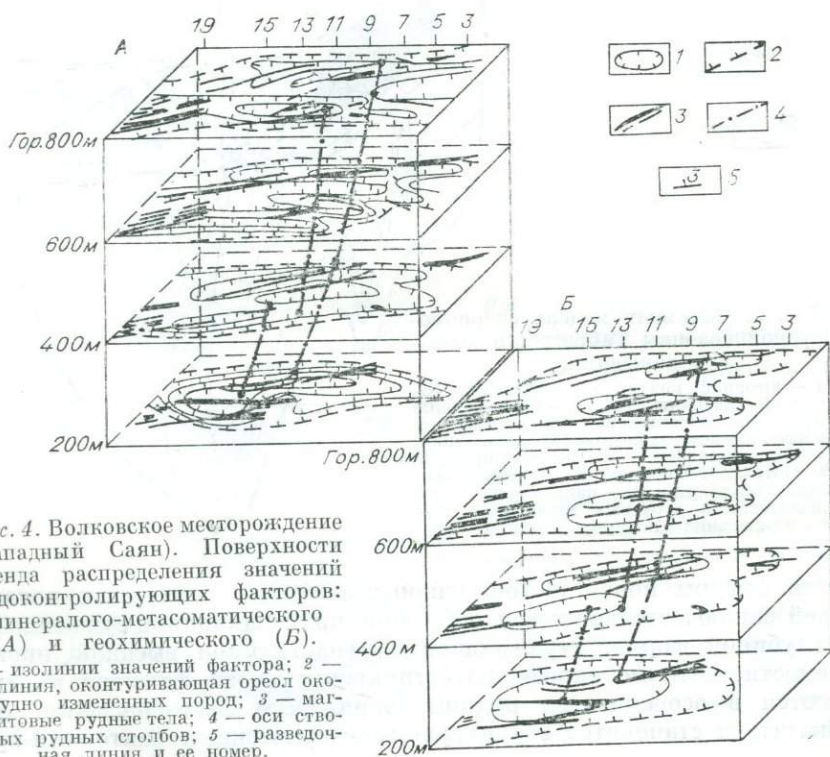


Рис. 4. Волковское месторождение (Западный Саян). Поверхности тренда распределения значений факторов, контролирующих минералого-метасоматического (А) и геохимического (Б).

1 — изолинии значений фактора; 2 — изолиния, оконтуривающая ореол окисленно измененных пород; 3 — магнетитовые рудные тела; 4 — оси стволочных рудных столбов; 5 — разведочная линия и ее номер.

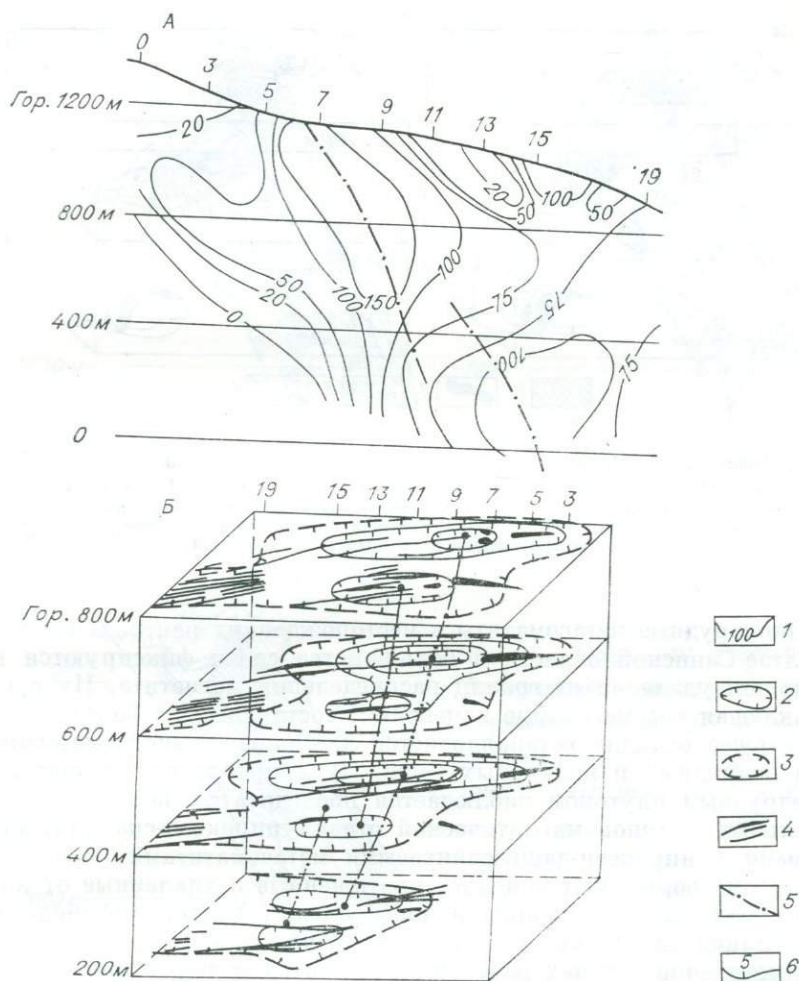


Рис. 5. Волковское месторождение. Результаты геометризации распределения мощностей (А, вертикальная проекция) и содержания железа (Б, тренд-анализ).

1 — изолинии мощностей; 2 — изолинии поверхностей тренда; 3 — изолиния поверхности тренда, огибающая месторождение; 4 — магнетитовые рудные тела; 5 — оси стволовых рудных столбов; 6 — разведочная линия и ее номер.

териями прогноза и используются при прогнозировании на флангах и глубоких горизонтах месторождений (рис. 1).

Магнетитовые руды и метасоматиты на месторождениях образуют компактные вытянутые по вертикали скарново-магнетитовые колонны, контуры которых постепенно сходятся с глубиной и относительно круто по восстанию. Наиболее расширенные прифронтальные зоны колонн, как правило, погружены на 100—400 м от дневной поверхности, фронтальные зоны эродированы, а глубокие части прикорневых зон не разбурены.

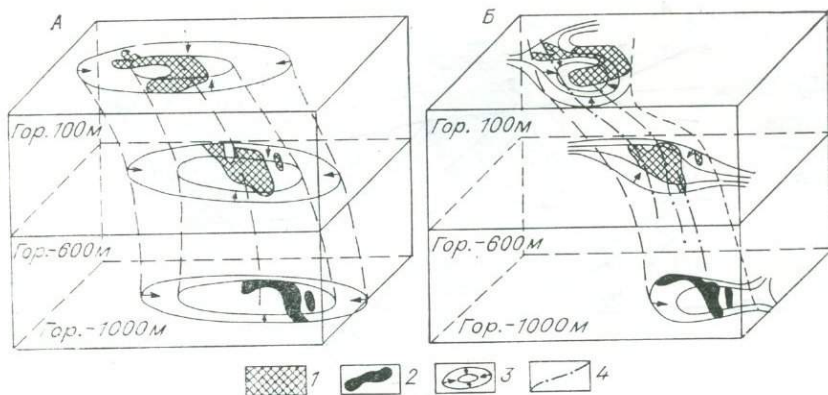


Рис. 6. Поверхности тренда распределения содержаний железа в рудах Табратского месторождения второго (А) и четвертого (Б) порядков.

1, 2 — магнетитовые рудные тела, в том числе установленные в результате разведки (1) и прогнозируемые (2); 3 — изоповерхности тренда и направление роста их величин (стрелка); 4 — оси симметрии фрагментов поверхностей тренда.

Околорудные метасоматиты в месторождениях центральной части Алтае-Саянской области в большинстве своем фиксируются на небольшом удалении от границ распределения магнетита. Их ореолы, включая весьма слабые изменения, составляют не более 500 м. Наибольшее отличие устанавливается для парагенезисов метасоматитов надрудных и подрудных толщ. В направлении от контакта с прерудным плутоном наблюдается последовательная смена магнетитовых скарнов магматической стадии пироксен-скаполит-альбитовыми и пироксен-дашкесанитовыми метасоматитами. Известковые скарны формируют наиболее протяженные и удаленные от контакта ореолы висячем боку рудной залежи. Хлорит-амфиболовые (гидросиликатовые) сорудные парагенезисы с магнетитом развиты непосредственно в зонах развития магнетитовых руд. Среди дорудных метасоматитов, окаймляющих скарново-рудные залежи и развивающихся по алюмосиликатным породам, преобладают альбит-содержащие ассоциации, входящие в группу близскарновых пород. Эти ассоциации включают в различных количествах эпидот, диопсид, апатит, сфен, реже актинолит и хлорит. Послерудные ассоциации с актинолитом, хлоритом и эпидотом, как правило, развиты ограниченно и тяготеют к зонам развития сорудных минералов. Устанавливается последовательная смена от центров скарново-рудных колонн, сложенных магнетитовыми рудами в ассоциации гидросиликатовых минералов повышенной железистости, через переходную зону ограниченного распространения сорудных метасоматитов к внешнему ореолу преимущественного развития дорудных парагенезисов (рис. 2). Площади внешнего ореола значительно превышают площади внутренних и промежуточных зон, увеличиваясь висячем боку рудной залежи.

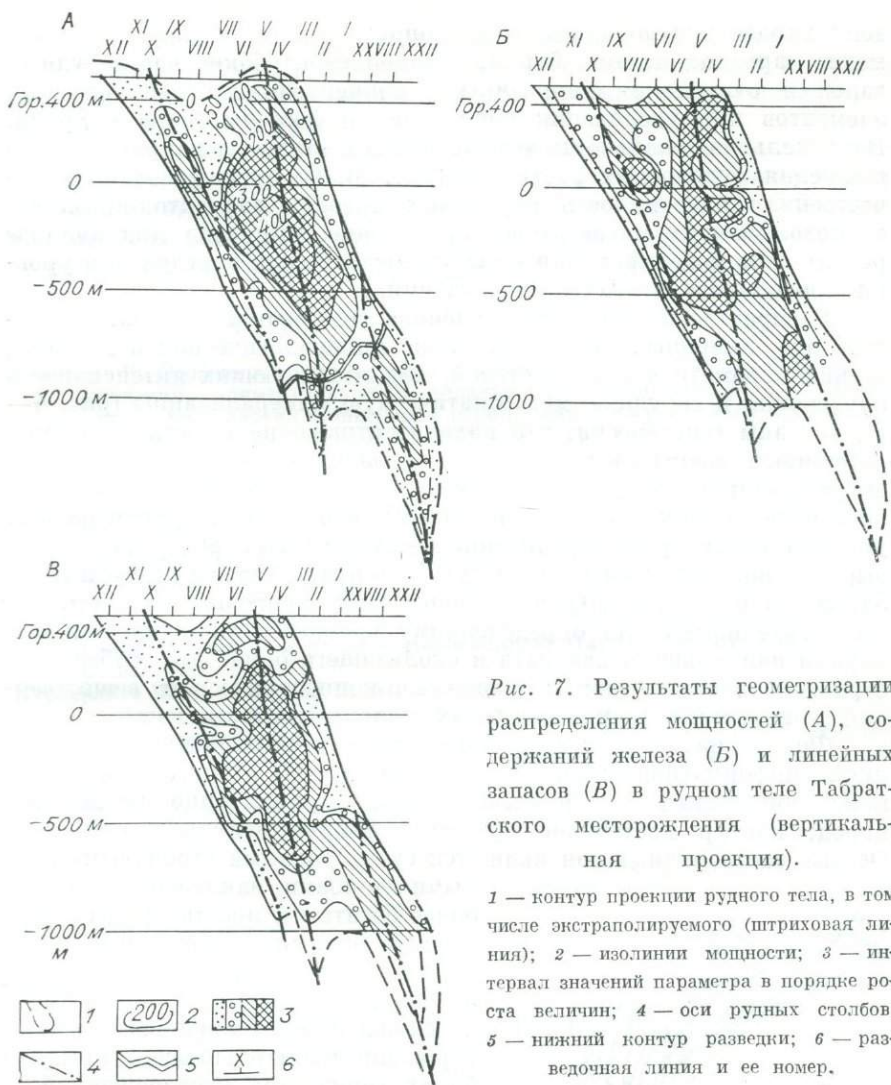


Рис. 7. Результаты геометризации распределения мощностей (А), содержаний железа (Б) и линейных запасов (В) в рудном теле Табратского месторождения (вертикальная проекция).

1 — контур проекции рудного тела, в том числе экстраполируемого (штриховая линия); 2 — изолинии мощности; 3 — интервал значений параметра в порядке роста величин; 4 — оси рудных столбов; 5 — нижний контур разведки; 6 — разведочная линия и ее номер.

Скарново-рудные зоны сопровождаются ореолами элементов-примесей, которые образуют заметные концентрации в составе пород, сопровождающих оруденение. Поэтому первичные ореолы фиксируются только на участках, охваченных околорудными метасоматическими изменениями. При метасоматических процессах приносятся медь, свинец, кобальт, никель и др., а выносятся ванадий, хром, титан, фосфор и др. Наблюдается вертикальная зональность геохимического ореола, для фронтальных зон которого типоморфными являются кобальт, свинец, медь и марганец, прифронтальную

зону характеризуют аномальные концентрации никеля, молибдена, меди, марганца, цинка, бария, а наиболее глубокие части рудных залежей отличаются пониженными концентрациями верхнерудных элементов при увеличении концентраций фосфора, бора и хрома. Вертикальная зональность асимметрична и отражает направленность движения рудоносных растворов (рис. 3). Охарактеризованная качественная однотипность первичных ореолов элементов-примесей, сопровождающих магнетитовое оруденение, выявлена при анализе результатов моделирования и использовалась для определения уровня эрозийного среза месторождений.

Распределения на месторождениях содержаний железа, мощностей руд, линейных запасов, а также минералогических и геохимических параметров и показателей, характеризующих интенсивность оруденения и сорудную метасоматическую минерализацию (рис. 4—7), связаны генетически, что находит отражение в сильных корреляционных зависимостях величин и конформности фигур полей, аппроксимирующих распределение их в пространстве. Наблюдается рост величин показателей к центрам и вертикальным осям разных уровней структурной организации магнетитовых руд, которые от высшего порядка к низшему могут быть подразделены на рудные тела, серии рудных тел (рудные зоны), месторождения в целом. Соответствие показатели определенному уровню устанавливается размерами наименьшего квадрата и скользящего окна. Эта особенность отражена в симметричной радиально-концентрической вещественной зональности скарново-рудных колонн месторождений.

Фигуры изоповерхностей, аппроксимирующих распределение величин информативных показателей, сходятся на флангах и с глубиной, оконтуривая зону размещения руд и околорудно измененных пород; контур постепенно сужается вокруг оси месторождения. Осевые части рудных зон являются своеобразными ствольными руд-

ными столбами, заключающими наиболее богатые и мощные руды и прослеживающиеся в корневые части рудных колонн. Продолжением ствольных рудных столбов на глубину до схождения ограничивающих контуров определяются перспективы глубоких горизонтов месторождений.

Наличие латеральной симметричной, отражающей положение кана-

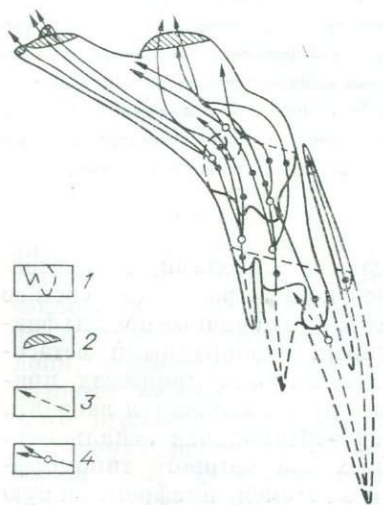


Рис. 8. Объемная фигура рудной залежи Табратского месторождения и предполагаемые пути миграции рудообразующих растворов.

1 — контур рудной залежи (штриховой линией оконтурена прогнозируемая глубинная часть); 2 — выходы магнетитовых руд на поверхность; 3 — оси предполагаемой миграции рудоносных растворов (штриховой линией — экстраполируемые); 4 — узлы расщепления «рудных струй».

лов, и вертикальной асимметричной, дающей информацию о направлении движения рудоносных флюидов, зональностей позволило реставрировать вероятную структуру геохимического потока рудоносных растворов (рис. 8).

Изложенный рациональный комплекс методов объемного моделирования внутреннего строения и структуры месторождений и приемов генетической интерпретации используется при количественном прогнозировании в рудных полях скарново-магнетитовых месторождений центральной части Алтае-Саянской области.

## ЛИТЕРАТУРА

- Зобов Н. Е.** Особенности внутреннего строения скарново-магнетитовых месторождений, применительно к локальному прогнозированию // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края и Тувинской АССР.— Красноярск, 1983.— С. 121—123.
- Зобов Н. Е., Курцерайте Ш. Д.** Тренд-анализ содержаний железа магнетитовых месторождений юга Красноярского края // Поиски и прогнозная оценка глубокозалегающих месторождений скарново-магнетитовых руд.— М.: ВИМС, 1978.— С. 57—65.
- Иванкин П. Ф.** Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей.— М.: Недра, 1970.— 288 с.
- Курцерайте Ш. Д., Зобов Н. Е.** Геологические критерии и пространственно-статистические методы прогноза месторождений скарново-магнетитовой формации // Скарны и руды.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 66—71.
- Курцерайте Ш. Д., Семенов В. Н., Андреев О. В.** Закономерности размещения железорудных месторождений юга Красноярского края // Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железорудения Алтае-Саянской складчатой области.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1974.— Ч. II.— С. 5—24.
- Мазуров М. П.** Генетические модели скарновых железорудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 184 с.

*И. Н. ГОВОРОВ*

## СЕЙСМОФОКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ КАК РУДОГЕНЕРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ

Идеи новой глобальной тектоники привлекли внимание исследователей к сейсмофокальным зонам и их палеоаналогам как структурам, контролировавшим размещение металлоносных магматических и эндогенных рудных формаций. В зарубежной и советской печати появилась серия статей, характеризующих с позиции плитной концепции пространственные и генетические связи рудных месторождений с сейсмофокальными зонами в различных металлогенических провинциях мира. Первый обзор этих представлений был сделан В. И. Смирновым [1974], который пришел к выводу, что зоны Бенъофа могут служить прообразом планетарных структур, контролировавших магматизм и металлогению геосинклинальных об-

ластей фанерозоя, но что эта металлогеническая модель не вытекает из гипотезы плитной тектоники и ничего не добавляет к аргументам в ее защиту.

По нашему мнению, особенно беспомощны попытки объяснить металлогеническую зональность селективным выносом металлов из погружающейся по фокальной зоне океанической плиты в зависимости от возрастания температур образования магматических расплавов. Например, по модели, предложенной Р. Силлитое [Sillitoe, 1972], источником металлов мезо-кайнозойских месторождений запада Американского континента являлась океаническая кора, формировавшаяся в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия. При субдукции литосферной плиты металлы выделялись из базальтово-габброидного слоя и перекрывающих его океанических осадков при их частичном плавлении в составе известково-щелочных магм. Поскольку температура плавления обусловлена нагреванием в результате трения при скольжении плиты, по мнению Р. Силлитое, в зоне субдукции на относительно небольшой глубине (при самых низких температурах) плавилась массы слабоконсолидированных осадков, «соскобленных» и «добавленных» к породам континентальной коры; на более значительных глубинах происходило плавление базальтово-габброидной составляющей океанической коры. Продукты частичного плавления на малых глубинах зоны субдукции обогащались железом и медью (с золотом и молибденом), на средних — свинцом, цинком и серебром, на больших — оловом и молибденом. Соответственно изменяется и характер рудной минерализации субмеридиональных металлогенических зон при удалении от глубоководных желобов на восток Американского континента (рис. 1, А).

При обсуждении этой модели возникают два вопроса. Во-первых, непонятно, почему с увеличением температур плавления погружавшейся океанской плиты металлы выделялись из плавящегося субстрата в той последовательности, которую намечает автор. Ведь если исходить из температур плавления и кипения металлов, то они должны были накапливаться в выплавляющихся известково-щелочных магмах почти в противоположной последовательности: олово — свинец — цинк — серебро — золото — медь — молибден. Во-вторых, если можно согласиться с Р. Силлитое в том, что источником меди и даже цинка и серебра могли служить базальты, габброиды и осадки океана, то содержания в них свинца, олова, золота и молибдена настолько низкие, что едва ли могли обеспечить образование таких гигантов, как Кляймекс, Лялягуа, полиметаллических и золоторудных месторождений западных штатов США и Мексики.

