

УДК 553.2+550.4

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩАХ В РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗОНАХ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

© 2003 г. В. Л. Русинов, О. В. Русинова

Представлено академиком А.А. Маракушевым 13.08.2002 г.

Поступило 23.08.2002 г.

Особенностью гидротермальных процессов в рудных полях, заключенных в углеродистых толщах зон сдвига (рассланцевания), которая сразу обращает на себя внимание, является отсутствие или слабое проявление диффузионного околожильного метасоматизма. Характер метасоматического преобразования горных пород зависит от типа и степени прохождения реакций между флюидом и породой, которые, в свою очередь, являются функцией физико-химических параметров и динамических характеристик флюидопотока. Обычно гидротермальные процессы связаны с фильтрацией флюида по какому-либо каналу и окружающим породам. Соотношение степени концентрирования флюида в канале и его рассеяния во вмещающих породах можно отобразить коэффициентом концентрирования (стягивания) потока в трещину (K_c). Он определяется отношением масс флюида, проходящего через единичное горизонтальное сечение разлома (m_f) и через такое же сечение вмещающей породы (m_r) в единицу времени, или, что то же, как отношение скоростей фильтрации флюида в трещине (v_f) и во вмещающей породе (v_r):

$$K_c = (dm_f/dt) : (dm_r/dt) = v_f : v_r.$$

Для одномерной вертикальной фильтрации

$$v_f = (k_f \rho g) : \mu; \quad v_r = (k_r \rho g) : \mu; \quad v_f / v_r = k_f / k_r,$$

где k – проницаемость трещины (f) и породы (r); ρ – плотность флюида; g – ускорение свободного падения; μ – динамическая вязкость флюида. Плотность и вязкость жидкого водного раствора примем в первом приближении одинаковыми в разломе и в породе при равных температурах. Следовательно, степень концентрирования пото-

ка равна отношению проницаемости разлома к проницаемости породы

$$K_c = k_f / k_r.$$

По величине этого коэффициента различаются следующие динамические виды условий фильтрации флюидов: 1) открытые трещины в массивных породах в условиях растяжения (декомпрессии) ($K_c > 100$); 2) проницаемые зоны повышенной пористости в массивных породах при напорной фильтрации ($K_c < 10$); 3) зоны рассланцевания при сдвиговых деформациях в коллизионных областях (средний K_c по зоне намного выше, чем в приграничных жестких массивах, но варьирует внутри зоны).

Для первого вида условий (открытая трещина) характерно стягивание практически всего фильтрующегося потока в трещину в соответствии с моделью [1]. По оценкам [2] это отношение для зоны трещиноватых пород среди массивных метаморфических может составлять 200 и более. Для открытых трещин, заполняемых жилами, оно может превышать 500. Тогда на границе трещины скорость фильтрации (v) уменьшается скачкообразно, и функция $v = f(x)$ имеет разрыв (x – расстояние от оси трещины перпендикулярно к ее границе). В предельном случае фильтрация в боковых породах пренебрежимо мала, и поровый раствор пород можно считать застойным. В этих условиях возникает поперечная (от жилы в породе) диффузия компонентов раствора по градиенту химических потенциалов между трещиной и породой и формируется околожильная метасоматическая зональность. Такой механизм осуществляется при формировании грейзеновых и кварцевых жил, связанных с гипабиссальными и субвулканическими гранитоидными телами.

Второй вид (зоны пористых пород) осуществляется при скарнообразовании, формировании месторождений порфирового типа и инфильтрационных ролловых урановых месторождений. Этот вид отличается от ранее рассмотренного отсутствием открытых трещин и постепенным уменьшением проницаемости от осевой зоны фильтрации к окружающим породам (функция $v = f(x)$ плавная).

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва
Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт, Москва

В этой обстановке коэффициент концентрирования значительно меньше (предположительно меньше 10) из-за малого градиента проницаемости пород в поперечном сечении потока. Фильтрационный поток по вмещающим породам “смывает” поперечную диффузию в поровом растворе, которая проявлена поэтому не везде и играет второстепенную роль сравнительно с фильтрацией флюида. Соответственно мощность диффузионных зон более чем на порядок меньше мощности инфильтрационных зон.

