

Геология и полезные ископаемые

УДК 550.838:551.243+553.41

ФАКТОРЫ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В МАГМАТОГЕННЫХ ФЛЮИДАХ РУДОГЕНЕРИРУЮЩИХ СИСТЕМ

А.Ф. Коробейников, А.И. Гусев*

Томский политехнический университет

E-mail: lev@tpu.ru

*Бийский педагогический государственный университет им. В.М. Шукшина

E-mail: anzerg@mail.ru

Приведены данные по мантийно-коровому взаимодействию в различных типах оруденения, выявляемого в аномальных параметрах флюидного режима рудогенерирующих магматитов. Мантийно-коровое взаимодействие при формировании различных типов месторождений Au, Ag, Cu, Mo, W, Fe, Ti, V, Ta, Nb проявляется в аномальных повышенных концентрациях летучих компонентов в поздних дифференциатах и дайках, обязанных притоку летучих в составе мантийных трансмагматических флюидов. В гигантских и супергигантских месторождениях редких металлов (Верхнее Кайракты, Тырныауз) и золота (Мурунтау) выявляются на глубоких горизонтах абиссальные фации магматитов, формирование которых происходило в условиях повышенных давлений в рудогенерирующих очагах в пределах 6...9 МПа.

Ключевые слова:

Мантийно-коровое взаимодействие магматизма и метасоматизма, флюидный режим рудообразования.

Введение

Магматогенные флюиды играют важнейшую роль в генерации различных магматитов и связанных с ними рудных полезных ископаемых [1–4]. К числу важнейших характеристик магматогенных флюидов относятся температура, давление кристаллизации конкретных массивов, с которыми связано пространственно и парагенетически оруденение, а также фугитивность кислорода, углекислоты, фтора, хлора, парциальные давления воды и углекислоты, восстановленность и окисленность флюидов.

Методика оценки основных параметров флюидного режима (температур кристаллизации магм, фугитивностей и парциальных давлений летучих компонентов) описана в работе [5] с использованием экспериментальных и теоретических работ Д. Уонза и Х. Эйгстера [6], Д. Якобса, В. Пэрри [7], Дж. Манза, С. Лудингтона [8] и других. Режим фтора во флюидах можно определять по геофториметрам (с использованием составов слюд), разработанным А.М. Аксюзк [2]. Указанные параметры флюидного режима золотоносных систем определены для различных типов золотого оруденения Алтае-Саянской складчатой области [9], России и прилегающих территорий Средней Азии [10].

Для определения вышеуказанных параметров отбираются пробы (сколки) пород различных фаз становления массивов и сопровождающих дайковых образований для последующего микрозондового анализа биотитов (3–5 проб из каждой разновидности). Сколки сопровождаются отбором проб на силикатный, спектральный анализы, изготовление шлифов для определения породных типов (типов гранитоидов и других). Геохимическая специализация пород и связь оруденения с конкретными фазами магматического этапа определяется путём анализа проб-протоколов, спектрального анализа монофракций биотитов, магнетитов, магматогенных сульфидов на широкий круг химических элементов по общепринятым методикам. Весь опробовательский комплекс следует сосредоточить в краевых частях рудогенерирующих массивов, где создаются наиболее благоприятные условия аномального флюидного режима и локализации месторождений и рудных полей. Такие места выбираются в процессе рекогносцировочного обследования с фиксацией дайковых образований, куполовидных выступов массивов, осложняющих гребневидных выступов, ореолов метасоматических изменений в эндо- и экзоконтактах массивов.

Флюидный режим магматитов и магмо-флюидодинамическая концепция рудообразования

Флюидодинамическая концепция для образования рудных и нефтяных месторождений предложена Б.А. Соколовым и В.И. Старостиным [11]. По мнению авторов такие системы возникают в верхней мантии в результате возникновения зон разуплотнения и дефлюидизации в мантийном веществе. Определяющими факторами, способствующими зарождению и функционированию флюидных систем и формированию минеральных скоплений на различных уровнях, является наличие высокоградиентного тектонического поля напряжения в верхней литосфере, проницаемость среды. А.Ф. Коробейниковым [12] в развитие этой концепции обосновывается ведущая роль плюмтектоники, рифтогенеза, тектоно-магматической активизации в формировании всех составляющих крупных магмо-флюидных систем (магматизма, метасоматитов, региональных геохимических полей, геофизических неоднородностей на всех уровнях литосферы) с образованием гигантских месторождений золота.

На территории Горного Алтая известно более 500 интрузивных и субвулканических тел. Лишь некоторые из них характеризуются аномальными параметрами флюидного режима и проявлением высоко восстановленных флюидов мантийной природы. Всестороннее рассмотрение крупных магмо-рудно-метасоматических систем (МРМС) Горного Алтая и Горной Шории (Синюхинской, Ульменской, Майской, Ново-Фирсовской и других) позволило выявить признаки мантийной природы магматических, метасоматических и рудных образований [5]. Их возникновение связано с процессами плюмтектоники, как результат теплофизической модели нижнемантийной конвекции, генерировавшие крупные мантийные диапиры, в процессе поднятия которых формировались магмо-флюидодинамические системы. Распад последних в верхней литосфере приводил к формированию всех составляющих ингредиентов мантийного вещества, фиксируемых мантийными значениями изотопных отношений стронция, неодима, урана, свинца в магматитах, серы в сульфидах рудных тел, свинца в галенитах.