Нам представляется, что зональное расположение металлогенических поясов относительно глубоководных желобов и их палеофациальных аналогов (зоны офиолитов и глаукофансланцевого метаморфизма) определялось в основном двумя факторами: 1) общей эволюцией магматизма и латеральной зональностью в размещении металлоносных магматических формаций в процессе формирования геосинклинально-складчатых областей; 2) зональным распределе-

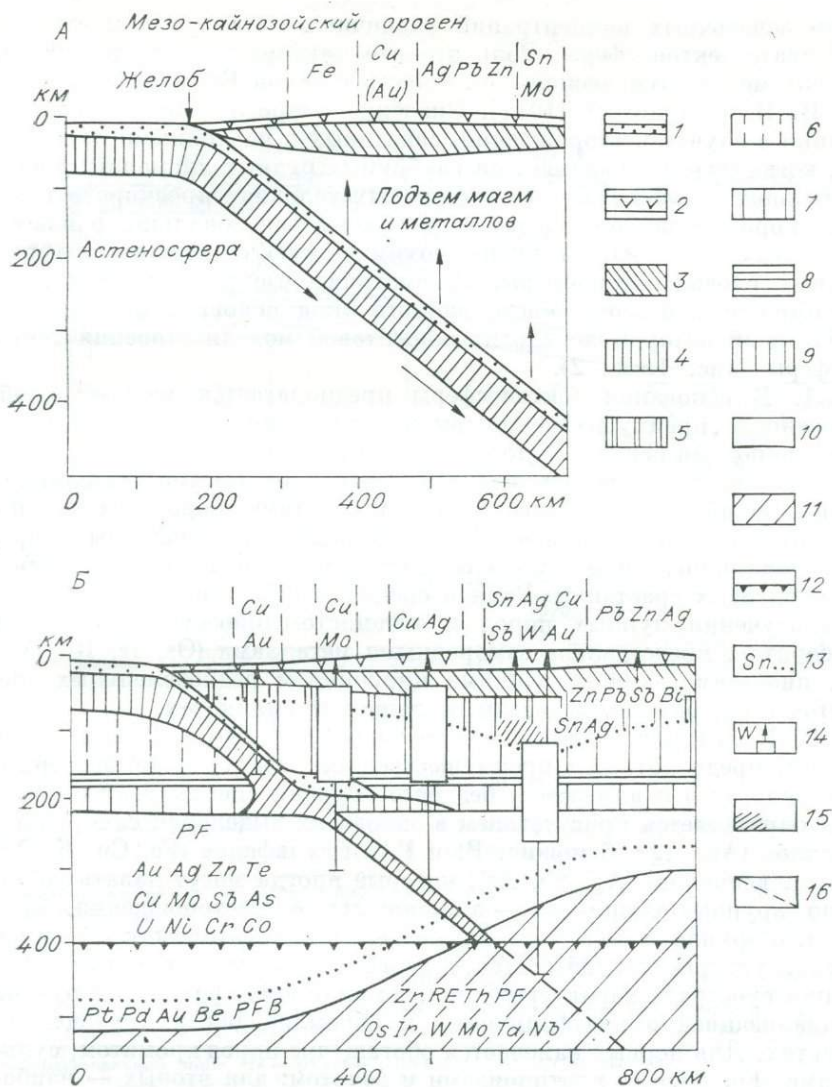


Рис. 1. Рудно-геохимическая модель тектоносферы Тихоокеанской окраины Америки (А, по Силлитое) и в Чилийско-Болливийском звене (Б).

1 — океаническая кора; 2 — вулканогенно-осадочный слой; 3 — гранито-гнейсовый и базито-гранулитовый слой; 4 — океаническая литосферная плита; 5 — зерцолиты; 6 — пироксениты и железистые эклогиты; 7 — зерцолиты, магнизиальные пироксениты и эклогиты; 8 — гарцбургиты и дуниты; 9 — верлиты; 10 — магнизиально-железистые калийсодержащие эклогиты и пироксениты; 11 — гроссидиты, козситовые и двуминеральные эклогиты, пироксениты магнизиального типа; 12 — граница фазового перехода эклогитов и пироксенитов в гранатит; 13 — рудно-геохимическая специализация слоев тектоносферы; 14 — металлоносные диапирсы и генерированные ими месторождения; 15 — зоны мантийного калиевого метасоматоза и выплавления латитовых магм; 16 — зона Бенюфа.

нием зачаточных концентраций различных металлов в мантийном субстрате тектоносферы. Роль первого фактора и соответствующая модель металлогенической зональности с зоной Беньофа рассмотрены В. И. Смирновым [1974]. Значение второго фактора особенно велико в случае месторождений, связанных с мантийными процессами, когда участки пересечения глубинных рудных аномалий сейсмофокальной зоной могли в определенных условиях проецироваться в виде коровых месторождений и располагаться зонально, в известной степени отображая рудно-геохимическую специализацию различных слоев тектоносферы. Рассматриваемые ниже примеры металлогенической зональности данного типа основываются на разработанной автором перидотит-эклогитовой модели строения тектоносферы (рис. 1, Б, 2).

1. В основании тектоносферы предполагается мощный слой, сложенный преимущественно высокоглиноземистыми низкощелочными породами основного до среднего и даже кислого состава, который может сопоставляться с габбро-анортозитовыми материками Луны. Наиболее вероятными представителями пород этого слоя являются находящиеся в кимберлитах ксенолиты различных пироксенитов, эклогитов (в том числе коэситовых), гроспидитов, диопсидильменитовых сростаний. Рудная специализация слоя, судя по данным изучения лунных пород и титанисто-глиноземного вещества метеоритов, представлена самородными металлами (Os, Ir, Ru, Mo, W), ниобатами, концентрациями циркония и редкоземельных элементов в перовските, шпинели, кальциевых силикатах.

2. В лежащем выше слое тектоносферы (до глубины около 220 км) предполагается преимущественное развитие калийсодержащих эклогитов с алмазом и без него. Рудная специализация этого слоя определяется присутствием в эклогитах выделений самородных металлов (Au, Ag, возможно, Pt и Pd) и сульфидов (Fe, Cu, K, Ni, Co, Zn, возможно, Ag, Sb, As), которые иногда могут давать достаточно крупные скопления — эмбриональные месторождения.

3. Верхняя мантия, перекрывающая эклогитовый слой, имея в целом ультраосновной состав, в зависимости от степени дифференциации субстрата характеризуется, по-видимому, различной рудной специализацией в платформенных и обрамляющих их складчатых областях. Для первых намечается обогащение пород хромитом, сульфидами Fe, Ni, Cu, платиноидами и золотом; для вторых — наиболее летучими металлами (Ag, Sn, Zn, Pb, Bi и др.), которые концентрируются, вероятно, в наименее глубинных, подкоровых частях.

4. Охарактеризованные слои тектоносферы разграничиваются тремя фациальными и двумя фазовыми разделами. Перидотитовый слой отделяется от нижнего — базито-гранулитового — слоя коры границей Мохоровичича, а от подстилающего — эклогитового — слоя границей Леммана, которая проходит в платформенных и переходных областях на глубине 220—250 км, возможно, опускаясь под океанами до глубин 300—350 км [Anderson, 1981]. Внутри эклогитовой мантии (переходный слой, средняя мантия или мезосфера) по геофизическим данным намечаются две фазовые границы. Более

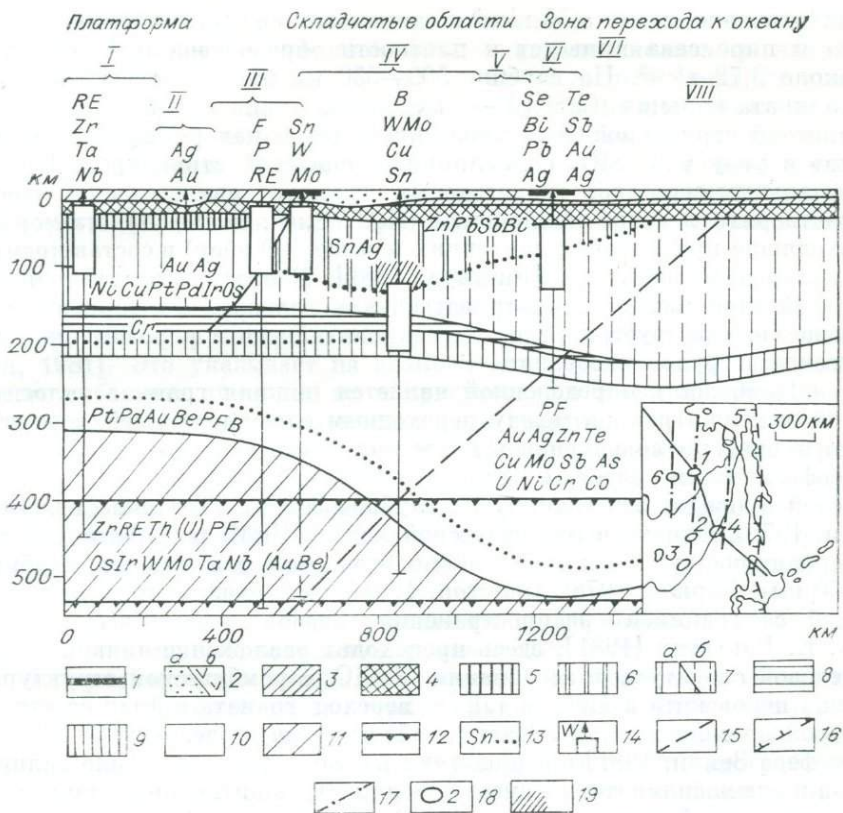


Рис. 2. Рудно-геохимическая модель тектоносферы Тихоокеанской окраины Азии по профилю от восточной части Становой области до юга о. Хоккайдо. 1 — континентальные вулканические пояса; 2 — вулканогенно-осадочный слой горы сиалического (а) и мафического (б) типов рифейского и более позднего возраста; 3 — гранито-гнейсовый слой; 4 — базито-гранулитовый слой; 5 — гипербазиты с ильменитом и флогопитом; 6 — пироксениты и железистые эклогиты; 7 — лерцолиты, магнезиальные пироксениты и эклогиты (а), лерцолиты (б); 8 — гарцбургиты и дуниты; 9 — верлиты; 10 — магнезиально-железистые калийсодержащие эклогиты и пироксениты; 11 — гросспидиты, козситовые и двуминеральные эклогиты, пироксениты магнезиального типа; 12 — границы фазовых переходов эклогитов и пироксенитов в гранатит; 13 — рудно-геохимическая специализация слоев тектоносферы; 14 — металллоносные диапирсы и генерированные ими месторождения; 15 — палеосейсмофокальная зона; 16 — выход палеосейсмофокальной зоны на поверхность; 17 — проекция на поверхность линеймента пересечения гранатитового раздела и палеосейсмофокальной зоны; 18 — рудные районы (1 — Комсомольский, 2 — Западно-Армиский, 3 — Дальнегорский и Кавалеровский, 4 — Венюковский, 5 — Нижне-Амурский, 6 — Верхнеурмийский); 19 — зоны мантийного калиевого метасоматоза и выплавления латитовых магм. I — Становая зона, II — Монголо-Охотский складчатый пояс, III — Бурейский срединный массив, IV — Сихотэ-Алинская складчатая область, V — Самаргинская палеоостровная дуга, VI — Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, VII — Татарский пролив, VIII — о. Хоккайдо.

четкая из них проходит на глубине около 400 км и связывается либо с переходом оливина в более плотную шпинеллоподобную структуру —  $\beta$ -фазу [Рингвуд, 1981], либо с превращением эклогита в гранатит, т. е. переходом пироксена в структуру граната [Anderson, 1981]. Как указывает А. Е. Рингвуд [1981], плотность пироксена при этом переходе возрастает примерно на 10%, что при плотности

исходного эклогита  $3,55 \text{ г/см}^3$  и одинаковом содержании в нем граната и пироксена приведет к плотности образовавшегося гранатита около  $3,72 \text{ г/см}^3$ . На глубине 500—550 км предполагается переход силиката кальция ( $\text{CaSiO}_3$ ) — компонента граната — в фазу с очень плотной структурой типа перовскита, тогда как  $\beta\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$  переходит в фазу  $\gamma\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$  с подлинно шпинелевой структурой. Примечательным свойством гранатитовых структур является способность растворять летучие компоненты ( $\text{H}_2\text{O}$ , F, P, B, C, N), изоморфно входящие при высоких давлениях (свыше 100 кбар) в состав кремнекислородных каркасов [Рингвуд, 1981]. Благодаря этому гранатитовый слой может рассматриваться как главный источник летучих веществ, участвующих в процессах мантийного и корового петрогенезиса и рудообразования.

Наиболее неопределенной является нижняя граница эклогитовой мантии (граница между переходным слоем и нижней мантией), хотя она, по современным представлениям, относится к главным геофизическим разделам в строении Земли. Большинство исследователей проводит эту границу на глубине 900 км [Тектоносфера Земли, 1978]. Однако в геофизической модели РЕМ, разработанной интернациональной группой сейсмологов, она поднята до глубины 670 км [Жарков, 1978; Anderson, 1981], т. е. оказывается совпадающей с границей распространения очагов землетрясений. По А. Е. Рингвуду [1981], здесь происходит разложение оливина шпинелевой структуры в ассоциацию  $\text{MgSiO}_3$  с ромбической структурой типа перовскита и  $\text{MgO}$ , а также переход граната в фазу с структурой ильменита. В. А. Магницкий и другие исследователи [Тектоносфера Земли, 1981] предполагают распад в этом интервале силикатов и алюмосиликатов на смесь окислов (стишовит, периклаз и вюстит со структурой каменной соли и др.). Наконец, Д. Андерсон [Anderson, 1981] рассматривает эту границу не только как фазовую, но и как фаціальную, обусловленную сменой эклогита гранатовым перидотитом.

Существует по крайней мере девять феноменов, послуживших основанием для разработки описанной перидотит-эклогитовой модели тектоносферы.

1. Присутствие в кимберлитах и щелочных базальтах ксенолитов щелочных метасоматитов — глиммеритов и маридов, развившихся по перидотитам и отличающихся по возрасту (1000—500 млн лет) как от ксенолитов перидотитов (3,5—2,5 млрд лет), так и от кимберлитов [Соболев В. С., 1973; Доусон, 1983]. Это указывает на принос калия, фтора, воды и редких металлов из подастеносферных глубин, приуроченный к определенному периоду (конец протерозоя), характеризовавшемуся вспышкой глубинной флюидной активности.

2. Находки в кимберлитах ксенолитов алмазоносных коэситовых эклогитов и парагенезиса алмаза с коэситом [Соболев Н. В., 1983; Доусон, 1983; Пономаренко, Спецус, 1978]. Это указывает на развитие пород среднего и, возможно, кислого состава ниже перидотитовой верхней мантии.

3, 4. Присутствие в ксенолитах эклогитов с повышенным содержанием калия специфичной фазы — кальций-калиевого ягиита с уплотненной структурой, а также примитивный (хондритовый) характер распределения редкоземельных элементов в калиевых эклогитах [Говоров, Благодарева и др., 1984; Щеглов, Говоров, 1985]. Оба эти феномена указывают на несовместимость алмазоносных гарцбургитов и алмазоносных эклогитов, т. е. на существование самостоятельного слоя эклогитов под перидотитовой верхней мантией.

5. Находки в кимберлитах ксенолитов диопсид-ильменитовых псевдографических сростаний, которые при плавлении под давлением выше 100 кбар превращаются в фазу титанистого граната [Рингвуд, 1981]. Это указывает на возможность существования гранатитового субстрата ниже 400 км и присутствие в нем линз, обогащенных титаном и редкими элементами его группы.

6. Наличие в ксенолитах различных мантийных пород концентрированных выделений рудных минералов — хромита (до 60%) в верлитах, ильменита в пироксенитах (до 20%) и прорастаниях с диопсидом (до 30%), сульфидов Fe, Ni, Cu (до 5%) в перидотитах, сульфидов Fe, Cu, Zn и джерфшерита в эклогитах, золота в перидотитах и эклогитах, серебра в эклогитах [Вахрушев, 1980; Щеглов, Говоров, 1985]. Эти находки указывают на возможность существования в мантии эмбриональных рудных месторождений.

7. Присутствие в высокоглиноземных включениях из углистых хондритов выделений рефракторных рудных минералов — сплавов Ir, Os, W, Mo, ниобатов, редкоземельного перовскита и др. Эти находки вместе с находками диопсид-ильменитовых псевдографических ксенолитов указывают на возможность существования в нижней части тектоносферы слоя высокоглиноземных эклогитов и гроспидитов с эмбриональными концентрациями рефракторных металлов.

8. Четкое увеличение содержаний летучих рудных элементов (Bi, Pb, Sn, Zn, Ag и др.) в углистых хондритах с уменьшением температуры их образования, от хондритов типа C3 O к типу C1 (см. таблицу). Это указывает на возможное существование эмбриональных месторождений летучих металлов в недеплетированных субстратах подкоровых частей верхней мантии.

9. Резко контрастный характер главных типов пород океанского ложа — толеитов срединно-океанических хребтов (MOR), предельно обедненных крупноионными литофильными элементами, и щелочных базальтов островных архипелагов и асейсмичных подводных хребтов, аналогичных по высокой концентрации литофильных микроэлементов щелочным базальтам континентальных рифтов. Это указывает на существование в тектоносфере океанов двух главных резервуаров — верхней мантии перидотитового (широлитового) состава, продуцировавшей толеиты MOR, и средней мантии эклогитового (гранатитового) состава, продуцировавшей щелочные базальты [Говоров, Голубева и др., 1984].

Заложение и развитие на границе континентальных и океанических областей сейсмофокальных зон, представляющих наиболее

Средние содержания микроэлементов в углистых хондритах

Элементы, мг/т	C1	C2		C3 V		C3 O	
		среднее содержа- ние	норм.	среднее содержа- ние	норм.	среднее содержа- ние	норм.
Os	488	861	1,06	883	0,962	748	0,926
W	159(1)	145(1)		177		218	
Zr	3870(1)	4968(1)		6068(1)		6625(1)	
Re	35,2(2)	58,9	1,13	68,4	1,11	62,1	1,09
Ir	514(2)	714	0,930	776	0,893	721	0,931
Pt	931(1)	963(1)		1275(1)		976(1)	
Pd	534	681	0,953	705	0,856	703	0,862
Au	152(2)	142	0,791	137	0,709	179	0,798
U	9,1(2)	11,2	0,914	14,4	1,17	13,8	1,08
Cu, г/т	121(1)	119(1)		101(1)		147(1)	
Sb	138(2)	118	0,701	74	0,456	93	0,651
Ag	182(2)	241	0,962	91	0,396	81	0,355
Zn, г/т	303(2)	199	0,530	113	0,233	97	0,214
Sn	1750(1)	720	0,362	815(1)		815(1)	
Se, г/т	19,5(2)	9,9	0,448	8,1	0,299	7,8	0,255
Te	3040(2)	1140	0,418	960	0,232	980	0,199
Cd	639(2)	456	0,515	474	0,315	4,6	0,006
Pb	2770(1)	2365(1)		1199(1)		1530(1)	
Bi	110(2)	71,4	0,468	44,5	0,304	14,7	0,227
In	80(2)	45,3	0,432	30	0,277	22,3	0,195

Примечание. C1 — Alais, Ivuna, Orgueil [Knab, 1981] (1), [Krähenbühl et al., 1973] (2); C2 — Al Rais, Boriskino, Cold Bokkeveld, Erakot, Essebi, Haripura, Santa Cruz [Wolf et al., 1980]; C3 V — Allende, C3 O — Ornans, Warrenton [Takahashi et al., 1978]. Норм. — величины, нормализованные по содержаниям в хондритах C1 и по содержанию кремния.