Рассмотренные выше динамические обстановки флюидопотоков и процессы метасоматизма, связанные с ними, достаточно хорошо изучены и смоделированы. Третий же вид (региональные сдвиговые зоны расланцованных пород), характеризующийся специфическими гидродинамическими условиями и дренированием глубинных очагов базит-ультрабазитовой магмы (рис. 1), менее исследован. Региональные зоны сдвига представляют собой области интенсивной складчатости и расслабления пород в коллизионных обстановках между жесткими массивами или континентальными плитами. В строении этих зон участвуют три уровня магмаобразования [3]: глубинный (мантийно-коровый), промежуточный (камеры диоритовой магмы) и верхнекоровый (эвтектоидные гранитные выплавки). Рудные поля приурочены к уровню выплавления гранитов, и чем ближе они к массивам, тем сильнее влияние послемагматических растворов на рудообразование. Деятельность диоритовых очагов проявляется во внедрении даек диоритовых порфиритов и сиенито-диоритов, а для среднеазиатской провинции имеются данные о существовании “диоритового слоя” в нижней коре [4]. Влияние базитового очага выражается в высокой температуре метасоматизма и оруденения при малом градиенте T и в привносе в область разгрузки глубинных флюидов Ti, Ni, Cr и таких рудных металлов, как платина, ЭПГ и, вероятно, золото. Зоны имеют мощность от сотен метров до первых десятков километров, протяженность в плане от десятков до сотен километров и распространение на десятки километров в глубину. Большая глубина заложения сдвиговых зон подтверждается данными по давлению при формировании в них месторождений золота. Наибольшие значения давления (4–6 кбар) [5] соответствуют глубине 10–15 км. Геофизика дает сведения о еще более глубоких уровнях. Так, излом изолиний скоростей сейсмических волн, соответствующий сдвиговой зоне вдоль долины р. Енисей [6], прослеживается до глубины порядка 100 км. Относительно динамики флюидопотоков эти зоны являются модельными аналогами трещинно-пористой среды с системой параллельных трещин [2]. Распределение скоростей фильтрации в поперечном сечении зоны неравномерное. На границе с жестким массивом скорость

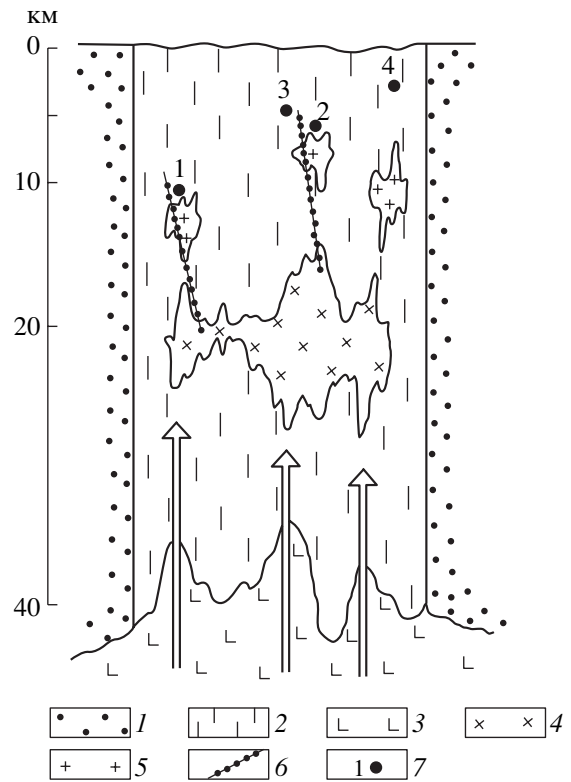


Рис. 1. Схема строения региональной зоны сдвиговых деформаций в вертикальном сечении (с учетом данных [3, 4]). 1 – породы жестких массивов или континентальных плит; 2 – расланцованные породы региональных зон сдвиговых деформаций; 3 – мантийный или мантийно-коровый очаг базит-ультрабазитовых магм; 4 – нижнекоровый очаг диоритовых магм; 5 – автохтонные гранитные массивы; 6 – интрузивные тела гранитоидов; 7 – положение золоторудных месторождений (1 – Мурунтау, 2 – Советское, 3 – Олимпиадинское, 4 – Сухой Лог).

