

В. С. ГОЛУБЕВ

О МОДЕЛИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МАГМАТОГЕННОГО
ОРУДЕНЕНИЯ

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 27 V 1974)

Динамические модели гидротермального магматогенного рудообразования, рассмотренные в ряде работ (¹, ²), касались в основном тепловой стороны магматогенного процесса. Цель данного сообщения — обсудить динамику отложения вещества из гидротермального магматогенного раствора.

Примем следующую упрощенную модель магматогенного рудообразующего процесса. Пусть полупространство $x < 0$ занимает магматический расплав, а в области $x > 0$ находятся однородные по своим физико-химическим свойствам породы. С момента времени, условно принимаемого за нулевой ($t=0$), из магмы начинает выделяться раствор постоянного состава, равновесный с ней. Для упрощения задачи примем, что раствор движется в поровом пространстве пород по направлению оси x с постоянной скоростью u . В области $x > 0$ раствор взаимодействует с породами и отлагает рудное вещество. Задача динамики рудообразования заключается в том, чтобы определить функцию распределения рудных компонентов (при $x > 0$) в любой момент времени t .

Как известно, отложение рудного вещества может происходить по разным причинам. Проанализируем один из конкретных случаев, когда вещество отлагается из раствора за счет снижения его температуры. Модель рудообразования на основе других механизмов может быть рассмотрена аналогично.

Решение сформулированной задачи получается путем использования уравнения материального баланса рудного компонента в гидротермальном растворе (в пренебрежении продольной диффузией):

$$\partial C / \partial t + u \partial C / \partial x + \partial q / \partial t = 0 \quad (1)$$

и уравнения кинетики рудоотложения. Последнее можно записать в достаточно общем виде, положив, что скорость процесса пропорциональна разности между текущей концентрацией рудного компонента в растворе и его концентрацией при равновесии:

$$\partial q / \partial t = k(C - C_n). \quad (2)$$

В уравнениях (1), (2) C и q — концентрация рудного компонента в растворе и породе (в граммах на 1 см^3 породы), C_n — равновесная концентрация (растворимость) компонента, k — константа скорости минералообразования.

Поскольку процесс не изотермичен, то систему (1), (2) необходимо дополнить уравнением Вант-Гоффа — Шредера, характеризующим зависимость растворимости от температуры:

$$d \ln C_n / dT = Q / RT^2, \quad (3)$$

где T — температура ($^{\circ}\text{K}$) раствора, Q — теплота растворения 1 моля вещества в насыщенном растворе ($Q > 0$, поскольку по предположению $dC_n / dT > 0$), R — универсальная газовая постоянная.

Распределение температуры в фильтрующемся растворе $T(x, t)$ находится путем решения уравнения конвективной теплопроводности с учетом начального градиента температуры прогретых магмой пород ^(1, 3). На фронте теплового взаимодействия раствора с породой температура приближенно меняется по закону ⁽¹⁾:

$$T(x, t) = T_0 - \beta x + \alpha t, \quad (4)$$

где T_0 — температура раствора, поступающего из магмы, α , β — некоторые постоянные величины (физический смысл их расшифрован в ^(1, 3)).

Система дифференциальных уравнений (1) — (3) с учетом (4) характеризует при определенных начальных и граничных условиях динамику рудоотложения. Исследуем данную систему с целью установить основные тенденции рассматриваемого процесса.

Интегрируя (3) в предположении $Q = \text{const}$ и подставляя полученное выражение в (2), будем иметь с учетом (4)

$$\frac{\partial q}{\partial t} = k [C - A e^{-Q/R(T_0 - \beta x + \alpha t)}], \quad (5)$$

где A — постоянная интегрирования.

Из (5) следует существование особой точки температурного фронта $x = x^*$, в которой скорость отложения вещества равна скорости его растворения (так что $\partial q / \partial t = 0$), причем

$$x^* = \frac{1}{\beta} \left[T_0 + \alpha t + \frac{Q}{R} \left(\ln \frac{C^*}{A} \right)^{-1} \right], \quad (6)$$

где $C^* = C(x^*, t)$. При $x > x^*$ вещество отлагается ($\partial q / \partial t > 0$), в то время как при $x < x^*$ протекают процессы выщелачивания рудного компонента из пород (если таковой имеется и если, как предположено, растворимость компонента увеличивается с ростом температуры $dC_R/dT > 0$) и растворения ранее отложенного вещества ($\partial q / \partial t < 0$). Поверхность $x = x^*$ играет, таким образом, роль подвижного температурного геохимического барьера ^(3, 4). Поскольку скорость движения температурного барьера всегда меньше скорости фильтрации ^(1, 4) *, то благодаря протеканию процессов растворения и выщелачивания (при $x < x^*$) концентрация растворенного вещества на барьере возрастает со временем ($dC^*/dt > 0$) ⁽⁴⁾ (в частности, это подтверждается исследованиями современного эпигенетического рудообразующего процесса на подвижном восстановительном барьере ⁽³⁾). В соответствии с ⁽⁴⁾, скорость движения температурного барьера dx^*/dt первоначально несколько меньше скорости конвективного теплопереноса $v_T = \alpha/\beta$. Нижняя граница формирующегося оруденения имеет подвижный характер (как и верхняя).