благоприятную среду для глубинных дислокаций и снятия давления, способствуют образованию в тектоносфере, особенно у разделов ее слоев, блоков гранатита и эклогита, испытывающих частичное плавление и диапировый подъем на разные уровни верхней мантии и коры. Подъем диапиров сопровождается отделением галогенщелочно-водных флюидов, производящих метасоматоз мантийных и коровых субстратов, а также образованием магм различного состава вплоть до риодацитовых. Рудная специализация глубинных флюидов и магм должна определяться рудной нагрузкой слоя тектоносферы, где произошло зарождение первичного диапира. Следовательно, в всячем боку сейсмофокальной зоны параллельно глубоководному желобу или его палеоаналогу (например, поясу глаукофансланцевого метаморфизма) может возникнуть поясовая металлогеническая зональность с развитием месторождений (от оси желоба к континенту): 1) подиметаллических с висмутом, 2) серебряно-полиметаллических и оловянно-сульфидных с серебром, 3) серебряных и золото-серебряных, 4) молибден-меднопорфировых, 5) молибден-вольфрамовых, вольфрамовых и редкометалльных.

Намеченная схема металлогенической зональности может прослеживаться, видимо, только в отдельных пересечениях островодужных поясов с сейсмофокальной зоной. В общем же случае она должна усложняться вследствие действия трех факторов. Во-первых,

рудная специализация глубинных флюидов и магм может определяться не только рудной нагрузкой слоя тектоносферы, в котором произошло зарождение первичного диапира, но и металлоносностью всех слоев, лежащих выше, где возможно зарождение сопутствующих диапиров. Таким образом, в каждой последующей зоне указанного выше ряда может проявляться минерализация, характерная для предыдущих зон. Во-вторых, возможные продольные ундации (опускания и поднятия) границ мантийных слоев, которые так же, как и в первом случае, могут привести к возникновению рудных районов и узлов с разнородным, полиформационным оруденением. В-третьих, нельзя исключать и влияние на металлогению приокеанических областей металлоносности океанической коры при ее субдукции по зоне Беньофа.

Описанный сложный тип зонального размещения мантийных месторождений рассмотрим на примере Сихотэ-Алинской и Чилийско-Боливийской рудоносных областей, где влияние сейсмофокальной зоны на металлогеническую зональность представляется нам наиболее доказанным. Модельный разрез через Сихотэ-Алинскую область показан на рис. 2. Как видно на врезке, он проходит от восточного окончания Станового кратона в юго-восточном направлении через Монголо-Охотский складчатый пояс, Буреинский срединный массив, Сихотэ-Алинскую складчатую область, Самаргинскую палеоостровную дугу, Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс к северному окончанию о. Хоккайдо. Общее описание модельного разреза давалось ранее [Щеглов, Говоров, 1985]. Здесь мы остановимся на характеристике только той части разреза, которая находится в сфере влияния палеозоны Беньофа. В качестве выхода этой зоны на поверхность нами принимается пояс глаукофан-сланцевого метаморфизма, проходящий, по данным Н. Л. Добрецова и И. Куроды [1969], через о. Хоккайдо (зона Камуикотан) и восточную окраину о. Сахалина (Сосунайский хребет, Восточно-Сахалинские горы, п-ов Шмидта). Метаморфизму высокого давления подверглись здесь эвгеосинклинальные образования вальзинской серии, геологический возраст которой определяется разными исследователями от позднепалеозойского до юрско-раннемелового [Мишкин, 1981]. Радиохронологические определения дают для пород вальзинской серии три возрастных интервала (млн лет): 133—209, 90—100, 55—77; из них первый, по мнению Н. Л. Добрецова и И. Куроды [1969], соответствует возрасту начального, глаукофанового метаморфизма, второй — наложенному метаморфизму пренит-пумпеллитовой фации, третий — контактовому метаморфизму, связанному с внедрением гранодиоритов. Таким образом, формирование Хоккайдо-Сахалинской палеозоны Беньофа началось, скорее всего, в юре, а активность ее сохранялась, вероятно, на протяжении всего мелового периода.

Прямым результатом петрогенетических процессов, связанных с сейсмофокальной зоной, являлось образование Монероно-Самаргинской позднеюрско-раннемеловой вулканической дуги. При формировании позднемелового окраинно-континентального пояса эти

процессы сочетались, вероятно, с магматизмом, связанным с дислокациями растяжения коры вследствие левосторонних сдвигов [Уткин, 1983] и плавлением глубинных субстратов в результате декомпрессии [Кадик, Френкель, 1982]. Можно думать, что главным механизмом поставки глубинного тепла и вещества при всех указанных процессах и образовании крупных рудных месторождений являлись мантийные диапиры, зарождавшиеся в участках пересечения палеосейсмофокальной поверхности и границ фазовых и фациальных переходов на глубинах 220—250, 400, 500—550 км.

Как видно из рис. 2, главное рудогенерирующее значение имел мантийный линеймент пересечения поверхностью Бенъофа гранитового раздела. Его проекция на поверхность проходит субпараллельно выходу Хоккайдо-Сахалинской палеосейсмофокалии, соединяя наиболее важные рудные районы Сихотэ-Алинской области — Комсомольский, Западно-Армянский, Кавалеровский и Дальнегорский.

В Комсомольском районе выделены вулканоплутонические комплексы с вольфрам-оловянной (латиандезит-монцонит-гранитный) и медно-молибденовой (дацит-плагиогранитный) геохимической специализацией, причем имеются месторождения, где руды богаты как оловом, так и медью [Руб и др., 1978]. Формирование Комсомольского рудного района, характеризующегося исключительно интенсивным боросиликатным метасоматозом (турмалинизация) и проявлениями многих сульфурофильных металлов, рассматривается нами как результат внедрения в основание подкорового пироксенитового слоя, обогащенного оловом, крупного диапира эклогитов, зародившегося ниже гранитового раздела и являвшегося источником водно-углекислых флюидов, калия, бора, меди, вольфрама, молибдена, мышьяка. Образование рудоносных магм происходило путем как плавления зон мантийного калиевого метасоматоза оловоносных пироксенитов (латиандезит-монцонитовый комплекс), так и выплавления расплавов среднего и кислого состава из различных субстратов — двуминеральных и коэситовых эклогитов мантийного диапира, нижнего базитового слоя коры, обогащенного летучими металлами (Pb, Bi, Hg и др.), гранито-гнейсового слоя.

Кавалеровский район имеет много общих черт с Комсомольским, и для него мы принимаем аналогичную модель происхождения металлоносных магм и рудной минерализации. В Кавалеровском районе более четко выражен калиевый профиль березовского магматического комплекса западной части (район Арсеньевского месторождения), где установлены типичные шошониты, латититы, трахиты, монцониты, имеющие, по данным Н. Г. Gladkova и др. [1984], мантийные отношения изотопов стронция ( $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7045—0,7053$ ). С этим комплексом, образовавшимся на границе раннего и позднего мела, связаны медно-оловянно-сурьмяные руды. Главные же месторождения, относящиеся к хлорит-турмалиновому типу касситерит-силикатной формации, ассоциируются с более молодыми вулканоплутоническими комплексами. На Арсеньевском месторождении это контрастная серия трахиандезитов, трахибазальтов и

ультракалийевых риолитов палеогенового возраста, образовавшаяся, вероятно, в процессе дифференциации глубинного очага шошонитовой магмы. Угловский комплекс центральной части Кавалеровского района формировался длительно, начиная с базальтов, имеющих, по данным Н. Г. Гладкова, позднемеловой возраст, и кончая палеоценовыми дацитами и гранодиоритами. Для базальтов и андезитов этого комплекса характерны высокие содержания никеля и хрома. Это позволяет считать, что родоначальная базальтовая магма угловского комплекса имеет мантийное происхождение и образовалась путем частичного плавления оловоносного пироксенитового субстрата под воздействием флюидов, генерированных эклогитовым диапиром.

В Дальнегорском рудном районе развиты два рудоносных магматических комплекса: андезит-гранодиоритовый позднемелового — палеоценового возраста, сопровождающий скарново-полиметаллическими месторождениями, и контрастный щелочно-калийевый (шошониты, эпилейцитовые трахиты, эссексит-диабазы, граниты) палеогеновый, ассоциирующийся с боросиликатными скарнами [Говоров, 1976, 1977]. Первый комплекс имеет, видимо, такую же природу, как угловский базальт-андезит-гранодиоритовый комплекс, но в отличие от него связан с мезитовой магмой субкорового происхождения, образовавшейся путем плавления базитовых субстратов нижней коры и подкоровой части верхней мантии, обогащенных летучими металлами. Породы щелочно-калийевой серии, отличающиеся от оловоносных шошонитов и латитов еще более высокими содержаниями калия и очень высокой концентрацией титана, следует связывать с плавлением зоны мантийного титан-калийевого метасоматоза, развившейся в основании верхней мантии. Инициатором этого процесса послужил, очевидно, диапир бороносного гранатита, дегазация которого явилась источником бороводородных флюидов, обладающих высокой летучестью и термической устойчивостью в восстановительных условиях. Это предположение подтверждается мантийным характером отношений изотопов бора в датолите и дамбурите Дальнегорского месторождения и другими данными, полученными А. Е. Лисицыным и С. В. Малинко [1982], С. В. Малинко и др. [1982].

Для Западно-Арминского района характерны шеелитоносные скарны и штокверково-грейзеновые зоны с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, ниобатами. Шеелитоносные скарны находятся в пространственной и, вероятно, генетической связи со штоком калиевых гранодиоритов и плагиигранитов ранне-позднемелового возраста ( $106 \pm 5$  млн лет), штокверково-грейзеновые зоны — с интрузивом гранитов литий-фтористого типа позднемелового возраста. Изотопные исследования калиевых гранодиоритов [Гладков и др., 1984] показали более высокие значения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (0,7066), чем для латитов Кавалеровского района, но очень близкие к отношению (0,704—0,706), которые принимаются для глубинных гранитов [Chappell, White, 1974]. По мнению Н. Г. Гладкова и соавторов [1984], материнская магма калиевых гранодиоритов имела под-

коровое происхождение, но была контаминирована небольшим количеством силля на верхних уровнях коры. Источником кислых расплавов, как и рефракторных металлов (W, Mo, Nb и др.), в данном случае, по нашему мнению, служил диапир коэситовых эклогитов (гранатитов), зародившийся в области гранатитового раздела. Что же касается оловоносных кислых расплавов, то они возникли, вероятно, на более высоком уровне — в подкоровом эклогит-пироксенитовом субстрате, несущем концентрации олова и серебра. При этом если происхождение оловоносных шошонит-латитовых магмы связываем с плавлением метасоматизированных пироксенитов, то кислые магмы следует связывать с частичным плавлением эклогитов в присутствии воды, как это было показано опытами Т. Грина и А. Рингвуда [1968]. Источником воды и других летучих, а также металлов мог служить диапир гранатита, что объясняет присутствие в оловорудных месторождениях кварцевожильно-грейзеновой формации высоких концентраций рефракторных металлов.

Наряду с описанной проекцией глубинного линеамента в Сихотэ-Алинской области намечаются две другие. Западная, проходящая близ окраины Буреинского срединного массива, связывается с линеamentом пересечения палеосейсмофокалью фазового раздела на глубине 500—550 км. Восточная, протягивающаяся вдоль прибрежной окраины Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, соответствует линеamentу пересечения палеосейсмофокалью границы Леммана. В западной проекции выделяется Верхнеурмийский рудный узел с интенсивным проявлением цвиттеров, несущих вольфрамит-касситеритовую штокверковую минерализацию [Семеняк, 1983]. Северное продолжение этой зоны уходит в Эзопский район, где также могут быть обнаружены перспективные месторождения олова, вольфрама, молибдена. Происхождение рудоносных цвиттеров и других масштабных месторождений кварцевожильно-грейзеновой формации Верхнеурмийско-Эзопской зоны, очевидно, аналогично происхождению месторождений Западно-Арминского района.

Подробная характеристика Чилийско-Боливийского звена Тихоокеанского пояса дается в работах Е. А. Радкевич [1977], М. И. Ицксона [1979] и других советских и иностранных авторов, поэтому мы опускаем описание металлогенических зон и ограничимся одним разрезом, представленным на рис. 1, Б. Разрез проходит от Чилийского глубоководного желоба перпендикулярно его оси в северо-восточном направлении к рудному району Оруро-Лялягуа. Стратиформные медные месторождения (юра) и золото-медные месторождения скарного и жильного типов (поздний мел) Прибрежного пояса Чили, по нашему мнению, имеют субкоровое происхождение. В то же время расположенные восточнее Главный пояс медно-порфировых месторождений (палеоген) и пояс Альтиплано с медными стратиформными и серебряно-медными телемагматическими (Коро-Коро) месторождениями (поздний мезозой — кайнозой) связаны, очевидно, как с эклогитовым диапиризмом (молибден, медь, серебро), так и с субдукцией океанской плиты (медь), которая подвергается дезинтеграции и частичному плавлению у границы Леммана и не может опуститься ниже гранатитового раздела.

Главный олово-серебряный пояс Центральной Боливии, включающий зоны сурьмяных и золоторудных месторождений, также связывается нами с процессами эклогитового диапиризма. В то же время окаймляющие его с запада и востока зоны развития собственно полиметаллических месторождений имеют, вероятно, субкоровое происхождение. Как и в профиле, проходящем через Сихотэ-Алинь, в Чилийско-Боливийском профиле обращает на себя внимание локализация наиболее крупных металлогенических поясов над участками пересечения мантийных разделов зоной Беньофа: медно-порфирового пояса над входом фокальной зоны в эклогитовый слой, олово-серебряного пояса над пересечением ею гранатитового раздела.

Таким образом, проекция на земную поверхность областей предполагаемого пересечения фациальных и фазовых границ и зон Беньофа могут иметь определенное значение для прогноза крупных месторождений. Однако локализация этих месторождений будет определяться не сквозными разломами какого-то особого типа, а конкретными, различными в разных районах геологическими структурами — концентрическими, купольными, очаговыми, особенно теми из них, которые характеризуются локализацией разновозрастных и разнотипных базальтоидных проявлений и связанных с ними контрастных и сложных магматических комплексов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. — 184 с.
- Гладков Н. Г., Гольдман Ю. В., Баирова Э. Д. и др. Изотопный состав стронция некоторых рудоносных магматических ассоциаций Приморья как показатель их генезиса // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 275, № 5. — С. 1164—1169.
- Говоров И. Н. Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского района Приморья // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 230, № 1. — С. 186—189.
- Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. — М.: Наука, 1977. — 251 с.
- Говоров И. Н., Благодарева Н. С., Кирихина Н. И. и др. Первичные минералы калия в глубинных эклогитах Якутии // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 276, № 5. — С. 1208—1212.
- Говоров И. Н., Голубева Э. Д., Стрижкова А. А., Стунжас А. А. Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана // Тихоокеанская геология. — 1984. — № 6. — С. 24—36.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. — М.: Мир, 1968. — С. 118—131.
- Добрецов Н. Л., Курода И. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления // Геология и геофизика. — 1969. — № 12. — С. 19—26.
- Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1983. — 300 с.
- Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. — М.: Наука, 1978. — 191 с.
- Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. — М.: Недра, 1979. — 232 с.
- Кадик А. А., Френкель М. Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. — М.: Наука, 1982. — 120 с.

- Лисицын А. Е., Малинко С. В. К проблеме источника рудного вещества при формировании эндогенных месторождений бора // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1982.— № 3.— С. 91—99.
- Малинко С. В., Лисицын А. Е., Сумин Л. В. Изотопный состав бора в природных баритах и боросиликатах как индикатор условий их образования // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 267, № 2.— С. 453—455.
- Мишкин М. А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— М.: Наука, 1981.— 195 с.
- Пономаренко А. П., Специус З. В. Коэзит из эклогитов трубки «Удачная», Якутия // XI съезд Международной минералогической ассоциации.— Новосибирск, 1978.— Т. II.— С. 21—22.
- Радкевич Е. А. Металлогенетические провинции Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1977.— 176 с.
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.— 584 с.
- Руб М. Г., Павлов В. А., Гоневчук Г. А., Гоневчук В. Г. Вулкано-плутонические ассоциации Комсомольского оловорудного района // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1978.— № 12.— С. 64—77.
- Семеняк Б. П. О «двигтерах» Верхнеурмийского рудного узла // Рудные месторождения Дальнего Востока.— Владивосток, 1983.— С. 20—25.
- Смирнов В. П. Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование // Геол. рудных месторожд.— 1974.— № 1.— С. 3—17.
- Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы.— М.: Наука, 1973.— 34 с.
- Соболев Н. В. Парагенезисы алмаза и проблема глубинного минералообразования // Зап. ВМО.— 1983.— Ч. 112, вып. 4.— С. 389—397.
- Тектоносфера Земли.— М.: Наука, 1978.— 531 с.
- Уткин В. П. Роль сдвиговых дислокаций в формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 268, № 4.— С. 951—955.
- Щеглов А. Д., Говоров П. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли.— М.: Наука, 1985.— 325 с.
- Anderson D. L. A global geochemical model for the evolution of the mantle // Evolution of the Earth. Geodynamics series.— Washington, 1981.— Vol. 5.— P. 6—18.
- Chappell B. W., White A. J. R. TWO contrasting granite types // Pacific Geology.— 1974.— N 8.— P. 173—174.
- Knab H. J. The distribution of trace elements in carbonaceous chondrites // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1981.— Vol. 45, N 9.— P. 1563—1572.
- Krähenbühl U., Morgan J. W., Ganapathy R., Anders E. Abundance of 17 trace elements in carbonaceous chondrites // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1973.— Vol. 37, N 5.— P. 1353—1370.
- Sillitoe R. Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1972.— N 83.— P. 813—818.
- Wolf R., Richter G. R., Woodrow A. B., Anders E. Chemical fractionations in meteorites — XI.C2 chondrites // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1980.— Vol. 44, N 5.— P. 711—717.
- Takahashi H., Janssens M. J., Morgan J. M., Anders E. Further studies of trace elements in C3 chondrites // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1978.— Vol. 42, N 1.— P. 97—106.

## МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ ВОКРУГ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЛЮМАЗИТОВЫХ ГРАНИТОВ

Геохимическое поле вокруг массивов редкометалльных плюмазитовых гранитов (РПГ) включает в себя все формы фиксации элементов, привнесенных в контактово-измененные породы, и состоит из околоинтрузивного геохимического ореола и рудной минерализации с окolorудными ореолами. При этом геохимическое поле характеризуется определенной зональностью и стадийностью образования, которая является интегральным результатом: 1) степени насыщения гранитного расплава летучими компонентами, 2) эволюции температурного поля вокруг гранитного массива, 3) последовательности отделения летучих и переносимых ими рудных компонентов из магматического очага, 4) формы переноса и последовательности отложения компонентов из флюида.

Степень насыщения гранитов летучими и характер экзоконтактовых изменений. О степени насыщения гранитных расплавов РПГ летучими можно судить, например, по содержанию F в слюдах из гранитов и по количеству F, привнесенного в ближайшую экзоконтактовую зону массива. По этим параметрам интрузии резко различаются. Из табл. 1 видно, что максимальные содержания фтора в биотитах из гранитов и фтора в роговиках характерны для Этыкинского массива, минимальные — для Адун-Челонского. В качестве примера передкометалльного гранитоидного массива приводятся данные по Солгонскому батолиту (Кузнецкий Алатау). В рассмотренном ряду массивов уменьшается редкометалльная продуктивность геохимического поля в расчете на единицу массы интрузива.

Таблица 1

Характеристика гранитных интрузий с различным уровнем содержания летучих

Массив, район	Площадь выхода, км <sup>2</sup>	Ширина контактового ореола, км	Среднее содержание F в слюдах, %	Кол-во F в экзоконтактовой зоне, кг/м <sup>3</sup>	Уровень насыщенности расплава летучими
Этыкинский, Вост. Забайкалье	1,5	0,5	8,23	100	Очень высокий
Шерловогорский, Вост. Забайкалье	2,0	2—3	3,26	25	Высокий
Хапчерангинский, Центр. Забайкалье	2,0	1,5—2,0	2,5	13	Средний
Адун-Челонский, Вост. Забайкалье	70,0	1,5	2,05	3	Умеренный
Солгонский, Кузнецкий Алатау	1000	1,0—1,5	0,7	1	Низкий

Экзоконтактовые породы перечисленных массивов имеют качественно близкий состав, но по количеству отдельных минералов, образование которых в роговиках связано со степенью насыщения гранитов летучими, они существенно отличаются.