меняется скачком, т.е. зона в целом аналогична системам первого вида. Внутри же зоны чередуются участки сильно и слабо расланцованных пород. Соответственно варьируют проницаемость и скорость фильтрации в поперечном сечении зоны, формируя внутренние каналы концентрирования флюида (структуры второго порядка). Поскольку степень расланцевания в пространстве меняется постепенно, то и скорость фильтрации меняется плавно, как во втором виде систем. Сильная анизотропия пород обеспечивает в целом высокую скорость. Поэтому диффузия компонентов в сторону от каналов фильтрации практически отсутствует или проявлена слабо. Строение таких внутренних каналов также неоднородно из-за чередования зон окварцевания и полос реликтовых слабо измененных пород. Сами кварцево-рудные зоны и жилы тоже имеют полосчатую текстуру благодаря полосам кварца и останцов породы. Главные особенности рудно-метасоматических

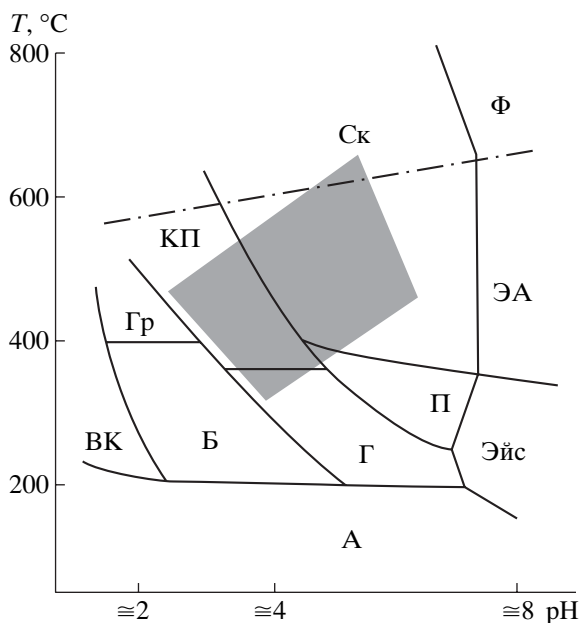


Рис. 2. Положение поля формации метасоматических пород в зонах сдвиговых деформаций (затенено) относительно полей других метасоматических формаций, которые показаны по данным [7]. Формации: А – аргиллизиты, Б – березиты, ВК – вторичные кварциты, Г – гумбеиты, Гр – грейзены, КП – кварц-полевошпатовые метасоматиты, П – пропилиты, Ск – скарны, Ф – фениты, ЭА – эгирин-амфиболовые метасоматиты, Эйс – эйситы.

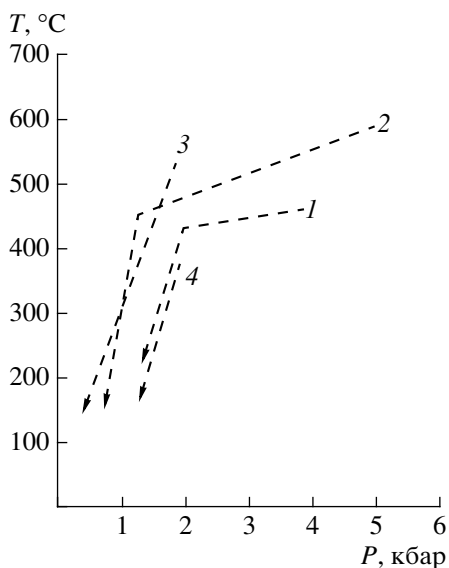


Рис. 3. *P*-*T*-тренды метасоматического и рудного процессов в золоторудных месторождениях зон сдвига. Месторождения: 1 – Мурунтау [8], 2 – Олимпиадинское, 3 – Советское [11], 4 – Нежданинское [12].