Однако рост концентрации на барьере продолжается лишь до тех пор (при $t < \tau$), пока в растворе не достигается предельное пересыщение, соответствующее исходной температуре раствора T_0 . При этом растворение отложенного (при $T < T_0$) вещества прекращается, так что при $t > \tau$ $C^*(t) = C(x^*, t) = \text{const}$. Как следует из (6), при $t > \tau$ температурный барьер перемещается с постоянной скоростью конвективного теплопереноса v_T ; при

* Это видно из (6), поскольку скорость движения барьера

$$\frac{dx^*}{dt} = \frac{\alpha}{\beta} - \frac{Q}{\beta R C^*} \frac{dC^*}{dt} \left(\ln \frac{C^*}{A} \right)^{-2},$$

причем отношение α/β есть не что иное как скорость конвективного теплопереноса v_T ($v_T = \alpha/\beta$) ⁽¹⁾, которая всегда меньше скорости фильтрации.

этом нижняя граница формирующегося оруденения становится неподвижной.

Характерная особенность динамики рудообразования на подвижном температурном барьере (и геохимических барьерах других типов) — устойчивость концентрационных динамических фронтов рудных компонентов. Действительно, пусть в силу каких-либо причин (из-за неравномерности проницаемости, пористости и др.) на фронте движущегося вещества наблюдается флуктуация; например, вещество в определенном участке среды начинает перемещаться со скоростью большей, чем фронт. Вещество попадает в область более низких температур, что увеличивает скорость его осаждения (см. (2) при $dC_n/dT > 0$). Вследствие этого скорость движения вещества замедляется, и со временем оно вновь перемещается со скоростью фронта. Наблюдается саморегулирование отложения вещества в направлении устойчивого концентрирования рудного компонента в жидком и твердом состоянии.

Таким образом, в рамках модели первоначально имеет место нестационарная стадия рудообразования на подвижном геохимическом барьере, когда вся зона оруденения подвижна. По-видимому, на этом этапе лишь в исключительных случаях⁽³⁾ образуется промышленное оруденение. Нестационарная стадия рудообразования естественно переходит в квазистационарную. При этом геохимический барьер еще подвижен, но становится неподвижной нижняя граница формирующегося оруденения. На данном этапе образуется промышленное оруденение. Наконец, в общем случае наступает третий этап, когда геохимический барьер неподвижен. Здесь, по-видимому, отлагаются наиболее богатые руды*.

Из развитой модели вытекают следствия, важные для понимания природы магматогенного гидротермального оруденения.

1. Отсутствие рудной минерализации на путях движения гидротермальных растворов свидетельствует о том, что исходные магматогенные растворы недосыщены по отношению к рудным компонентам.

2. Гидротермы в общем случае имеют полигенный источник, поскольку выделяющиеся из магмы растворы в силу неравновесности с породой неизбежно выщелачивают рудные компоненты на путях движения. Этим объясняется сопряжение зон выщелачивания (в измененных породах, если таковые имеются) и отложения компонентов.

3. Благодаря действию динамических факторов происходит устойчивое концентрирование вещества (на подвижном температурном барьере) в жидком состоянии, что вызывает его отложение как при снижении температуры, так и при исходной температуре первоначально ненасыщенного раствора. Этим объясняется существование температурного интервала отложения отдельных рудных минералов из единого потока исходных разбавленных растворов с образованием (на барьере) богатых руд.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья
Москва

Поступило
23 IV 1974

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

¹ В. Н. Шарпов, В. С. Голубев, ДАН, т. 208, № 3 (1973). ² В. Н. Шарпов, В. Г. Меламед, В. С. Голубев, Геология и геофизика, № 5 (1972). ³ А. И. Перельман, Геохимия эпигенетических процессов, 1968. ⁴ Н. Н. Веригин, В. С. Голубев, Изв. АН СССР, сер. геол. (1974). ⁵ В. С. Голубев, Геол. журн. УССР, т. 29, № 5 (1969).

* Динамика рудообразования на неподвижном геохимическом барьере рассмотрена ранее⁽⁵⁾. Как известно, при этом не удается строго обосновать формирование подрудных первичных ореолов месторождений.