Для ближайшей экзоконтактовой зоны Этыкинской интрузии, согласно О. Д. Левицкому [1964], характерны топазовые и топаз-слюдяные роговики, состоящие в основном из кварца, топаза и циннвальдита. Эта 2—3-метровая зона сменяется при удалении от контакта зоной топаз-полевошпатовых роговиков (мощность 4 м) и еще далее зоной кварцево-слюдистых сланцев с небольшим количеством топаза, флюорита и турмалина.

Экзоконтактовый ореол детально изученного нами Шерловогорского массива имеет надинтрузивный характер. Мощности его достигает, по данным бурения, 700 м [Духовский и др., 1981]. Во внутренней зоне ореола, мощностью до 15 м, на прогрессивном этапе контактового метаморфизма образовались минеральные ассоциации, соответствующие фации роговообманковых роговиков [по Х. Вильямсу и др., 1985]: кварц-олигоклаз-биотитовые роговики с андалузитом и топазом и амфибол-плаггиоклаз-биотитовые роговики с флюоритом. Характерно интенсивное проявление процессов перекристаллизации новообразованных минералов и метаморфической дифференциации. В результате этого происходило перераспределение вещества с образованием существенно меланократовых и лейкократовых полос и шпировидных обособлений.

Регрессивный (пневмолито-гидротермальный) этап метаморфизма возле Шерловогорского массива проявлен весьма интенсивно. Сформировалась грейзеновая ассоциация минералов: кварц, мусковит, сидерофиллит, сидерит, турмалин, флюорит, пирит, арсенопирит, касситерит, вольфрамит. Минерализация регрессивного этапа имеет площадное развитие, прожилково-вкрапленный характер, обычно накладывается на более ранние минеральные ассоциации и в ряде случаев образует небольшие рудопроявления.

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород возле Хапчерангинского массива описаны в работе Г. М. Гундобина [1980]. Следует отметить, что характер экзоконтактовых преобразований для Хапчерангинского массива близок к Шерловогорскому.

Ширина околоинтрузивного экзоконтактового ореола Адун-Челонского массива составляет, по данным И. Н. Маликовой и др. [1976], от 700 м до 2 км. Существенные преобразования пород фиксируются лишь во внутренней узкой зоне ореола шириной в первые десятки метров. Эта зона представлена массивными роговиками с характерной для пироксен-роговиковой фации ассоциацией кварца, биотита, анортоклаза с кордиеритом, андалузитом, гранатом. Во внешних зонах ореола развиты слабо ороговокованные породы низкотемпературной мусковит-роговиковой фации. На регрессивном этапе контактового метаморфизма, наложенном на ассоциации прогрессивного этапа, формировались кварц, серицит, гидробиотит, мусковит, цоизит, пирит, арсенопирит, вольфрамит. Эта минерализация проявлена относительно слабо.

Образование в экзоконтактовых ореолах минералов летучих элементов находится в прямой зависимости от степени насыщения этими элементами магматического расплава. Возле Этыкинского массива топаз, флюорит и турмалин являются, как уже отмечалось, обычными минералами роговиков. В шерловгорских контактово-обменных породах эти минералы также имеют довольно широкое распространение. Топаз наблюдается в пелитовых роговиках и относится к минеральному парагенезису прогрессивного этапа. Кристаллизация флюорита происходила в широком диапазоне в составе как ранних, так и более поздних минеральных ассоциаций во всех типах пород. Образование турмалина связано, скорее всего, с регрессивным этапом контактового метаморфизма. Для биотит-роговообманковых роговиков характерен апатит, хотя содержание его невелико.

В экзоконтакте Адун-Челонского массива минералы летучих элементов не получили большого развития. Здесь лишь в единичных случаях фиксируются флюорит и турмалин, размеры выделений которых чрезвычайно малы.

Контактовые породы возле нередкометалльных интрузий практически не содержат минералов летучих компонентов. Так, в экзоконтактовом ореоле Солгонского батолита, представленном образованиями пироксен- и амфибол-роговиковой фаций, отмечается лишь в небольшом количестве апатит.

**Эволюция температурного поля.** Рассмотрим эволюцию температурного поля вокруг штока РПГ, обогащенного летучими и редкими элементами в типичной ситуации (рис. 1). Магматические расплавы внедрялись слабо перегретыми. Их внедрение сопровождалось разогревом вмещающих пород. По мере остывания интрузии начинали охлаждаться и вмещающие породы. Причем все физико-химические расчеты [Смит, 1968; Дубов, 1970; Дударев и др., 1972] показывают, что остывание пород также начиналось от контакта, хотя в это же время на удалении от интрузии породы продолжали еще разогреваться. Медленное продвижение тепла связано с низкой теплопроводностью пород. Постепенно остывание распространялось вдаль от интрузии. При этом температура вблизи интрузии в любой момент была всегда выше, чем на удалении от нее. Итак, точка инверсии температурного поля во вмещающих породах (смена разогрева на остывание) достигалась прежде всего у линии контакта с интрузией и затем постепенно перемещалась вдаль от нее. При этом температура точки инверсии, естественно, падала. Момент инверсии в любой точке знаменовал собой смену прогрессивного этапа контактового метаморфизма на регрессивный, т. е. означал прекращение разрастания зон контактового метаморфизма, прекращение перекристаллизации пород с образованием биотита, калишпата и т. д. и изоморфного захвата этими минералами привносимых элементов, и начало отложения этих элементов в виде рудной минерализации в жилах выполнения и сопровождающих их околосильных метасоматитах. Параллельно со смещением точки инверсии изотерм от интрузии сами изотермы после прохождения через точку инверсии смещались к интрузии (остывание). Поэтому на регрессивном этапе место начала

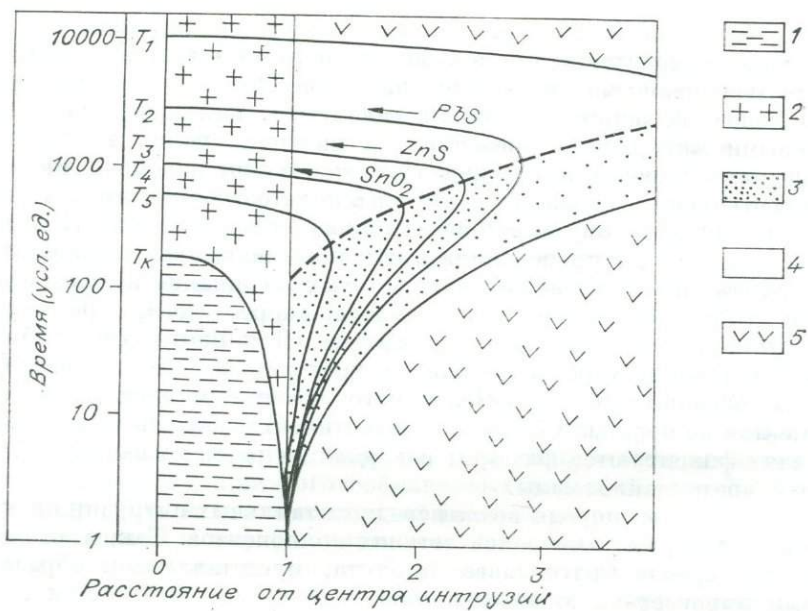


Рис. 1. Изменение температурного поля возле дайкообразной интрузии во времени и пространстве [по Смитцу, 1968].

1 — расплав; 2 — гранит; 3 — прогрессивная стадия контактового метаморфизма, сопровождаемая ореолообразованием; 4 — регрессивная стадия, сопровождаемая рудоотложением; 5 — вмещающие породы.  $T_K$  — температура кристаллизации.  $T_K > T_5 > T_4 > T_3, \dots$

отложения каждого минерала вслед за изотермой кристаллизации перемещалось в сторону интрузии, и низкотемпературные рудные минералы накладывались на более высокотемпературные. При этом растворы всегда текли от интрузии, менялось только место отложения вещества из раствора вслед за эволюцией температурного поля. Строго говоря, источники и направление движения растворов могли быть любыми. Главным регулирующим фактором отложения вещества были температурное поле и связанные с ним другие физико-химические параметры.

**Последовательность привноса компонентов из магматического расплава.** Зональность эманационных ореолов вокруг РПГ характеризуется концентрированием летучих, редких и рудных элементов (иногда также петрогенных) во внутренних зонах контактовых ореолов и убывью их содержания при удалении от интрузии. Это F, Cl, Rb, Cs, Sn, W, Zn, Pb, а также K, Fe, Mg и другие элементы (рис. 2). По-другому ведет себя прочно связанная в породах вода. Вблизи контакта ее содержания малы (зона просушки), на удалении от интрузии она образует зону обогащения, при дальнейшем удалении ее содержание падает до фонового. Концентрирование воды связано с образованием в породах гидробиотита, серицита, стильпно-мелана, хлорита. Смешанным распределением характеризуются ино-

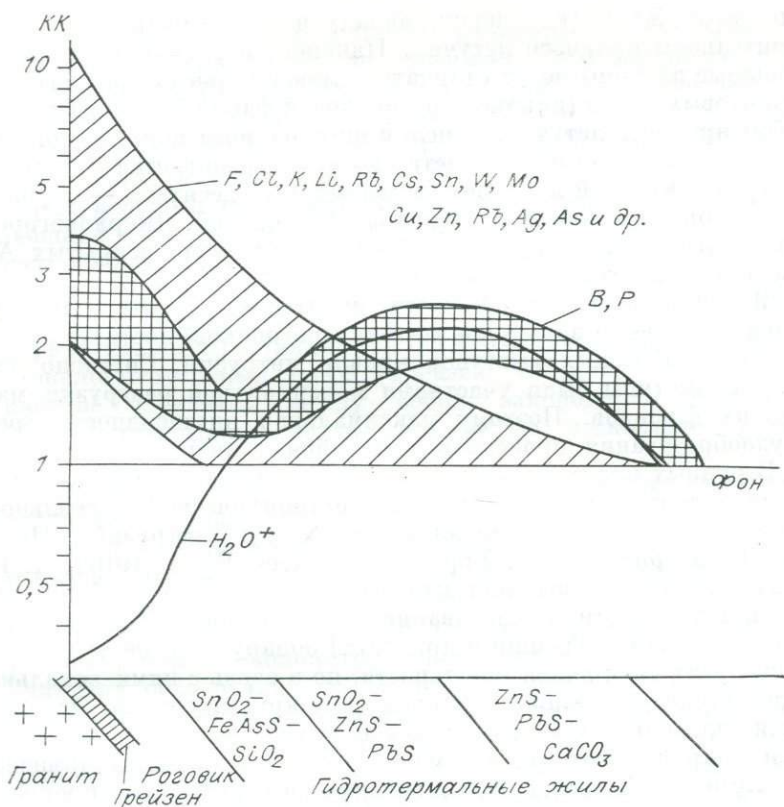


Рис. 2. Схема ореольно-геохимической зональности вокруг редкометалльных гранитных массивов (KK — коэффициент концентрирования).

да В, Р и реже другие элементы (см. рис. 2). В геохимическом ореоле микроэлементы входят в новообразованные контактово-метаморфические минералы изоморфно или образуют собственные минералы.

Геохимическое поле вокруг РПГ в месте его зарождения не было продуктом дегазации РПГ, а, наоборот, было источником элементов для него [Трошин, 1984]. При незначительном перемещении расплава РПГ вокруг него могли возникнуть лишь слабые положительные ореолы сначала воды и хлора, затем и других элементов. И только значительное перемещение интрузий в верхние горизонты привело к интенсивной дегазации с образованием мощных ореолов (Шерловогорский и Адун-Челонский массивы [Трошин и др., 1983]).

Температура насыщенных летучими магм была ниже температуры сухих магм. Для пересыщенного летучими Этыкинского массива был характерен весьма слабый прогрев вмещающих пород при максимальном привносе летучих. Возле Шерловогорского купола породы нагревались сильнее (биотитизация) при значительном привносе летучих. Вокруг Адун-Челонской интрузии прогрев был еще больше

и достигал 500°C (кордиерит, андалузит в роговиках) при менее значительном привносе летучих. Наконец, нередкометалльные гранитоидные плутоны могут отличаться максимальным прогревом экзоконтактовых пород (пироксен-роговиковая фация метаморфизма) при слабом привносе летучих. В целом ширина зоны контактового метаморфизма (за вычетом той части, которая развивается над скрытой на глубине кровлей интрузии) изменяется от десятков — первых сотен метров у небольших куполов Этыкинской, Шерловогорской, Хапчерангинской интрузий до 1—2 км у хорошо вскрытых Адун-Челонской, Солгонской интрузий.

Максимальной интенсивности эндогенные ореолы большинства элементов (именно в зоне контактовых роговиков) достигают в районах куполообразных выступов кровли интрузий. Согласно расчетам, эти выступы были участками максимальной разгрузки магматических флюидов. Поэтому максимальная интенсивность ореолов рудообразования происходила в районах интрузивных куполов.

В рудных полях наблюдается корреляция, и в том числе температурное соответствие, контактово-метаморфической, ореольно-геохимической и рудной зональности вокруг интрузий. Поэтому В. Г. Туэлвтрис и Л. К. Уорд [Twelvetrees, Ward, 1910], Ч. Парк [1959] включали зоны контактового метаморфизма в общую схему рудной зональности. Исследования на Хапчеранге [Гундобин, 1980] и Шерловой Горе [Трошин и др., 1978] обнаружили не только взаимосвязь этих двух видов зональности, но и связь с ними зональности геохимических эманационных ореолов вокруг интрузий. Это объясняется длительностью существования устойчивых температурных полей вокруг интрузий. Кроме того, контактово-метаморфический и геохимический ореолы формировались в основном на прогрессивном этапе, а рудоотложение шло на регрессивном этапе контактового метаморфизма. Если перекристаллизация пород и изоморфный захват привносимых элементов происходили при нагреве пород, например, от 350 до 400°C, то отложение руды в том же месте шло при остывании пород от 400 до 350°C.

Последовательность отделения летучих от магматического расплава обратна их растворимости в нем и выражается рядом  $\text{CO}_2$ — $\text{H}_2\text{S}$ — $\text{HCl}$ — $\text{SO}_3$ — $(\text{H}_2\text{O})$ — $\text{B}_2\text{O}_3$ — $\text{HF}$ . Учитывая формы переноса, этому ряду должна соответствовать своя очередность привноса металлов:  $(\text{Mo}, \text{Au}, \text{Zn}, \text{Pb})$ — $(\text{W}, \text{Mo})$ — $(\text{W}, \text{Sn})$ — $(\text{Sn}, \text{Li}, \text{Nb}, \text{Be})$ , т. е. обратная той, которая как будто бы наблюдается на месторождениях. Геохимические данные вносят важные уточнения. В магматическом флюиде, судя по составу газово-жидких включений в минералах, практически всегда присутствуют ионы  $\text{Cl}^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$  ( $\text{HCO}_3^-$ ). Присутствие фтора характерно в основном только для месторождений редких металлов, Sn, W [Барсуков, Сущеская, 1973]. Отсюда следует, что хлорофильные элементы могли постоянно присутствовать в магматическом флюиде, а фторофильные обогащали флюид лишь на заключительном этапе дегазации расплава.

Если при образовании многофазных интрузий каждая фракция летучих уходила из очага только вместе с порцией гранитного рас-

плава, то обратная последовательность рудообразования могла быть выражена очень четко. Возможно, это имеет место, например, в Кольванском массиве (Алтай), где состав главных компонентов руд и минерализаторов, по В. В. Потапьеву [1965], от фазы к фазе изменяется так: I — Cu, Pb, Zn, Cl, S, (B); II — W, Mo, B, S, (F); III — редкие металлы, F, (B); IV — Nb, Li, Ta, F.

**Форма переноса и последовательности отложения компонентов из флюида.** Расчеты на примере Шерловогорской интрузии с учетом ее массы показали, что количество летучих, редких и рудных элементов, привнесенных в ореол, в 10—100 раз больше, чем сосредоточено в рудных телах [Трошин и др., 1974].

В ряду главных составных частей геохимического поля вокруг РПГ (околоинтрузивный ореол, грейзен, гидротермальные руды) соотношение элементов между собой закономерно изменяется (в табл. 2 приведены средние данные по нескольким рудным узлам).

В грейзенах и гидротермалитах содержание оценивалось с учетом концентрации в околорудных ореолах. Концентрация Sn приравнивалась к 1. В табл. 2 отчетливо наблюдается смена хлорофильных и халькофильных элементов сравнительным преобладанием фторофильных (Li, Sn) и затем вновь возрастанием роли хлорохалькофилов. Роль Mo по сравнению с Zn и Pb в гидротермалитах значительно ниже, чем в околоинтрузивном ореоле.

Учитывая образование контактово-метаморфической минерализации на самом раннем и самом высокотемпературном этапе, преобладание хлорофильных элементов в эманационном ореоле вокруг интрузии согласуется с относительным обогащением раннего магматического дистиллята CO<sub>2</sub> и Cl (и транспортируемыми ими металлами). В это время в ореоле была рассеяна подавляющая масса металлов: 90% от их общей массы в околоинтрузивном геохимическом поле. В это время могла быть отложена наиболее ранняя и высокотемпературная рудная минерализация — молибденитовая. Обогащение грейзенов фторофильными металлами (Sn, W) однозначно определяет их более позднее образование во время максимального усиления фторной дистилляции. Источником всех этих компонентов были интрузивные купола.

Совпадение последовательности отложения в рудах с последовательностью привноса наблюдается до Mo по отношению к Sn, W, но нетипично для Zn, Pb по отношению к следующим членам ряда. С точки зрения фракционной дегазации магмы обратная зональность

Т а б л и ц а 2

Соотношение элементов вокруг РПГ

Часть геохимического поля	Li	Sn	Mo	Zn	Pb	Доля общей массы, %
Ореол околоинтрузивный	2,5	1	0,15	2,5	2,5	}10
Грейзен	5,0	1	0,10	1,5	0,5	
Гидротермальная руда	2,0	1	0,05	15,0	6,0	

должна быть широко распространена. Однако тот факт, что металлы, переносимые с ранними флюидами ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{Cl}$ ), дают в основном низкотемпературную минерализацию (карбонаты, сульфиды  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ , но исключая  $\text{Mo}$ ), а с поздними ( $\text{F}$ ) — более высокотемпературную ( $\text{Sn}$ ,  $\text{W}$ ,  $\text{Be}$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ ), меняет дело. Сравнительная редкость и нетипичность обратной зональности объясняются, во-первых, невозможностью отложения без последующего растворения и переотложения низкотемпературных гидротермальных минералов (сульфидов, карбонатов) вблизи интрузии при разогреве вмещающих пород на этапе прогрессивного развития процесса и, во-вторых, тем, что основная масса металлов в это время поглощается экзоконтактной зоной с формированием околоинтрузивного ореола.

После окончания кристаллизации гранитов состав охлаждавшихся поровых растворов эволюционировал со временем в направлении, противоположном магматической эволюции состава флюидов. Первым из межзерновых растворов, взаимодействуя с породами, уходил  $\text{F}$ , затем  $\text{V}$ ,  $\text{Cl}$  и дольше всего сохранялись  $\text{CO}_2$  в виде гидрокарбонатных комплексов и  $\text{H}_2\text{O}$  [Рябчиков, 1975; Трошин, 1978]. Соответственно этому со временем менялась металлоносность этих растворов в эммонсовой последовательности. Причина магматической и постмагматической эволюции летучих во флюидах едина и заключается в более прочной химической связи  $\text{F}$  с силикатами (жидкими и твердыми), чем  $\text{Cl}$  и  $\text{CO}_2$ . Этот этап эволюции флюидов мог продолжаться миллионы лет.

В целом резкое концентрирование металлов в околоинтрузивном геохимическом ореоле лучше согласуется с гипотезой магматического источника металлов при рудообразовании вокруг РПГ, чем иного. Однако низкотемпературная сульфидно-карбонатная минерализация могла отлагаться также и за счет постмагматических поровых растворов, метеорных вод и иных углекислородных источников. Сложность оценки источника и времени образования сульфидно-карбонатных жил связана, во-первых, с тем, что независимо от источника и времени привноса элементов место отложения этой минерализации контролировалось низкотемпературной зоной теплового поля, и, во-вторых, с тем, что при остывании вмещающих пород рудоотложение смещалось к интрузии с наложением низкотемпературной минерализации на более высокотемпературную, создавая впечатление более позднего привноса главной массы элементов низкотемпературных руд.