процессов в зонах сдвиговых деформаций рассматриваются здесь на примере золоторудных месторождений в углеродистых (“черносланцевых”) толщах.

Сильная анизотропия среды, проявленная в разном масштабе (от геологической структуры в целом до жил и отдельных образцов), дренирование глубинного источника флюидов и обогащение вмещающих пород углеродистым веществом (УВ) определяют главные черты флюидных систем и их металлогении в региональных зонах сдвига: большая глубина и вертикальный интервал образования золоторудных месторождений (от 4–5 до 15 км) (рис. 1); большая вертикальная протяженность метасоматических и рудных зон (1–3 км); высокая температура (от 400–600°C в начале до 200–300°C в конце) и малый вертикальный температурный градиент (близок к 0 в пределах месторождений и не выше 10–15 град/км в масштабе сдвиговой зоны); слабо проявленная вертикальная и латеральная метасоматическая зональность; повышенная щелочность исходного флюида и слабо проявленный кислотный метасоматизм; активное участие и миграция УВ в процессах метасоматизма и рудоотложения и буферирование им фугитивности кислорода на уровне 10^{-40} бар при 400°C; привнос в область рудоотложения, кроме золота, также металлов платиновой группы (в основном Pd и Pt), Au, Ni, Ti, Cr, As, В.

Позиция метасоматических пород рассматриваемых систем относительно других метасоматических формаций показана на рис. 2. Давление, измеренное по флюидным включениям для разных месторождений, снижалось от ранних к поздним стадиям гидротермального процесса на 1–3 кбар. От стадии прерудного метасоматизма к рудоотложению давление сбрасывалось из-за смены сдвиговых деформаций растяжением (температура мало изменялась). В ходе рудоотложения, наоборот, температура снижалась при почти постоянном давлении (рис. 3). Собственно рудообразующие системы в зонах сдвига концентрируются в их верхних частях на глубине менее 20 км. Основное отличие рудно-метасоматических процессов в месторождениях корневых частей этих систем от месторождений верхних уровней состоит в развитии магнезиально-калиевого метасоматизма прогрессивного этапа. Золоторудное месторождение Мурунтау возникло в верхнем палеозое (C_3 – P_1) в терригенных углеродистых (“черносланцевых”) породах нижнего палеозоя на глубине порядка 15 км (уровень корневых частей системы). С началом сдвиговых деформаций в районе совпала интенсивная складчатость, рассланцевание пород и их метасоматические преобразования. Метасоматизм прогрессивного этапа выразился в возникновении ареала биотитизации, внутри которого формировались полосчатые кварц-биотит-полевошпатовые метасоматиты [8]. Полосчатость (чередование полос полевошпатового и биотитового состава) конформна со сланцеватостью, а листочки биотита в полосках ориентированы строго вдоль сланцеватости пород. В ты-

ловой зоне метасоматитов возникли линзовидные выплавки аляскитового состава (кварц + ортоклаз + плагиоклаз). Температура метасоматизма была 450–500°C, достигая местами 600°C (судя по выплавлению гранитной эвтектики) при $P = 4-5$ кбар. Переход к остыванию системы (к регрессивному этапу) сопровождался сменой магнезиального метасоматизма кальциевым и развитием ассоциаций скарновых минералов (актинолита, клиноцоизита, диопсида и граната). Скарновые ассоциации ($T = 420-450^\circ\text{C}$) слагают метасоматические прожилки, в основном согласные с полосчатостью ранних метасоматитов и их сланцеватостью. Первые золоторудные ассоциации отлагались при нарастании активности калия и формировании кварц-ортоклазовых и хлорит-ортоклазовых метасоматитов. Кварцево-рудные и хлорит-ортоклазовые прожилки располагаются как вдоль сланцеватости, так и пересекая ее. Следовательно, начало рудоотложения совпало с завершением пластических сдвиговых деформаций и переходом к хрупким в обстановке локального растяжения. Более низкотемпературные поздние рудные и метасоматические образования слагают прожилки, секущие как сланцеватость, так и полосчатость ранних метасоматитов. Рудо-сопровождающий метасоматизм имел слабо кислый характер с отложением ассоциаций серицит + хлорит + кварц, альбит + карбонат + кварц, серицит + турмалин и др. Кислотность не достигала уровня березитовых ассоциаций (рис. 2). Флюиды, окисленные до уровня немного выше QFM-буфера, растворяли УВ, осветляя породы. Растворенное УВ снижало фугитивность кислорода ниже буфера пирит-пирротин-магнетит и поддерживало невысокий уровень кислотности при рудообразовании. Общая длительность рудно-метасоматического процесса в Мурунтау составила порядка 50 млн. лет (274–220 млн. лет по [9]), температура процесса изменялась от 500–600°C в начале до 200°C в конце, давление варьировало в пределах 4–5 кбар. Высокие PT -параметры флюида и щелочность, повышенная платинометальность руд ($Pd > Pt$) [10], привнос Ti, Ni, As и W указывают на участие флюидов из мантийного базит-ультрабазитового источника.

Верхний уровень гидротермальных систем региональных зон сдвига отличается отсутствием или слабым развитием магнезиального метасоматизма прогрессивного этапа, но в остальном мало отличается от глубокого среза. В месторождении Советское [11], образовавшемся при литостатическом давлении порядка 2 кбар (глубина 5–6 км), наиболее типичной ассоциацией метасоматических околорудных пород является хлорит + серицит + кварц. Кроме этих минералов присутствуют (не везде) альбит, карбонат, турмалин и аксессуарные ильменит, рутил, пирротин, а в рудных зонах – пирит. Температура околорудного

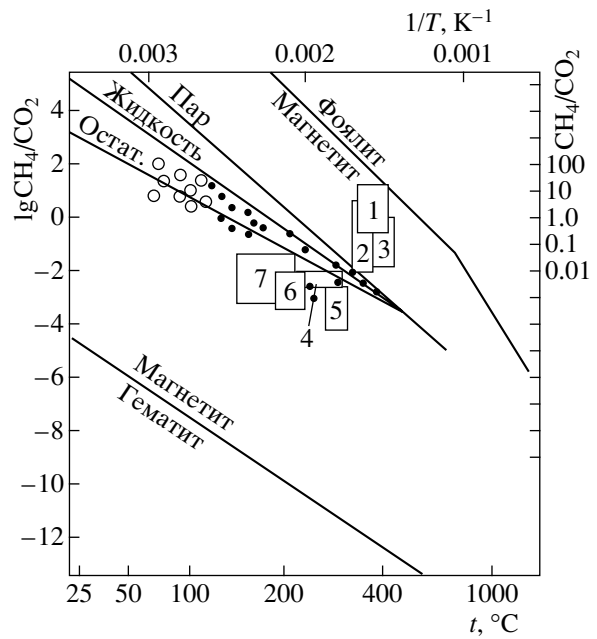
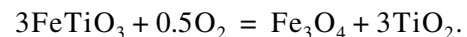


Рис. 4. Вариации величины отношения CH_4/CO_2 [13] в газах из некоторых месторождений золота в углеродистых толщах с использованием данных [8, 11, 12]. Для сравнения нанесены точки составов вулканических газов и показаны поля составов газов из эпitherмальных и гипабиссального месторождений. Точки – составы вулканических газов по данным [13]. 1–4 – месторождения в зонах сдвига (1 – Олимпиадинское, 2 – Мурунтау, 3 – Советское, 4 – Нежданнинское); 5 – гипабиссальное послемагматическое (Березовское); 6, 7 – эпitherмальные (6 – Канимансур, 7 – Тасеево).