Таким образом, наблюдаемые вокруг интрузий РПГ форма, зональность и последовательность отложения рудных и других компонентов в геохимическом поле представляют собой интегральный результат сочетания: 1) последовательности отделения летучих и переносимых ими рудных компонентов из магматического очага; 2) эволюции температурного поля, контролировавшего фиксацию 90% массы привносимых компонентов на прогрессивном этапе в околоинтрузивном ореоле и отложение остальных 10% компонентов в руде на регрессивном этапе; 3) последовательности и формы отложения рудной минерализации из флюидов разного происхождения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Суцневская Т. М. Об эволюции состава гидротермальных растворов в процессе образования оловорудных месторождений // *Геохимия*.— 1973.— № 4.— С. 491—503.
- Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография.— М.: Мир, 1985.— Т. 2.— 320 с.
- Гундобин Г. М. Первичные ореолы рудных районов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 123 с.
- Дубов Р. И. К теории температурных полей локальных источников тепла в земной коре // *Ежегодник-1969 СибГЕОХИ*.— Иркутск, 1970.— С. 278—282.
- Дударев А. М., Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Теплообмен в магматогенных процессах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.— 124 с.
- Духовский А. А., Артамонова Н. А., Золотов С. Ю. и др. Шерловогорский рудный район // *Объемное геологическое картирование редкометалльных рудных районов*.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1981.— С. 225—230.
- Левицкий О. Д. Геология рудных месторождений Забайкалья.— М.: Наука, 1964.— 336 с.
- Маликова И. Н., Маликов Ю. П., Зеркалова М. Т., Сухаренко А. В. Редкие элементы в породах контактового ореола Адуи-Челонского гранитного массива // *Золото и редкие элементы в геохимических процессах*.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 234—243.
- Парк Ч. Теория зональности рудных месторождений // *Проблемы рудных месторождений*.— М.: Иностран. лит., 1959.— С. 214—234.
- Потанев В. В. Граниты Кольванского массива и связанное с ними оруденение // *Геология и геохимия рудных месторождений Сибири*.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1965.— С. 39—115.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм.— М.: Наука, 1975.— 323 с.
- Смит Ф. Г. Физическая геохимия.— М.: Недра, 1968.— 475 с.
- Трошин Ю. П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 173 с.
- Трошин Ю. П. Геохимические связи плюмазитовых редкометалльных гранитов с монзонитоидами Восточного Забайкалья // *Докл. АН СССР*.— 1984.— Т. 276, № 2.— С. 476—479.
- Трошин Ю. П., Бойко С. М., Гребенщикова В. И. и др. Расчет количества летучих, рудных и редких элементов, вынесенных во вмещающие породы при формировании Хапчерангинской и Шерловогорской оловоносных интрузий // *Ежегодник-1973 СибГЕОХИ*.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— С. 71—74.
- Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Бойко С. М. Эндогенные геохимические аномалии Шерловогорского и Соктуйского оловянно-вольфрамовых рудных узлов Восточного Забайкалья // *Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке*.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 55—63.
- Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Бойко С. М. Геохимия и петрология редкометалльных плюмазитовых гранитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 182 с.
- Twelvetrees W. H., Ward L. K. The ore-bodies of the Zeehan Field // *Tasmania Geol. Surv. Bull.*— 1910.— Vol. 8.— P. 63—74.

## ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Генезис хромитовых месторождений дунит-перидотитовой формации остается наиболее важным и дискуссионным вопросом в проблеме офиолитов. Прежде всего, он касается происхождения крупных залежей сплошных хромитовых руд (или подиформных хромитов), являющихся главным источником хрома.

Обзор многочисленных гипотез происхождения этих руд изложен в работах А. Г. Бетехтина, Г. А. Соколова, Т. Р. Thayer, а также С. В. Москалевой [1974], Т. А. Смирновой [1977], Р. Г. Колмана [1979] и др. Однако большинство выдвинутых концепций не объясняет удовлетворительно все наблюдаемые факты, но и не отвергнуто полностью дальнейшими исследованиями. Вопросам происхождения промышленных концентраций вкрапленных хромитовых руд до сих пор уделяется недостаточно внимания.

Металлогенетический анализ Уральской хромитоносной провинции СССР, выполненный на основе построения специализированных карт по региону и отдельным массивам с выделением формационных типов месторождений хрома и сопоставления их размещения с особенностями глубинного строения, позволил установить тесную взаимосвязь хромитового оруденения со строением и эволюцией земной коры Урала. В итоге были сформулированы формационный и корово-структурный критерии, применение которых позволило впервые выделить на Урале хромитоносные зоны, районы и отдельные площади (массивы или их части), потенциально перспективные на различные типы оруденения [Луцкина, 1983; Берлянд, Луцкина, 1985]. Полученная информация дает основание предложить модель формирования месторождений хрома различной промышленной значимости.

Для прогнозирования все многообразие месторождений хрома в породах дунит-перидотитовой формации было сведено к четырем формационным типам, которые четко различаются между собой составом руды, условиями залегания и масштабами оруденения [Луцкина, 1983]. Этим типам даны названия по наиболее известным месторождениям Урала. Два из них, кемпирсайский и верблюжьегорский, ассоциируются с первичными (мантийными) субформациями — дунит-гарцбургитовой и собственно гарцбургитовой. Необходимость выделения рудоносных субформаций диктуется прогнозными целями, так как хромитовое оруденение в породах дунит-перидотитовой формации приурочено только к дунитам и вне их пределов не образует промышленных концентраций. Подробные сведения о составе и строении рудоносных пород и оруденения вынесены в таблицу. Здесь же подчеркнем главное. На современном эрозионном срезе эти субформации совмещены только в одном самом мощном гиперба-

## Краткая характеристика формационных типов хромитовых месторождений дунит-перидотитовой формации

Признак		Формационный тип месторождений				
		кемпирсайский	верблюжьегорский	ключевской	курмановский	
Характеристика руд	Текстура	Резко преобладает сплошная и густо-вкрапленная		Вкрапленная, существенно преобладает редко- и убоговкрапленная		
	Структура	Наиболее распространена средне-крупно-зернистая аллотриоморфно-зернистая		Наиболее развита мелкозернистая, гипидноморфно-зернистая		
	Минеральный состав	Хромшпинелид	Высокохромистый	Средне-низкохромистый, высокоглиноземистый	Высокохромистый	
		Оливин (Fa, мол.%)	3—3,5	4,5—7,5	Магнезиально-железистый, часто с повышенным содержанием Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Высокомагнезиальный с низким содержанием Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Морфология	Морфология	Линзовидные тела резко преобладают	Жилообразные, реже линзы, гнезда	Полосовидные, редко более сложные	Полосовидные и более сложной формы в зависимости от сочетания разрывных нарушений	
	Максимальные параметры, м	Длина — 1500, мощность — 230, ширина — 1200	Длина — 245, мощность — 16, ширина — 10	Длина — 350, мощность — 20, ширина — 50		
Характеристика рудосодержащих дунитов	Минеральный состав	Оливин (Fa, мол.%)	6—9	8—11	12—14	5—7
		Хромшпинелид	Весьма близок рудообразующему хромшпинелиду, он несколько более железистый и менее магнезиальный		Отличается от рудообразующего несколько пониженным содержанием Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> и отчасти MgO и заметно повышенным количеством FeO	
Локализация оруденения в разрезе массива		В нижней части	В верхней части	Тяготеют к зоне контакта с габброидами	Тяготеют к секущим нарушениям	

зитовом теле — Кемпирсайском массиве, причем содержащая крупные обособления дунитов дунит-гарцбургитовая субформация слагает нижние части его разреза, уходящие на большую глубину. Оруденение представлено преимущественно густокрапленными и сплошными рудами. Месторождения кемпирсайского типа достигают крупных и уникальных размеров и содержат все главные запасы высокохромистых металлургических руд нашей страны. Месторождения верблюжьегогорского типа развиты в верхней части названного массива и в многочисленных других телах гипербазитов. Эти месторождения характеризуются малыми запасами высокоглиноземистых средне- и низкохромистых руд, пригодных для производства огнеупоров. В настоящее время они не разрабатываются.

Такая четкая зависимость состава от «стратиграфического» положения в массиве (высокохромистые руды встречаются в нижних частях, а высокоглиноземистые — в верхних) отмечается многими исследователями. Однако причины подобного распределения не ясны. Вместе с тем «...кажется маловероятным, чтобы состав массивного хромита мог изменяться в результате реакций в твердом состоянии, поскольку никакие признаки таких реакций не обнаружено ни в природных рудах, ни при экспериментах» [Колман, 1979, с. 43]. Представляется, что эта постоянно повторяющаяся особенность, подобно составу самих гипербазитов, определена формированием хромитов на глубоких уровнях мантии.

Морфология тел сплошных хромитовых руд очень изменчива. Тем не менее существенно преобладает жило- и линзообразная, известны и четко обособленные слои. Первые и последние нередко смяты в складки, а линзовидные, как показала С. В. Москалева [1974], являются следствием будинажа рудной массы. По данным Тайера [Thayer, 1969], часто отмечается гравитационная сортировка, типичная для стратиформных руд. Кроме того, первичные текстуры хромитовых руд обнаруживают явные признаки выделения из магматического расплава в качестве кумулатов, в то время как оливин несет признаки перекристаллизации. Все это позволяет предполагать, что хромиты формировались на ранних стадиях становления гипербазитов в процессе магматической сегрегации на глубоких уровнях в мантии. Однако более поздние глубинные деформации гипербазитов, а также большие различия в механических свойствах хромитов и вмещающих пород, вероятно, привели к нарушению их первичных соотношений: нередко хромитовые залежи и сохранившиеся первичные текстуры руд оказываются ориентированными под углом к структуре перидотитов [Thayer, 1969; Москалева, 1974; Смирнова, 1977].

Породы дунит-гарцбургитовой субформации, как отмечалось, слагают юго-восточную часть Кемпирсайского массива. По комплексу геолого-геофизических данных предполагается значительное развитие названной ассоциации пород и на глубине: в южной погруженной части Кемпирсайского массива, в Даульском массиве, почти полностью перекрытом чехлом мезо-кайнозойских отложений, и в глубинных горизонтах северной оконечности Войкарского массива

(район горы Пай-Ер). Перечисленные массивы — самые крупные гипербазитовые тела Урала (900—2000 км<sup>2</sup>). Они входят в состав Кемпирсайского гипербазитового пояса, который расположен в зоне Главного глубинного шва [Берлянд, Луцкина, 1985]. Главный глубинный шов (ГГШ) выделен по геофизическим данным: сейсмическим материалам и интенсивной региональной гравитационной ступени — и представляет собой мощную зону нарушений, захватывающую «базальтовый» слой и распространяющуюся глубоко в мантию. Эту зону характеризуют: резкое погружение поверхности Мохорoviчича и более глубоких слоев верхней мантии; существенное разуплотнение вещества верхней мантии; появление мощной переходной зоны между корой и верхней мантией; подъем поверхности и резкое увеличение мощности «базальтового» слоя. Таким образом, в зоне ГГШ резко, скачком, происходит полная перестройка земной коры и верхней мантии, распространяющаяся в глубь мантии, очевидно, не на одну сотню километров. Кемпирсайский, Даульский и Войкарский массивы представляют собой автохтонные пластины, восточные части которых, сложенные породами дунит-гарцбургитовой субформации, уходят на большую глубину. Западные утоненные крылья этих массивов, представленные породами различных субформаций, надвинуты на миогеосинклинальные отложения. Однако четкая приуроченность массивов к зоне ГГШ свидетельствует о том, что перемещения были относительно небольшими и гипербазиты не удалены из зоны формирования — Тагило-Магнитогорского палеорифта — и не «оторваны» от меланократового фундамента эвгеосинклинали, с которым они соединяются на глубине. Проявление этих гигантских пластин только на Полярном Урале и в Мугуджарах может быть объяснено тем, что здесь обнажены наиболее глубокие срезы коры, вплоть до «базальтового» слоя, при этом развитие земной коры этих районов остановилось на позднеокеанической — раннеостроводужной стадиях, поэтому гипербазиты и не претерпели существенной тектонической переработки. Наконец, древние жесткие глыбы в теле фундамента Восточно-Европейской платформы и внутри палеорифта («микроконтиненты») служили своеобразными тисками, благодаря которым на поверхность были выжаты наиболее глубинные образования верхней мантии.

Кемпирсайский тип хромитовых месторождений характеризуется максимальной концентрацией оруденения. В СССР все разведанные запасы этого типа сосредоточены в пределах одноименного рудного узла.

Суть выявленных особенностей формирования Кемпирсайского массива и его грандиозного по масштабам оруденения сводится к следующему:

- сравнительно широкое развитие пород дунит-гарцбургитовой рудоносной субформации;
- значительное распространение этих пород на глубину (свыше 10 км без учета эрозионного среза порядка 3 км);
- положение в структуре земной коры (ненарушенное автохтонное залегание, обусловившее сохранение его глубоких горизонтов);

— особенность эволюции земной коры (размещение на участке палеорифта, отмершего на самых ранних стадиях эвгеосинклинали).

Два последних фактора являются главными: именно они изначально определяют наличие и сохранение дунит-гарцбургитовой субформации и ее мощного первичного оруденения.

Это заключение подтверждается и рядом своеобразных черт Южно-Кемпирсайского рудного узла, отмеченных местными геологами [Новое в методике..., 1974]. Несмотря на размещение разведанных месторождений на различных глубинах от поверхности (от 0 до 2000 м), масштабы их оруденения в целом с глубиной не уменьшаются, а остаются относительно постоянными. Основные запасы на каждом месторождении сосредоточены в двух-трех из десяти-пятнадцати рудных тел. Большинство рудных тел, как правило, самых крупных, залегает на глубине.

Породы гарцбургитовой субформации слагают небольшие по площади тела (до первых сотен квадратных километров) и входят в состав Устейско-Кацбахского пояса и его аллохтонного фрагмента — южной ветви Алапаевско-Татищевского пояса. Массивы располагаются в зоне Восточного глубинного шва, который выделен по сейсмическим материалам и региональной гравитационной ступени. Восточный глубинный шов представляет собой мощную зону нарушений, уходящую глубоко в мантию. Он, так же как и Главный глубинный шов, является зоной глубинной перестройки вещества коры и верхней мантии. Однако в отличие от зоны ГГШ, в которой происходит резкое скачкообразное изменение структуры коры, Восточный глубинный шов представляет собой достаточно широкую зону постепенного изменения характера глубинного строения. Судя по сейсмическим материалам и данным В. М. Нечухина и др. [1979], массивы зоны мощностью не более 1—1,5 км имеют форму выклинивающихся пластов или клинообразных тел и могут рассматриваться как серпентинитовые протрузии, возникшие в результате более поздних движений по крупным надвигам и разломам. Формационные различия между массивами рассматриваемого и Кемпирсайского поясов, по-видимому, могут быть объяснены различиями в глубинном строении и различной ролью в истории развития региона Главного и Восточного глубинных швов.

Кроме того, породы гарцбургитовой субформации слагают в пределах зоны ГГШ либо утоненные западные крылья крупных массивов, либо самостоятельные массивы, имеющие небольшую мощность и пластино- или чашеобразную форму. Эти массивы (Хабарнинский, Рай-Из, Сьум-Кеу) представляют собой аллохтонные пластины, которые в процессе шарьирования были полностью оторваны от своих «корней» [Перфильев, Руженцев, 1973].

Верблюжьегорский тип отличает максимальная экстенсивность оруденения: огромное количество проявлений высокоглиноземистых среднехромистых руд распространено в пределах гипербазитовых массивов нашей страны, только на Урале их насчитывается свыше 500, при этом лишь два из них соответствуют малым месторождениям (Верблюжьегорское и Алапаевское) и уверенно прогнозируются так-

же два, вероятно среднего масштаба, в северо-западной части Кемпирсайского массива (Батамшинское и Бурановское месторождения). Отмеченная особенность этого формационного типа вполне согласуется с характером проявления рудоносной субформации обычно в виде небольших маломощных массивов с малыми размерами рудных тел.

Два других формационных типа связаны с вторичными (коровыми) субформациями гипербазитов в массивах дунит-перидотитовой формации; ключевской — на контакте с интрузиями габбро в связи с клинопироксенит-верлит-дунитовой субформацией, курмановский — в связи с субформацией дунит-оливинизированных гарцбургитов вдоль зон разломов, секущих исходные гипербазиты. Однотипность состава первичных и вторичных пород (дуниты и гарцбургиты) в дунит-перидотитовой формации отмечали многие исследователи во многих районах нашей страны и мира, и объясняется это тем, что первый этап изменений гипербазитов всегда представлен серпентинизацией, а вторичное минералообразование по сути своей является процессом дегидратации серпентина с тем или иным привнесом и выносом вещества. Этим объясняются ограниченное количество и определенный набор новообразованных минералов (оливины и пироксены). Особенности химизма вторичных минералов обуславливаются факторами дегидратации, а состав вторичных дунитов и гарцбургитов зависит от конкретных геологических условий.

Руды месторождений, связанные с вторичными породами, — вкрапленные с резким преобладанием редко- и убоговкрапленных разновидностей.

Сведения об особенностях состава, строения и размещения рудоносных пород и вкрапленного оруденения изложены в таблице. Дополнительно отметим следующее. Дуниты, возникшие на контакте с габбро и несущие оруденение ключевского типа, более железисты и содержат характерные «габбровые» элементы: кальций, алюминий, натрий, титан, фосфор. Дуниты, содержащие руды курмановского типа, характеризуются высокой магнезиальностью и в составе их в качестве примесей постоянно обнаруживаются калий, натрий, молибден, олово, отчетливо уменьшается содержание никеля, чаще отмечается цинк и в большем количестве бор. Все это подтверждает образование субформации вторичных дунитов — оливинизированных гарцбургитов под воздействием гранитных интрузий [Велинский, Банников, 1981].

Наиболее широко породы вторичных субформаций и их оруденение распространены в пределах южной половины Северного и всего Среднего Урала, в так называемой Поперечной зоне [Берлянд, Луцкина, 1985], ограниченной трансрегиональными широтными глубинными разломами. Эта зона включает Тагильский пояс, в состав которого входят Восточно-Тагильский, Верхне-Нейвинский, Гологорский, Уфалейский и другие массивы, и северные ветви Устейского (Ключевской массив и др.) и Алапаевского (Алапаевский массив и др.) поясов. Судя по сложному, нарушенному строению земной коры, разбитой на множество блоков, Поперечная зона прошла наиболее интенсивную из всех районов Урала тектоническую переработку.

Эта переработка продолжается до сих пор, о чем свидетельствуют самая высокая на Урале сейсмичность и наибольшие горизонтальные сжимающие напряжения, и может быть объяснена тем, что эта зона, как в тисках, зажата между двумя жесткими глыбами соседних платформ: Камско-Башкирским и Хантымансийским выступами. Подавляющее большинство гипербазитовых массивов зоны локализуется в обрамлении блоков древней континентальной коры, понимаемых [Нечухин и др., 1979] как «микроконтиненты». Для данной зоны характерно обилие небольших тел габбро, на контакте с которыми гипербазиты претерпели интенсивные метасоматические преобразования. Этим объясняется широкое развитие здесь пород клинопироксенит-верлит-дунитовой субформации (Ключевской, Верхне- и Восточно-Тагильский, Нейвинский, Первомайский и другие массивы). Значительно реже здесь распространены породы субформации дунит-оливинизированных гарцбургитов (Алапаевский массив и др.). По данным И. Ф. Таврина [Нечухин и др., 1979], рассматриваемые массивы представляют собой веретенообразные и пластовые крутонаклоненные тела. Часто направление падения этих тел меняется, и они как бы скручиваются. Их вертикальные размеры варьируют от 1 до 5—6 км. Большинство из них — серпентинитовые протрузии, выкаты под действием мощных горизонтальных сил сжатия по границам крупных жестких сиалических блоков, попавших в зону межконтинентального рифтогенеза. Кроме того, субформация вторичных дунитов — оливинизированных гарцбургитов — известна и в других зонах Урала, в Кракинских, центральной части Войкарского, Аккаргинском и других массивах, претерпевших многократные дизъюнктивные дислокации (шарьирования, дробления и др.).

Оценить соотношения месторождений вкрапленных руд различных масштабов сложно из-за их слабой изученности и горно-промышленной освоенности. В нашей стране пока не разрабатывается ни одного такого месторождения. Данные по зарубежным странам отрывочны. В целом же представляется наиболее вероятным проявление высокой общей концентрации оруденения.

Активные поиски отечественных крупных месторождений вкрапленных руд ведутся с конца 60-х годов. Анализ полученных данных свидетельствует о том, что формирование таких месторождений происходило на участках, имеющих особо сложную геологическую эволюцию. Она проявляется во внедрении разновозрастных интрузий габбро и гранитоидов, в наличии узлов пересечения крупных региональных разломов (включая скрытые, выявленные геофизическими методами), в широком проявлении дорудной и внутрирудной тектоники, нескольких этапов рудообразования (совмещение нескольких формационных типов), а также в достаточно крупных размерах гипербазитовых тел и относительно умеренных вторичных изменениях и пострудной тектонике, способствовавших сохранению оруденения.

Изложенные геолого-петрографические особенности и закономерности размещения определяют хромитовые месторождения дунит-перидотитовой формации как полигенные и полихронные образования. Механизм возникновения месторождений рассматривается с по-

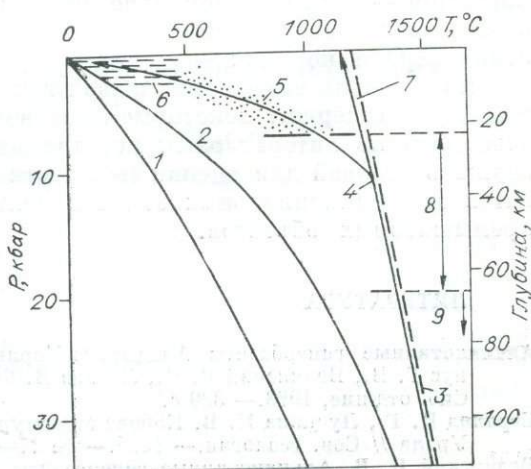
зиции мантийно-реститового происхождения гипербазитов Урала и выведения их в верхние горизонты в твердопластичном состоянии в результате диапиризма. Зарождение в глубинах верхней мантии восходящего движения диапира, вероятно, обусловлено рифтогенезом, а подъем до уровня коры, завершающийся становлением гипербазитов,— глубинными швами, уходящими в глубь мантии.

Процесс рестирования — расщепления мантийного вещества пиролитового состава на толеитовую магму и тугоплавкий остаток (рестит), в котором начинает существенно преобладать предельно магнезиальный (дунит-перидотитовый) материал,— происходил, вероятно, при  $T=1300-1100^{\circ}\text{C}$  на глубинах 60—20 км (см. рисунок).

Есть основания предполагать, что в этом интервале глубин при изменении физико-химической среды минералообразования ( $T$ ,  $P$ ,  $f_{\text{O}_2}$ ,  $f_{\text{CO}_2}$  и др.) происходила кристаллизация первичных высокохромистых шпинелидов. Медленный подъем (первые сантиметры в год) мантийного диапира, сопровождающийся инверсией плотности, приводил к более или менее совершенной гравитационной дифференциации с обособлением как дунитового, так и хромитового вещества: увеличивался размер зерен хромшпинелидов и укрупнялись хромитовые обособления. В верхних горизонтах мантийного диапира при остывании процесс отсадки хромитов и оливинов был медленным или прекращался, чем, возможно, и объясняются преимущественно незначительные размеры дунитовых и хромитовых тел. Необходимо отметить, что, согласно результатам микронзондового изучения и кинетического моделирования диффузионных процессов, наблюдаемых в природных оливинах и хромшпинелидах, нами получены данные, свидетельствующие о том, что в процессе длительного охлаждения ( $10^{-4}-10^{-5}$   $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ), при медленном твердопластичном диапировом подъеме дунитов синхронно изменялись составы первичных сосуществующих оливинов и высокохромистых шпинелидов, причем послед-

Схема различных путей эволюции мантийного базит-гипербазитового вещества при его подъеме до уровня коры (по А. А. Ефимову [1984] с изменениями авторов).

1—3 — по А. Э. Рингвуду и др. [1968]: 1 — геотерма древних щитов, 2 — субокеаническая геотерма, 3 — сухой солидус пиролита; 4 — гипотетическая геотерма срединно-океанического хребта и путь эволюции вещества офиолитов; 5 — область становления габбро-гипербазитового комплекса; 6 — область сформированной океанической коры; 7 — толеитовая магма; 8 — область ретроградного перехода вклогит — габбро; 9 — вклогитовая фация.



ние становятся менее хромистыми и более железистыми. Составы рудных хромшпинелидов на порядок более устойчивы к термальным событиям, чем аксессуарные. На последних стадиях подъема и формирования реститового материала в его верхних частях происходила дальнейшая эволюция хромшпинелидов в сторону увеличения их глиноземистости и дальнейшего уменьшения хромистости. Скорость-контролирующим фактором в этом процессе, по-видимому, является изменение состава флюидной фазы. Ее физико-химические свойства в данной обстановке определяются уже преобладающим габбровым материалом, который в процессе эволюции мантийного вещества стремился вверх, будучи значительно менее плотным, чем магнезиальный рестит [Ефимов, 1984].

Образование пород вторичных субформаций за счет дегидратации серпентинитов под действием на последние габброидных и гранитоидных интрузий признается многими исследователями. Серпентин, устойчивый в широком диапазоне давлений [Кусков и др., 1970], «чутко» реагирует на изменение температуры и уже в интервале 500—700° его кристаллическая решетка трансформируется в решетку форстерита [Brindley, Zussman, 1957]. Подобные условия легко реализуются в природе и поэтому новообразования оливина (вторичных дунитов) широко распространены. При серпентинизации, как известно, аксессуарные хромшпинелиды замещаются магнетитом с высвобождением почти всего хрома, что составит значительное количество  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в случае больших размеров массивов гипербазитов (количество аксессуарных хромшпинелидов достигает иногда 5%). Дополнительным источником хрома являются исходные гипербазиты, содержащие до 0,7%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Новообразования хромита в таком варианте представляют собой продукты ремобилизации. Источником растворов, вероятно, служат сами гипербазиты, которые генерируют их в процессе дегидратации серпентинитов.

Таким образом, вкрапленные руды в дунитах вторичных субформаций — это гидротермально-метасоматические образования, возникшие в процессе экстрагирования и последующего перераспределения  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в коровых условиях.

Изложенная выше самая общая гипотеза происхождения хромитовых руд содержит некоторые противоречия подобно другим, уже известным по литературным источникам, тем не менее она может служить основой для оценки перспектив хромитоносности гипербазитов эвгеосинклинальных зон с акцентом на выявление крупных промышленных объектов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы/Пинус Г. В., Велинский В. В., Лесков В. Ф. и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. — 320 с.
- Берлянд Н. Г., Луцкина Н. В. Корово-структурный критерий хромитоносности Урала // Сов. геология. — 1985. — № 1. — С. 17—27.
- Велинский В. В. Альпийские гипербазиты переходных зон океан — континент // Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — 264 с.

- Велинский В. В., Банныков О. Л. О гетерогенной природе пород альпинотипных гипербазитов // Вопросы генетической петрологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 40—61.
- Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов.— М.: Наука, 1984.— 232 с.
- Колман Р. Г. Офиолиты.— М.: Мир, 1979.— 261 с.
- Кусков О. Л., Цугин В. А., Хитаров Н. И. Исследования равновесных превращений в системе  $MgO-SiO_2-H_2O$  при высоких температурах и давлениях по термодинамическим данным // Геохимия.— 1970.— № 12.— С. 1423—1437.
- Луцкина Н. В. Классификация хромитовых месторождений для прогнозирования // Разведка и охрана недр.— 1983.— № 2.— С. 7—11.
- Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1974.— 279 с.
- Нечухин В. М., Соколов В. Б., Таврин И. Ф. Положение в структуре земной коры Урала и строение гипербазит-базитовых комплексов // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах.— Свердловск, 1979.— С. 110—122.
- Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах // Геотектоника.— 1973.— № 3.— С. 14—26.
- Рингвуд А. Э., Мак-Грегор И. Д., Бойд Ф. Р. Петрографический состав верхней мантии // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.— С. 272—277.
- Смирнова Т. А. Формации хромитовых месторождений // Принципы прогноза и оценка месторождений полезных ископаемых.— М.: Недра, 1977.— Т. 2.— С. 3—41.
- Шульгин М. Ф., Степанов Е. П., Самсонов Г. П. и др. Новое в методике поисков и разведке Южно-Кемпирсайских месторождений // Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока.— М.: ОНТИ ВИМС, 1974.— С. 62—70.
- Brindley G. M., Zussman J. A structural study of the thermal transformation of serpentine minerals to forsterite // Amer. Mineralogist.— 1957.— Vol. 42, N 7—8.— P. 461—474.
- Thayer T. P. Gravity differentiation and magnetic re-emplacment of podiform chromite deposits // Magmatic Ore Deposits. Econ. Geol. Mon.— 1969.— N 4.— P. 132—146.

*М. С. САХАРОВА,  
И. Н. КРИВИЦКАЯ, С. К. РЯХОВСКАЯ*

## **НАКОПЛЕНИЕ И ПЕРЕГРУППИРОВКА ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ТЕРРИГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ**

Важным аспектом генетической модели рудных формаций являются вопросы накопления и перегруппировки вещества при рудогенезе. Процессы регенерации могут оказывать существенное влияние на особенности локализации и формы нахождения рудных компонентов. Эти вопросы особенно должны учитываться при разработке моделей формирования руд относительно подвижных компонентов, таких как золото, серебро, сурьма.

Золоторудные месторождения, залегающие в терригенно-осадочных толщах, обогащенных углеродистым веществом, представляют

собой один из важнейших формационных типов, имеющих широкое распространение в ряде регионов мира. Изучению их уделяется большое внимание. Однако вопросы образования тонкодисперсного золота, условий его накопления и другие особенности генезиса этих образований остаются недостаточно разработанными.

Процессы отложения и перегруппировки вещества при образовании золото-сульфидного оруденения изучались нами на примере гидротермального золото-мышьяково-сурьмяного месторождения, приуроченного к терригенно-осадочным породам триаса, представленным алевролитами и песчаниками, содержащими углеродистое вещество [Сидоров и др., 1978].

Месторождение сформировалось в два этапа, которым соответствуют две группы минеральных ассоциаций — редкометалльные и золото-сульфидные. В течение второго этапа образовались две главные золотоносные ассоциации месторождения — ранняя продуктивная золото-пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным золотом и поздняя золото-кварц-антимонитовая с видимым золотом. Рудные тела представлены зонами метасоматического изменения вмещающих пород с прожилково-вкрапленным распределением рудных минералов и типичными гидротермальными кварц-сульфидными жилами выполнения.

Углеродистое вещество — составная часть алевролитов. Морфологические и структурные особенности углеродистого вещества, его распределение во вмещающих породах свидетельствуют о первично-осадочном его генезисе с дальнейшей перекристаллизацией и переотложением при гидротермальном метасоматозе.

По оптическим свойствам предположительно выделяем разновидности углеродистого вещества — витринит, шунгит, графит.

Первая продуктивная ассоциация, представленная прожилково-вкрапленными сульфидными рудами, сформировалась на стадии гидротермально-метасоматического преобразования терригенно-осадочных пород. Ее золотоносность определяется присутствием тонкодисперсного золота, которому принадлежит главная роль. Максимально золотоносными являются наиболее проработанные интенсивно динамометаморфизованные участки алевролитов. Основным носителем тонкодисперсного золота служит метасоматический тонкокристаллический арсенопирит (рис. 1), развитый преимущественно в измененных алевролитах с углеродистым веществом. О метасоматическом генезисе арсенопирита свидетельствуют прекрасная огранка кристаллов, тонкоигльчатый до мелкопризматического облик кристаллов, наличие сложных сростков, намечающаяся локализация его по слоистости пород, присутствие в нем реликтов алевролитов. Часто тонкокристаллический арсенопирит нарастает на выделения первично-осадочного пирита. Золотоносный арсенопирит характеризуется повышенными концентрациями Ag, Cu и преобладанием Ni над Co. Второй важный носитель золота — пирит, равномерная вкрапленность и прожилковидные обособления которого развиты в метасоматически измененных породах. Этот пирит тесно ассоциирует с золотоносным арсенопиритом.

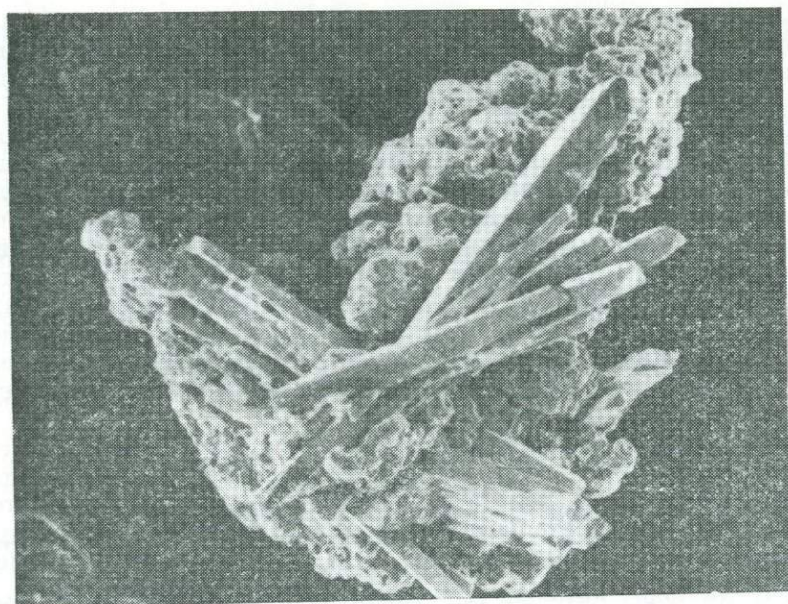


Рис. 1. Тонкоиглочатый арсенипирит на осадочно-диагенетическом пирите. Скан. Ув. 200.

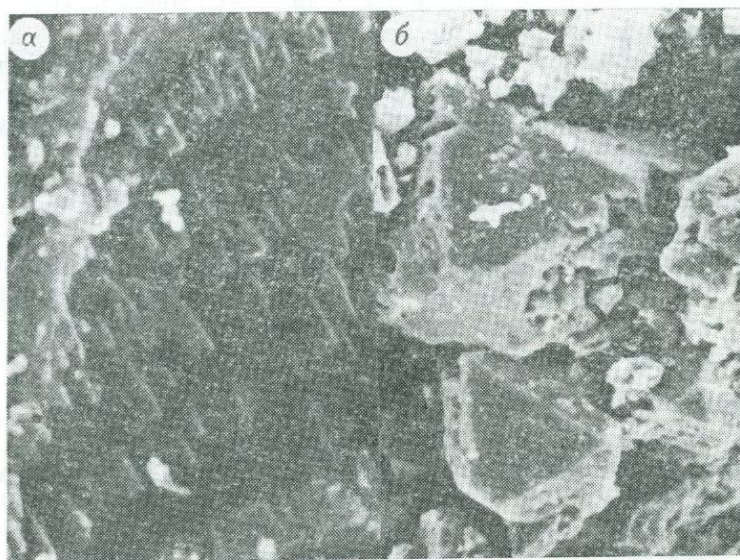


Рис. 2. Выделения тонкодисперсного золота на границах тонкокристаллических арсенипирита (а, ув. 10000) и пирита (б, ув. 1500).

Определение концентрации золота в сульфидах прожилково-вкрапленных руд показало, что содержание золота в тонкоиглольчатом арсенопирите составляет до 500 г/т и более, в тонкокристаллическом пирите — первые десятки, в отдельных пробах — до 150 г/т.

При исследовании на сканирующем микроскопе на поверхности вкрапленников арсенопирита и пирита обнаружены мелкие частицы полигональной формы, размер которых варьирует от долей до целых микрометров, максимально до 6 мкм (рис. 2, а, б) и которые характеризуются повышенной эмиссией вторичных электронов, что свойственно самородным химическим элементам с высоким средним атомным номером, т. е. Au, Ag, Pt. На этом основании, а также учитывая сходство морфологии выявленных частиц с морфологией видимого золота, постоянное обогащение арсенопирита и, в меньшей степени, пирита золотом, мы рассматриваем эти частицы как тонкодисперсное золото.

По-видимому, золото вместе с мышьяком привносилось на стадии гидротермального метасоматоза, когда происходила сокристаллизация самородного золота с тонкоиглольчатым арсенопиритом, а также осаждение золота на его кристаллах. Об этом свидетельствуют высокие корреляционные связи Au с As (+0,66). В меньшей степени золото обогащало пирит.

Процессу обогащения золотом вкрапленных руд способствовали присутствие концентраторов золота — арсенопирита и пирита — и, вероятно, мобилизация гидротермами углеродистого вещества, обуславливающего восстановительный режим рудообразования.

В связи с изучением вопроса о природе связи и особенностях накопления золота в сульфидах вкрапленных руд проведены эксперименты по осаждению золота на арсенопирите и пирите. Исследованы особенности накопления золота в зависимости от минерала-осадителя, степени его дисперсности и температуры. Осаждение проводилось на природных кристаллах арсенопирита и пирита из золотосодержащих растворов ( $\text{HAuCl}_4$ ,  $10^{-3}\text{N}$ ) по автоклавной методике при температуре до  $150^\circ\text{C}$ . Анализ растворов на золото осуществляется спектрофотометрически; полученные осадки изучались на сканирующем электронном микроскопе.

Исследования показали, что оба сульфида являются активными осадителями золота (табл. 1). При этом осаждающая способность

Т а б л и ц а 1

Осаждение золота на сульфидах железа при разных температурах,  $10^{-1}$  мг/см<sup>2</sup>

Минерал	20°C; 48 ч	80°C; 6 ч	150°C; 3 ч
Арсенопирит крупнокристаллический	32,2(3)	52,0(4)	113,1(2)
мелкозернистый	46,5(2)	Не опр.	Не опр.
Пирит	2,4(4)	5,2(4)	91,1(4)

П р и м е ч а н и е. В скобках дано количество опытов.

арсенопирита в несколько раз больше, чем пирита, что хорошо согласуется с особенностями накопления золота в природных рудах. Повышение температуры усиливает осаждение металла на обоих сульфидах. Так, при возрастании температуры до 150°C количество осажденного на арсенопирите золота увеличивается по сравнению с нормальными условиями на полпорядка. С повышением температуры различия в осаждающей способности арсенопирита и пирита сглаживаются.

Природными наблюдениями установлено повышенное накопление золота тонкокристаллическим арсенопиритом. В связи с этим проведено осаждение на фракциях различной крупности. Влияние этого фактора на свойства арсенопирита как осадителя золота иллюстрируется данными по количеству золота, осажденного на крупнокристаллическом и тонкоигольчатом арсенопирите (см. табл. 1); последний осаждает примерно в 1,5 раза больше золота (при прочих равных условиях). Таким образом, величина удельной поверхности минерала оказывает значительное влияние на накопление золота.

Изучение морфологии осадков золота, полученных на арсенопирите, выявляет широкое разнообразие их форм. При 20°C осадки представлены скоплением округлых почковидных частиц, образованных сростками разноориентированных пластин (рис. 3). Подобная структура осадка может быть связана с многочисленностью центров зарождения, возникающих на дислокациях. На образцах тонкоигольчатого арсенопирита возникают дендритовидные скопления, характеризующие быстрый рост (рис. 4).

Повышение температуры приводит к ускорению кристаллизации золота и резкому изменению пересыщения растворов, что выражается в появлении пластинчатых и удлиненных форм (рис. 5), губчатых и дендритовых образований.

Таким образом, изучение осаждения золота на сульфидах железа показало, что они служат активными концентраторами золота при рудообразовании. Осаждение золота на сульфидах обусловлено электрохимическими явлениями [Сахарова, 1968; Сахарова и др., 1980]. Механизм концентрирования золота арсенопиритом, видимо, более сложный. Наряду с электрохимической природой этого процесса немаловажны действие дислокационного механизма, влияние величины удельной поверхности и другие причины.