метасоматизма – 460–350°C, а рудоотложения от ранних стадий к поздним снижались от 380 до 150°C. Рассеянное УВ пород метаморфизовано до начальной графитовой стадии (порядка 350–400°C). Отмечается большая мобильность титана, который (по данным химических анализов [11]) привносится в ареал метасоматизма. Фугитивность кислорода была ниже ильменит-магнетитового буфера, судя по устойчивости ильменита:



Вблизи и внутри рудных тел ильменит неустойчив в связи с повышением активности сульфидной серы при рудоотложении до уровня парагенезиса пирит + пирротин:



Фугитивность кислорода, оцененная по парагенезисам хлорит+пирротин и хлорит + магнетит при 400°C, повышалась от околорудных пород ($10^{-35}-10^{-40}$) к рудным зонам ($10^{-30}-10^{-35}$), достигая максимума в кварцево-рудных жилах с хлоритом, пирротином и пирритом ($10^{-20}-10^{-22}$). Давление достигало 1.9 кбар и снижалось к стадии рудоотложения. Сходную величину фугитивности кислорода дают расчеты по составу экстрагиро-

ванных из пород газов системы С–О–Н. Отношение $\text{CO}_2/\text{CH}_4/\text{H}_2\text{O}$ соответствует фугитивности кислорода для буфера QFM + 1.5 логарифмических единиц f_{O_2} (рис. 4). На диаграмме видно, что в целом обстановка образования месторождений в углеродистых толщах более восстановительная, чем в эпитеpmальных и гипабиссальных месторождениях и вулканических газах. Однако в разных месторождениях рассматриваемого типа f_{O_2} заметно варьирует в зависимости от содержания УВ в породах и степени его вовлечения в рудный процесс.

Стадия пластических деформаций при отсутствии в месторождениях верхнего уровня раннего магнезиального метасоматизма синхронна не только с прерудным метасоматизмом, но и с рудоотложением, определяя характерное полосчатое строение кварцево-рудных жил. Хрупкие деформации характерны лишь для заключительных стадий процесса. Все же, при отмеченных различиях, основные черты рудно-метасоматического процесса на разных глубинных уровнях сходны: характер ассоциаций метасоматических минералов, повышенная щелочность и малые вариации кислотности и степени окисления флюида, морфология и состав рудных тел и главные черты металлогении. Разница в положении этих уровней в вертикальном сечении систем порядка 5–7 км, но различия в параметрах флюида незначительны, что свидетельствует о слабом взаимодействии флюида с боковыми породами по пути следования к области разгрузки, что определяется не только анизотропией пород в сдвиговых зонах, но и непосредственно процессом пластического течения, стимулировавшего фильтрацию глубинных флюидов.

Рассмотренный комплекс фаций метасоматических пород в силу специфики минеральных парагенезисов, физико-химических условий их фор-

мирования, геологической позиции и ассоциации рудных и примесных металлов представляет собой самостоятельную метасоматическую формацию [7].

Авторы благодарны акад. А.А. Маракушеву за полезные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 00–05–64048).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пэк А.А., Пересунько Д.И., Крашин И.И. // Геология руд. месторождений. 1972. Т. 14. № 1. С. 68–80.
2. Мальковский В.И., Пэк А.А. // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 223–224.
3. Русинов В.Л. Флюидные потоки в земной коре и мантии. М., 2002. С. 77–83.
4. Природа слоев и границ литосферы Средней Азии / Под ред. Х.М. Хамрабаева. Ташкент: ГФНТИ, 1998. 241 с.
5. Hay R., Craw D. // Miner. deposita. 1993. V. 28. № 2. P. 90–98.
6. Егоркин А.В. // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43. № 1. С. 24–37.
7. Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В.А. Жарикова, В.А. Русинова. М.: Науч. мир, 1998. 489 с.
8. Кольцов А.Б., Русинова О.В. // Петрология. 1997. Т. 5. № 1. С. 81–90.
9. Костицын Ю.А. // Геохимия. 1996. № 12. С. 1123–1138.
10. Ермолаев Н.П., Чиненов В.А., Хорошилов В.Л. и др. // Отеч. геология. 1994. № 4. С. 3–10.
11. Русинова О.В., Русинов В.Л., Абрамов С.С. и др. // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 4. С. 308–328.
12. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.А. и др. // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 2. С. 137–156.
13. Giggenbach W.F. // Geochim. et cosmochim. acta. 1997. V. 61. № 1. P. 3763–3785.