Природные и экспериментальные материалы и литературные данные по другим месторождениям с тонкодисперсным золотом [Хаусен, Керр, 1973] позволяют высказать предположение, что первоначально на арсенопирите происходило осаждение субмикронных частиц или даже атомарных группировок золота на энергетически активных центрах поверхности. При дальнейшем росте кристаллов арсенопирита частицы золота частично им захватывались; в других случаях они локализовались на поверхности арсенопирита.

Укрупнение субмикронных частиц золота, вероятно, могло начинаться еще в стадию формирования метасоматитов. Этот процесс, видимо, осуществлялся путем твердофазовой диффузии в кристаллах

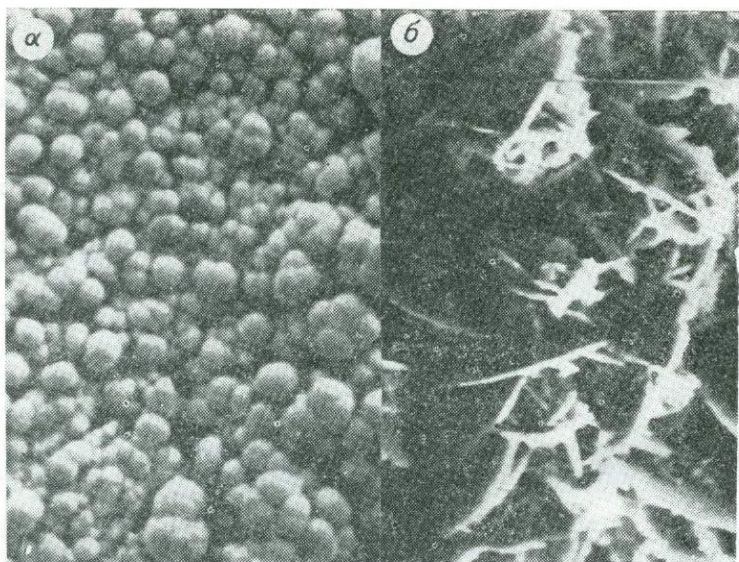


Рис. 3. «Почковидные» формы золота, осажденного на арсенопирите при 20°C. Скан. (а — общий вид осадка. Ув. 1000. б — пластинчатое строение «почек». Ув. 10000).

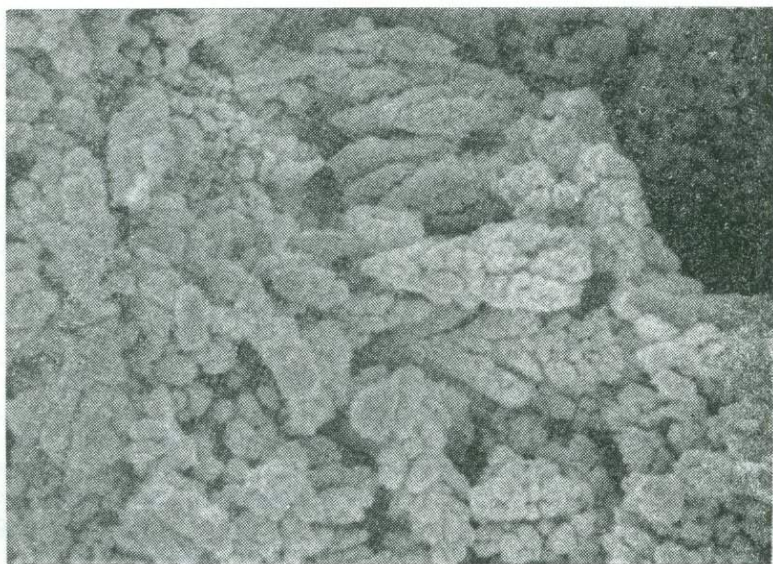


Рис. 4. Дендритовидные выделения золота на тонкокогальчатом арсенопирите. 20°C. Скан. Ув. 3500.

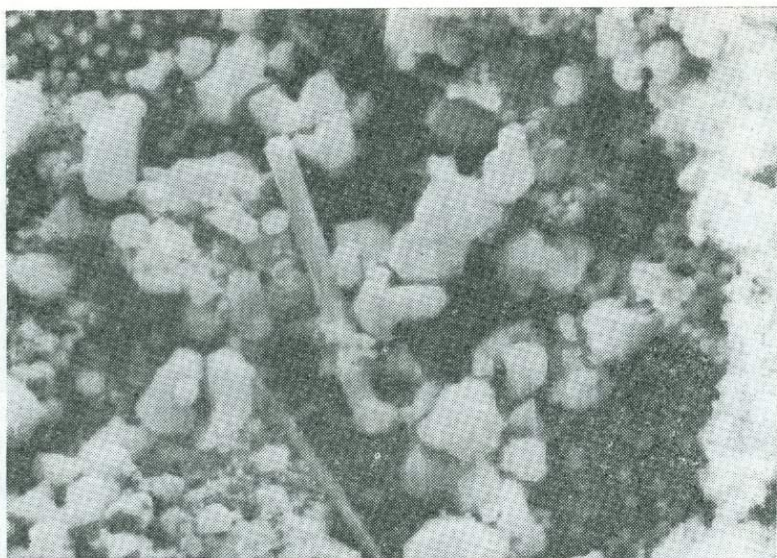


Рис. 5. Палочковидные, изометричные и губчатые формы золота на арсенопирите при 150°C. Скан. Ув. 5000.

арсенопирита и собирательной кристаллизации, а на его поверхности — путем осаждения на золотой «затравке» новых частиц золота из раствора.

Дальнейший процесс укрупнения и перегруппировки связан с образованием второй продуктивной ассоциации — золото-кварц-антимонитовой, одной из наиболее поздних в процессе минералообразования. Последняя локализуется в разрывных нарушениях, образуя секущие жилы. Золотоносность этой ассоциации крайне неравномерна — концентрация золота сильно варьирует, повышаясь в участках расположения жил кварц-антимонитового состава в пределах богатых вкрапленных золото-кварц-пирит-арсенопиритовых руд, подвергнутых наиболее интенсивной метасоматической проработке и окварцеванию. Вне пределов развития метасоматитов золотоносность кварц-антимонитовых руд невысокая. Другим благоприятным фактором повышения золотоносности являются структурные условия: обогащенные золотом участки располагаются в узлах сочленения кварц-антимонитовых жил с субмеридиональными [наруше-

ниями. Самородное золото, развитое в кварц-антимонитовой ассоциации, характеризуется укрупненными размерами — агрегаты до 1,5—2 см по удлинению. Оно локализуется в зальбандовых частях кварц-антимонитовых жил, приурочено к кварцу и антимониту. Морфология самородного золота сложная. Оно представлено комковатыми грубо- и мелкочаечистыми агрегатами, образованными скоплениями тончайших частиц. Морфология агрегатов золота свидетельствует о его принадлежности к интерстициальному типу. Внутреннее строение золота преимущественно однородное.

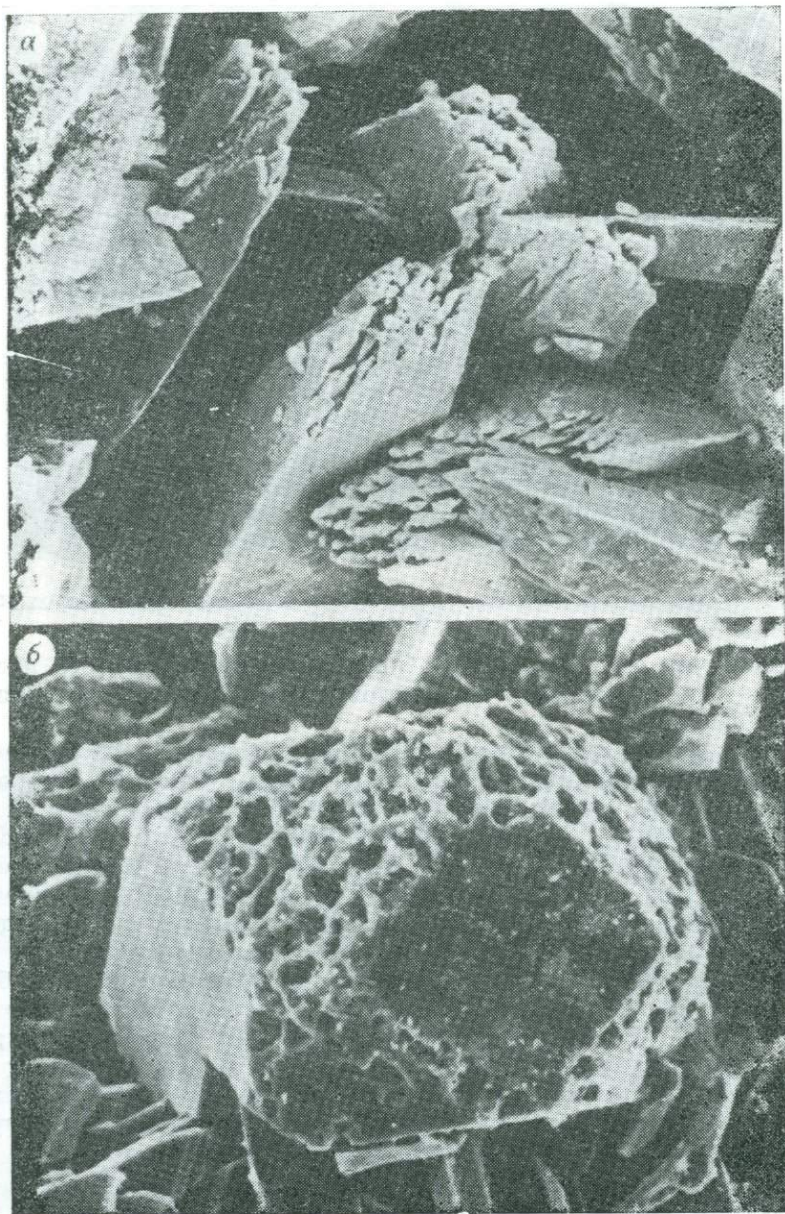


Рис. 6. Растворение тонкокристаллических арсенипирита (а, ув. 1000) и пирита (б, ув. 1500).

## Химический состав минералов-спутников самородного золота из золото-кварц-антимонитовой ассоциации, мас. %

Минерал	Cu	Fe	Zn	Ag	Sb	As	S	Сумма
1. Халько-стибит	25,3	Не обн.	Не обн.	Не обн.	48,8	Не обн.	25,8	99,9
2. Блеклая руда	40,8	2,9	4,9	0,3	17,0	7,8	26,2	100,0
3. То же	40,2	2,8	4,7	0,8	16,2	9,0	26,7	100,4

Примечание. Анализы выполнены с помощью микроанализатора Камебакс Г. А. Меркуловым. Формулы минералов:

1.  $\text{Cu}_{0,99}\text{Sb}_{1,06}\text{S}_{2,01}$ .

2.  $(\text{Cu}_{10,16}\text{Ag}_{0,04})_{10,20}(\text{Zn}_{1,19}\text{Fe}_{0,82})_{2,01}(\text{Sb}_{2,21}\text{As}_{1,65})_{3,86}\text{S}_{12,93}$ .

3.  $(\text{Cu}_{9,93}\text{Ag}_{0,12})_{10,05}(\text{Zn}_{1,13}\text{Fe}_{0,79})_{1,92}(\text{Sb}_{2,09}\text{As}_{1,88})_{3,97}\text{S}_{13,07}$ .

Выделения золота в кварц-антимонитовых жилах имеют повышенную пробыность (880—900 ед.). Оно обеднено примесями, что типично для регенерированного самородного золота. Среди примесей установлены лишь Ag, Cu и Sb. Присутствие сурьмы и меди, вероятно, связано с микровключениями сопутствующих золоту минералов.

Участки проявления видимого золота характеризуются присутствием типоморфного парагенезиса самородного золота с халькогенидами меди — халькопиритом, халькостибитом, блеклой рудой (табл. 2), а в некоторых случаях — также самородного мышьяка. Блеклая руда представлена мышьяково-сурьмяной разновидностью, что не характерно для золото-сульфидных месторождений, в которых обычно присутствует тетраэдрит. Смешанный состав блеклой руды и наличие самородного мышьяка свидетельствуют о вовлечении мышьяка в процесс гидротермального минералообразования на поздних стадиях процесса.

Пространственная локализация видимого золота в кварц-антимонитовых жилах, развитых в пределах окварцованных метасоматитов, особенно его морфологии и химического состава позволяют считать, что самородное золото поздней ассоциации является регенерированным. Образование его, вероятно, связано с мобилизацией тонкодисперсного золота из тонкозернистых арсенопирита и пирита вкрапленных руд с последующим укрупнением и переотложением при образовании кварц-антимонитовых жил. Косвенным доказательством регенерации золота служит растворение кристаллов ранних золотоносных арсенопирита и пирита (рис. 6, а, б).

Возможность мобилизации тонкодисперсного золота обусловлена его высокой подвижностью в гидротермальном процессе. Это показано экспериментальными работами по укрупнению и регенерации золота кварц-пирит-арсенопиритовых руд в гидротермальных условиях при 250—400°C [Сахарова и др., 1972]. Аналогичная мобилизация раннего золота растворами, содержащими сурьму, описана для золото-сурьмяных месторождений [Некрасов, Конюшок, 1982].

Приведенные материалы свидетельствуют о сложном процессе накопления золота и процессах его регенерации при формировании золото-сульфидного оруденения в терригенно-осадочных толщах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Некрасов И. Я., Коношук А. А. Система Au—Fe—Sb—S в гидротермальных условиях // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 265, № 1.— С. 180—185.
- Сахарова М. С. Роль электрохимических факторов в образовании гидротермальных месторождений // Международный геологический конгресс. 23-я сессия: Докл. сов. геол. Проблема 9.— М.: Наука, 1968.— С. 135—139.
- Сахарова М. С., Аполлонов В. Н., Калиткина Н. А., Кривицкая Н. Н. О раннем золоте и возможностях его перераспределения в сульфидных рудах // Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР.— Магадан, 1972.— С. 121—126.
- Сахарова М. С., Батракова Ю. А., Ряховская С. К. Зависимость химического состава минералов ряда золото — серебро от физико-химических условий их образования // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов: Материалы XI съезда ММА.— Новосибирск, 1978; М.: Наука, 1980.— С. 213—220.
- Сидоров А. А., Еремин Р. А., Василенко В. П. и др. Геолого-структурные и минералогические особенности проявления золото-мышьяк-сурьмяной формации // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР.— Магадан, 1978.— Вып. 24.— С. 98—111.
- Хаусен Д. М., Керр П. Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада // Рудные месторождения США.— М.: Мир, 1973.— Т. II.— С. 590—624.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Физико-химия и динамика рудообразующих систем</b>	
<i>В. Н. Шарпов, А. И. Черепанов.</i> Термодинамика флюидных плутогенных рудообразующих систем . . . . .	5
<i>А. И. Сутурин, И. К. Карпов.</i> Проблемные вопросы физико-химического моделирования метасоматических систем . . . . .	14
<i>Р. П. Рафальский, О. В. Брызгалин, В. А. Алексеев.</i> Физико-химические основы построения моделей гидротермального рудообразования . . . . .	23
<i>И. Я. Некрасов.</i> Физико-химические параметры и модели минералообразования месторождений серебра . . . . .	34
<i>А. П. Берзина, Е. П. Низматулина, В. И. Сотников.</i> Летучие компоненты рудно-магматических систем (к генетической модели медно-молибденовых месторождений) . . . . .	44
<i>Ю. А. Аверкин, В. И. Шарпов.</i> Концентрационные фронты в гидротермальной системе на температурном геохимическом барьере . . . . .	63
<i>В. Ю. Чевычелов.</i> Возможный механизм формирования рудоносного (свинце- и цинксодержащего) магматогенного флюида . . . . .	71
<i>А. Л. Павлов, Ю. А. Аверкин.</i> Условия образования и развития магматогенных гидротермальных систем и их моделирование на ЭВМ . . . . .	85
<i>М. Б. Днепровская, М. Я. Френкель, А. А. Ярошевский.</i> Количественная модель формирования расслоенности Талнахского интрузива (Норильский район) . . . . .	96
<b>Генетические модели рудообразующих процессов</b>	
<i>А. С. Борисенко, А. А. Оболенский, В. И. Лебедев.</i> Основные черты генетических моделей эпitherмальных серебряных месторождений . . . . .	107
<i>Л. Н. Грипенко.</i> Генетическая модель формирования сульфидных медно-никелевых месторождений на основании изотопно-геохимических данных . . . . .	119
<i>И. М. Заури.</i> Геолого-генетические изотопно-геохимические модели месторождений колчеданосных формаций . . . . .	128
<i>М. Г. Добровольская.</i> Генетические особенности свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах и скарнах (на примере месторождений Сибири и Дальнего Востока) . . . . .	141
<i>Т. М. Суцеская, Л. А. Банникова, В. И. Устинов.</i> Формирование типичного оловорудного месторождения касситерит-силикатной формации (по физико-химическим и изотопным данным) . . . . .	152

<i>А. М. Пустыльников.</i> Калийные хлориты железа и проблема формирования железосодержащих рассолов . . . . .	163
<i>А. И. Васильева, Т. П. Григорьева, Г. А. Третьяков.</i> Модель метасоматического образования оксидов железа в системе Fe—H <sub>2</sub> O при $T = 302^{\circ}\text{C}$ , $P = 90$ атм . . . . .	166
<i>И. А. Калугин.</i> Железорудные осадки как источник вещества при формировании метаморфогенных месторождений . . . . .	173
<i>П. Е. Зобов, Ш. Д. Курцерайте.</i> Объемное моделирование внутреннего строения и структуры скарново-магнетитовых месторождений центральной части Алтае-Саянской области с целью прогноза . . . .	186
<i>И. Н. Говоров.</i> Сейсмофокальные зоны как рудогенерирующие структуры	195
<i>Ю. П. Трошин, В. И. Гребенщикова, С. М. Бойко, Л. Ф. Кочеткова.</i> Модель формирования геохимического поля вокруг редкометалльных плюмазитовых гранитов . . . . .	209
<i>Н. В. Луцкина, Н. Г. Берлянд, С. Н. Авдонцев.</i> Геолого-генетические модели хромитовых месторождений Урала . . . . .	218
<i>М. С. Сахарова, Н. Н. Кривицкая, С. К. Рябовская.</i> Накопление и перегруппировка вещества в процессе образования золото-сульфидного оруденения в терригенно-осадочных толщах . . . . .	227

**ПОСТРОЕНИЕ  
МОДЕЛЕЙ  
РУДООБРАЗУЮЩИХ  
СИСТЕМ**

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики  
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

Редактор издательства *Е. С. Иванова*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *В. А. Тельных*  
Технический редактор *Т. Н. Драгуш*  
Корректоры *Т. В. Куркчиани, Е. В. Фетисова*

---

ИБ № 34090

Сдано в набор 23.12.86. Подписано к печати 07.05.87. МН-02240. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 15,5. Усм. кр.-отт. 15,5. Уч.-изд. л. 18,0. Тираж 1000 экз. Заказ № 517. Цена 3 р. 80 к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,  
Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18,  
4-я типография издательства «Наука».  
630077, Новосибирск, 77, Стамиславского, 25,

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».

- 480091 *Алма-Ата*, ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»);  
370005 *Баку*, ул. Коммунистическая, 51 («Книга — почтой»);  
232600 *Вильнюс*, ул. Университето, 4;  
690088 *Владивосток*, Океанский проспект, 140 («Книга — почтой»);  
320093 *Днепропетровск*, проспект Гагарина, 24 («Книга — почтой»);  
734001 *Душанбе*, проспект Ленина, 95 («Книга — почтой»);  
375002 *Ереван*, ул. Туманяна, 31;  
664033 *Иркутск*, ул. Лермонтова, 289 («Книга — почтой»);  
420043 *Казань*, ул. Достоевского, 53 («Книга — почтой»);  
252030 *Киев*, ул. Ленина, 42;  
252142 *Киев*, проспект Вернадского, 79;  
252030 *Киев*, ул. Пирогова, 2;  
252030 *Киев*, ул. Пирогова, 4 («Книга — почтой»);  
277012 *Кишинев*, проспект Ленина, 148 («Книга — почтой»);  
343900 *Краматорск*, Донецкой обл., ул. Марата, 1 («Книга — почтой»);  
660049 *Красноярск*, проспект Мира, 84;  
443002 *Куйбышев*, проспект Ленина, 2 («Книга — почтой»);  
191104 *Ленинград*, Литейный проспект, 57;  
199164 *Ленинград*, Таможенный пер., 2;  
196034 *Ленинград*, В/О, 9 линия, 16;  
220012 *Минск*, Ленинский проспект, 72 («Книга — почтой»);  
103009 *Москва*, ул. Горького, 19а;  
117312 *Москва*, ул. Вавилова, 55/7;  
630076 *Новосибирск*, Красный проспект, 51;  
630090 *Новосибирск*, Морской проспект, 22 («Книга — почтой»);  
142284 *Протвино*, Московской обл., ул. Победы, 8;  
142292 *Пушино*, Московской обл., МР, «В», 1;  
620161 *Свердловск*, ул. Мамина-Сибиряка, 137 («Книга — почтой»);  
700000 *Ташкент*, ул. Ю. Фучика, 1;  
700029 *Ташкент*, ул. Ленина, 73;  
700070 *Ташкент*, ул. Шота Руставели, 43;  
700185 *Ташкент*, ул. Дружбы народов, 6 («Книга — почтой»);  
634050 *Томск*, наб. реки Ушайки, 18;  
634050 *Томск*, Академический проспект, 5;  
450059 *Уфа*, ул. Р. Зорге, 10 («Книга — почтой»);  
450025 *Уфа*, ул. Коммунистическая, 49;  
720000 *Фрунзе*, бульвар Дзержинского, 42 («Книга — почтой»);  
310078 *Харьков*, ул. Чернышевского, 87 («Книга — почтой»).

**Термодинамика флюидных плутогенных рудообразующих систем.** Шарапов В. Н., Черепанов А. Н. Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

Определены условия проявления ретроградного кипения эвтектических и котектических магм в интрузивных камерах, оценены критические начальные содержания летучих в магме и возможные размеры областей пузырения жидкостей.

Ил. 4, библиогр. 23.

**Проблемные вопросы физико-химического моделирования метасоматических систем.**— Сутурин А. Н., Карпов И. К. Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

Моделирование — сложный многоэтапный процесс, каждая ступень которого представляет собой самостоятельное исследование, несущее важную информационную нагрузку. Последовательность создания генетических физико-химических моделей показана в следующем виде: создание феноменологической геохимической модели, разработка концептуальной генетической модели, подбор и расчет термодинамической информации, определение размерности матрицы составов, иерархический анализ мультисистемы на ЭВМ. Завершается исследование созданием интегральной физико-химической модели процесса. Этапы моделирования иллюстрируются примером изучения процесса нефритообразования в гипербазахитах.

Ил. 3, схемы 2, табл. 1, библиогр. 7.

**Физико-химические основы построения моделей гидротермального рудообразования.** Рафальский Р. П., Брызгалин О. В., Алексеев В. А. Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

Рассмотрены виды физико-химической информации, необходимой для построения генетических моделей гидротермального рудообразования, пути и способы ее получения, относительное значение при этом экспериментальных и расчетных методов. Показано, что задачи эксперимента сводятся к определению термодинамических свойств веществ, изучению кинетики реакций и процессов, к выборочной проверке расчетных данных. Для оценки констант равновесия ионных реакций в широкой области  $T$  и  $P$  предложено использовать уравнение, основанное на электростатической модели; исследование равновесий в сложных многокомпонентных и многофазовых системах должно осуществляться с помощью термодинамического анализа с применением ЭВМ. На примерах расчета эволюции рН гидротермальных растворов при изменении температуры, экспериментального изучения кинетических особенностей взаимодействия растворов с алюмосиликатными породами и др. показаны пути решения задач, возникающих при построении генетических моделей.

Ил. 9, библиогр. 17.

**Физико-химические параметры и модели минералообразования месторождений серебра.** Некрасов П. Я. Построение моделей рудообразующих систем. — Новосибирск: Наука, 1987.

Анализируются физико-химические условия отложения минеральных ассоциаций золото-серебряных, олово-серебряных и серебро-полиметаллических месторождений. Показано, что они различаются между собой не столько по параметрам рудообразования, сколько по геохимической специализации источника рудного вещества и способу его концентрации. Концентрация рудного вещества вулканогенных золото-серебряных месторождений осуществляется в низкотемпературной (450—500°C) рудной магме, представляющей собой остаточный щелочно-силикатный расплав, возникающий на завершающем этапе становления дифференцированных плутоновулканических комплексов. В олово-серебряных полиформационных месторождениях серебро концентрируется на втором этапе их формирования — в сульфидно-сульфосольные стадии, наложенные на касситерит-силикатно-сульфидные. Большинство серебро-полиметаллических месторождений — продукты деятельности подводных гидротермальных систем. Предложены три модели образования месторождений серебра.

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 12.

**Летучие компоненты рудно-магматических систем (к генетической модели медно-молибденовых месторождений).** Берзина А. П., Нигматулина Е. Н., Сотников В. И. Построение моделей рудообразующих систем. — Новосибирск: Наука, 1987.

На основе анализа составов биотита и апатита эндогенных образований месторождения Эрдэнэтуин-Обо (МНР) и экспериментальных исследований рассматривается режим кислорода, воды, хлора и фтора на двух глубинных уровнях рудно-магматических систем медно-молибденовых месторождений. Отмечаются пониженные концентрации воды, повышенная степень окисленности и пониженные значения летучих HCl и HF в магме на уровне становления рудоносного комплекса по сравнению с магмой промежуточного очага. Кристаллизация гранитоидов на нижнем уровне системы сопровождалась повышением роли воды при снижении доли хлора и фтора во флюидах, на верхнем уровне — увеличением активности фтора при снижении роли хлора и воды. В условиях относительно закрытой системы кристаллизация расплава сопровождалась рассеянием рудного вещества. Магма и флюиды, отделяющиеся при ее подъеме на верхний уровень системы, формировали зоны повышенной активности, в которых проявились процессы, благоприятные для мобилизации рудного вещества и его транспортировки. При многофазном развитии рудоносного комплекса создавались необходимые предпосылки для концентрирования рудного вещества и формирования крупнообъемного месторождения.

Ил. 4, табл. 3, библиогр. 40.

**Концентрационные фронты в гидротермальной системе на температурном геохимическом барьере.** Аверкин Ю. А., Шапов В. Н. Построение модели рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

Получены количественные оценки масштабов и динамики отложения на температурном геохимическом барьере из гидротермального раствора минералов с положительной и отрицательной кривыми растворимости. В широком диапазоне варьирования изучено влияние на этот процесс термодинамических и гидродинамических параметров для граничных условий первого и третьего рода.

Ил. 4, библиогр. 13.

**Возможный механизм формирования рудоносного (свинце-цинксодержащего) магматогенного флюида.** Чевычелов В. Ю. Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

На основании анализа экспериментальных и природных геологических материалов показано, что магматогенные флюиды, образованные в результате кристаллизации кислого магматического расплава или взаимодействия с ним, выносят такое количество рудного материала, из которого в дальнейшем при благоприятных физико-химических и тектоноструктурных условиях могут формироваться промышленные гидротермальные месторождения Pb, Zn и Cu. В то же время для месторождений редких металлов, таких как Sn, W и Mo, необходимо искать другой механизм их извлечения из магматического источника и переноса к месту рудоотложения.

Ил. 3, табл. 3, библиогр. 32.

**Условия образования и развития магматогенных гидротермальных систем и их моделирование на ЭВМ.** Павлов А. Л., Аверкин Ю. А. Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

В основе формирования магматогенных гидротермальных систем, в том числе и рудообразующих, лежит высокая степень газонасыщенности материнских силикатных расплавов. Качественный состав газовой смеси, количественные соотношения между газами определяются буферирующими свойствами исходных расплавных систем.

Расчеты, проведенные на ЭВМ по программе И. К. Карпова «Селектор», показали, что конденсирование газовой смеси в инертной обстановке вызывает (в докритической области воды) формирование водного раствора с кислой реакцией и восстановительными свойствами. Конденсирование газовой смеси в базальтовом и гранитном субстратах в связи с нейтрализацией кислотных компонентов раствора приводит к образованию высокотемпературных растворов, имеющих щелочную реакцию и восстановительные свойства. Эти свойства растворов предопределяют основные формы переноса элементов в гидротермальных условиях и отложение минеральных парагенетических ассоциаций при росте кислотности растворов на окислительном геохимическом барьере.

Табл. 5, библиогр. 8.

**Количественная модель формирования расслоенности Талнахского интрузива (Норильский район).** Днепровская М. Б., Френкель М. Я., Ярошевский А. А. Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

На основе динамической конвективно-кумуляционной модели исследованы закономерности формирования расслоенности Талнахского интрузива. Промоделировано строение вертикального разреза интрузивного тела: количественное распределение породообразующих минералов, эволюция элементов-примесей, химический состав минералов. Показано, что особенности расслоенности Талнахского интрузива можно отнести за счет колебания количества кумулятивных фаз и интеркумулятивной жидкости на фоне монотонного фракционирования исходного расплава. Специфика строения интрузива (наличие лейкокатовых пород типа такситов и лейкогаббро, резкость границ между горизонтами, повышенная степень дифференциации и т. д.) связана с определенными значениями динамических параметров, таких как содержание интрателлурической фазы, скорость оседания минералов, степень заполнения объема пород кумулосом и др. Конвективно-кумуляционная модель может быть принята за основу дальнейших исследований рудно-силикатных систем при условии ввода в нее соответствующих рудных компонентов.

Ил. 9, библиогр. 19.

УДК 553.4 : 553.2 + 553.412

**Основные черты генетических моделей эпитермальных серебряных месторождений.** Борисенко А. С., Оболенский А. А., Лебедев В. И. Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

Рассматриваются основные черты генетических моделей двух групп серебряных месторождений: вулканогенно-гидротермальных и эпитермальных в областях тектономагматической активизации. Показаны физико-химические условия образования серебро-арсенидных, серебро-сульфосольных, серебро-оловянных, золото-серебряных, серебро-свинцовых месторождений, полигенность источников рудного вещества и рудообразующих растворов, принципиальные различия рудообразующих систем, формирующих эпитермальные серебряные месторождения разных формационных типов.

Ил. 3, табл. 2, библиогр. 27.

УДК 553.48 : 553.062

**Генетическая модель формирования сульфидных медно-никелевых месторождений на основании изотопно-геохимических данных.** Гриненко Л. Н. Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

На основании данных по изотопному составу и содержаниям серы в базит-гипербазитах различных структурно-фациальных зон, включая безрудные на сульфидную медно-никелевую минерализацию океанические и континентальные породы, а также мафит-ультрамафиты различной степени рудоносности из никеленосных провинций (Норильский и Печенгский районы), рассмотрены условия формирования промышленных месторождений. Показано различие в изотопных отношениях, содержаниях серы и характере распределения этих величин в безрудных, сульфидоносных непромышленных и промышленно-рудноносных интрузивах. Сделан вывод, что сульфуризация в современной камере не приводит к появлению промышленных концентраций рудного вещества. Необходимые условия образования последних — сульфуризация на более глубоких горизонтах, в промежуточных очагах коровой серой, находящейся в концентрированной газовой или твердофазной форме.

Ил. 9, библиогр. 3.

**Геолого-генетические изотопно-геохимические модели месторождений колчеданосных формаций. Запри Н. М.** Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

На основании систематики данных по геохимии изотопов серы рассматриваются геолого-генетические изотопно-геохимические модели колчеданных месторождений, формирующихся в режиме геосинклинального развития. Анализируются модели трех типовых ситуаций формирования колчеданных руд: для областей развития вулканогенных пород; для вулканогенно-осадочных формаций; для сульфидообразования в терригенно-осадочных областях при редуцированной роли магматических пород. Общность всех рассмотренных моделей заключена в гетерогенности серы рудослагающих сульфидов, количественная проявленность которой зависит от соотношения вулканогенных и осадочных пород, а также от пространственной удаленности рудолокализирующих структур от подводящих каналов. Гетерогенность сульфидной серы обусловлена совмещением в пространстве двух разобщенных по времени проявления процессов — гидротермально-осадочного и осадочно-биогенного.

Ил. 7, библиогр. 14.

УДК 553.2 + 553.44/.446

**Генетические особенности свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах и скарнах (на примере месторождений Сибири и Дальнего Востока). Добровольская М. Г.** Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

Рассмотрены сходство и различия в составе минеральных ассоциаций, текстурах и структурах руд, в условиях рудонакопления свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья и Южного Приморья. Минералого-геохимические особенности руд, одинаковая последовательность образования главных рудообразующих минералов — пирита, сфалерита, галенита — в близких физико-химических условиях позволяют говорить об общих закономерностях процесса рудообразования в свинцово-цинковых месторождениях разных рудных формаций.

Табл. 2, библиогр. 18.

УДК 553.45

**Формирование типичного оловорудного месторождения касситерит-силикатной формации (по физико-химическим и изотопным данным). Сущевская Т. М., Банникова Л. А., Устинов В. И.** Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

Проведено согласование данных по химическому составу флюидных включений в минералах, изотопному составу углерода карбонатов и углекислоты включений в минералах, составу органического вещества, выделенного из основных минеральных ассоциаций, изотопному составу кислорода минералов.

Определяющую роль в изменении окислительно-восстановительных условий при отложении кварц-касситеритовой ассоциации играет изменение соотношения окисленных и восстановленных форм углерода, связанное с поступлением в систему раствора, обогащенного углекислотой, а также с окислением восстановленных форм углерода при восстановлении сульфатной серы.

Ил. 5, табл. 2, библиогр. 20.

**Калийные хлориды железа и проблема формирования железосодержащих рассолов.** Пустыльников А. М. Построение моделей рудообразующих систем. — Новосибирск: Наука, 1987.

Рассмотрена модель геохимии железа в конечные стадии галогенеза. Источник железа в рассолах солеродных бассейнов — обломочные железосодержащие минералы, которые подвергаются гидрохимическому разложению; закисное железо переходит в раствор и накапливается в нем в виде хлоридных комплексов. В зависимости от условий и масштабов кристаллизации калийных и калийно-магнезиальных хлоридов хлористое железо накапливается вместе с ними, нередко образуя самостоятельную минеральную форму — риннит, скопления которого могут представлять не только минералогический интерес, или мигрирует с остаточными седиментационными рассолами, содержание железа в которых на юге Сибирской платформы может достигать 5—7 г/л.

Библиогр. 12.

**Модель метасоматического образования оксидов железа в системе Fe—H<sub>2</sub>O при T = 302°C, P = 90 атм.** Васильева А. И., Григорьева Т. Н., Третьяков Г. А. Построение моделей рудообразующих систем. — Новосибирск: Наука, 1987.

Описаны формы метасоматоза и переотложения оксидов железа в окологкритической области воды. Методом минерализации свободной энергии по программному комплексу «Селектор» определены локальные изменения условий, связанные с протеканием окислительно-восстановительных реакций. Выяснено, что зональность образования оксидов (вюстит — магнетит — гематит) определяется ритмическим поступлением свободного кислорода в систему в порциях воды, поступающих в паропровод. При этом незначительные колебания кислородного потенциала за весьма короткие промежутки времени приводят к развитию сложного типа зональности.

Полученные данные могут свидетельствовать о чрезвычайно высокой «чувствительности» гидротерм к небольшим изменениям параметров состояния, что неизбежно должно приводить к изменению минерального состава руд.

Ил. 5, табл. 1, библиогр. 7.

**Железорудные осадки как источник вещества при формировании метаморфогенных месторождений.** Калугин И. А. Построение моделей рудообразующих систем. — Новосибирск: Наука, 1987.

Железные руды подразделены на три петрохимические группы: кремнистую, глиноземистую (метапелитовую) и щелочно-земельную (метабазитовую). В соответствующих им железорудных осадках рассмотрены минеральные и структурно-текстурные преобразования вещества при диагенезе и метаморфизме. Наиболее сложный состав, интенсивная перекристаллизация и метасоматическое переотложение свойственны рудам щелочно-земельной группы.

Ил. 1, табл. 2, библиогр. 34.

**Объемное моделирование внутреннего строения и структуры скарново-магнетитовых месторождений центральной части Алтае-Саянской области с целью прогноза.** Зобов Н. Е., Курцерайте Ш. Д. Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

Изложена методика выявления внутреннего строения и распределения рудных масс в скарново-магнетитовых месторождениях с помощью математического моделирования элементов структурной и вещественной зональности. На примере месторождений центральной части Алтае-Саянской складчатой области продемонстрированы возможности разработанных приемов для решения задач локального прогноза скрытого оруденения и восстановления путей движения рудообразующих флюидов.

Ил. 8, библиогр. 6.

УДК 553.061.3/9 + 550.42

**Сейсмофокальные зоны как рудогенерирующие структуры.**

Говоров И. Н. Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

Для Сихотэ-Алинской и Чилийско-Боливийской провинций обосновывается модель перидотит-эклогитового строения и рудно-геохимической зональности тектоносферы. Рассматривается зависимость металлогенической зональности от уровня генерации диатрипов глубинного эклогитового (гранатитового) субстрата в линеаментах пересечения палеосейсмофокальной зоны и фазовых границ тектоносферы.

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 33.

УДК 550.42 : 553.83

**Модель формирования геохимического поля вокруг редкометалльных плюмазитовых гранитов.** Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Бойко С. М., Кочеткова Л. Ф. Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука, 1987.

Геохимическое поле вокруг массивов редкометалльных плюмазитовых гранитов состоит из околосинтрузивного геохимического ореола и рудной минерализации с околорудными ореолами. Геохимическое поле характеризуется определенной зональностью и стадийностью образования, которая является интегральным результатом: 1) степени насыщения гранитного расплава летучими компонентами, 2) эволюции температурного поля вокруг гранитного массива, 3) последовательности отделения летучих и переносимых ими рудных компонентов из магматического очага, 4) формы переноса и последовательности отложения компонентов из флюида.

Рассмотрение большого фактического материала приводит к выводу, что из общего количества рудных и других элементов, выносимых из редкометалльных гранитных массивов, во вмещающих массивы породах рассеивается до 90% массы рудных элементов и 10% отлагается в форме рудной минерализации. Это необходимо учитывать при построении геолого-геохимических моделей формирования рудных месторождений.

Ил. 2, табл. 2, библиогр. 18.

**Геолого-генетические модели хромитовых месторождений Урала.** Луцкина Н. В., Берлянд Н. Г., Авдонцев С. Н. Построение моделей рудообразующих систем. — Новосибирск: Наука, 1987.

Происхождение первичных сплошных хромитовых руд (металлургический и огнеупорный сорта) авторы связывают с эволюцией мантийного вещества во время подъема диапира с глубоких горизонтов мантии в земную кору, а вторичных существенно вкрапленных руд (металлургический сорт) — с гидротермально-метасоматическими процессами в коровых условиях. Изложенная гипотеза происхождения месторождений хрома может служить основой при прогнозных исследованиях.

Ил. 1, табл. 1, библиогр. 16.

**Накопление и перегруппировка вещества в процессе образования золото-сульфидного оруденения в терригенно-осадочных толщах.** Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н., Ряховская С. К. Построение моделей рудообразующих систем. — Новосибирск: Наука, 1987.

Рассмотрены накопление и перегруппировка вещества при образовании золото-сульфидного оруденения в терригенно-осадочных толщах. Изучены особенности накопления тонкодисперсного золота в тонкокристаллических арсенопирите и пирите вкрапленных руд. Экспериментально показана зависимость осаждения золота на сульфидах в зависимости от природы минералов, размеров их выделений и температурных условий. Выявлены особенности золота из поздних ассоциаций и высказано предположение о его регенерационной природе. По природным и экспериментальным данным показан сложный процесс накопления и регенерации золота при формировании золото-сульфидного оруденения в терригенно-осадочных толщах, что должно учитываться при разработке моделей формирования руд.

Ил. 6, табл. 2, библиогр. 6.

30.804

4856

  
ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКИ  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