На основе анализа эволюции воды в мантийных магматических образованиях Дж. Диксон [13] пришёл к выводу об обогащении водой производных мантийных плюмов при взаимодействии с рециклинговой литосферой с образованием компонентов мантии типа EM I, EM II, LOMU, HIMU. Нашими данными показано, что такое обогащение водой имеет место при формировании сложных МРМС, образующихся в верхней литосфере при распаде мантийных магмо-флюидодинамических систем, генерирующих различный металлогенический профиль: титан, ванадий, платиноиды (Харловский расслоенный базитовый интрузив), золо-

то, медь, платиноиды (Синюхинская МРМС), тантал, ниобий, литий, рубидий (Алахинская МРМС), медь, никель, хром, платиноиды (Сеглебирская офиолитовая МРМС), медь, молибден, золото (Кульбичская медно-молибден-золото-порфировая МРМС) и другие. Таким образом, в глубинных магматических очагах и на путях движения магмо-флюидодинамических систем происходило взаимодействие мантийного вещества, генерированного плюмом, с коровым материалом. Магматические образования таких систем характеризуются специфическими параметрами флюидного режима, имеющими восстановленный режим, а также несут признаки трансмагматических флюидов.

Покажем особенности и роль флюидного режима в становлении редкометалльного оруденения на примере Горного Алтая. Наиболее продуктивными в отношении редкометалльного оруденения являются анорогенные гранитоиды А-типа, в составе которых из высокоглинозёмистых минералов отмечаются турмалин и мусковит. Они формировались при сравнительно низких общих давлениях в интервале 0,6...1,0 кПа и варьирующих значениях температур кристаллизации.

Алахинская магмо-рудно-метасоматическая система характеризуется многофазным становлением магматической составляющей, завершающейся образованием грейзенов и тантал-ниобиевого оруденения. Возраст магматизма юрский, тип магматизма – плюмазитовый с литий-фтористой фацией. Важное значение в ней имеют дайки сподуменовых гранит-порфиров. От наиболее ранних дрикатов системы к поздним происходит одностороннее снижение температур кристаллизации магматитов и увеличение таких параметров как ASI гранитоидов и биотита, коэффициента восстановленности флюидов и увеличение в них концентраций HF, значений железистости и общей глинозёмистости биотита. Происходит увеличение содержания алюминия тетраэдрической и октаэдрической координации в кристаллохимической формуле биотита. Такой тренд изменения термодинамических параметров системы, кристаллохимических характеристик биотита сопровождался заметным уменьшением потенциала ионизации биотита от ранних фаз к поздним, указывая на снижение относительной кислотности и увеличение основности среды минералообразования.

Редкометалльное оруденение (Ta, Nb, Li, Rb, W) связано с заключительной фазой сподуменовых гранит-порфиров, для которых характерны наиболее высокие значения железистости, глинозёмистости биотита и повышенная основность среды. Обращает на себя внимание инверсия значений восстановленности флюидов в грейзенах Алахинской МРМС, что сопровождалось резким уменьшением значений фугитивности кислорода (до –14,5). Такое резкое падение летучести кислорода и одновременное увеличение значений восстановленности флюидов в поздних фазах указывает на

подток трансмагматических растворов при становлении поздних дифференциатов. Это так же подтверждается и значительным увеличением во флюидах плавиковой кислоты в поздних фазах системы, указывая на открытость её по фтору, обеспечиваемой подтоком трансмагматических флюидов мантийного генезиса.

Некоторыми отличительными особенностями характеризуется *Калгутинская МРМС*, приуроченная к вулcano-тектонической структуре центрального типа. Магматизм системы сложный и включает массивы гранит-лейкогранитового чиндагатуского (J_1) и дайки восточно-калгутинского комплексов литий-фтористых лейкогранитов (J_1). С последними парагенетически связано молибден-вольфрамовое грейзеновое оруденение. В Калгутинской МРМС, на фоне снижения температур кристаллизации последовательных фаз внедрения, происходило увеличение тех же параметров, что и в Алахинской. Однако этот тренд отличен тем, что в Калгутинской системе наблюдается увеличение кислотности среды к конечным дериватам магматогенной системы (последовательное увеличение значений потенциала ионизации биотита от 188,3 до 190,3).

На диаграмме $\lg M_{HF} - T, ^\circ C$ (рисунок) породы Калгутинского массива и редкометалльных даек онгонитов и эльванов локализуются выше низкофтористого тренда известных медно-молибден-порфировых систем (Шахтама, Аксуг).

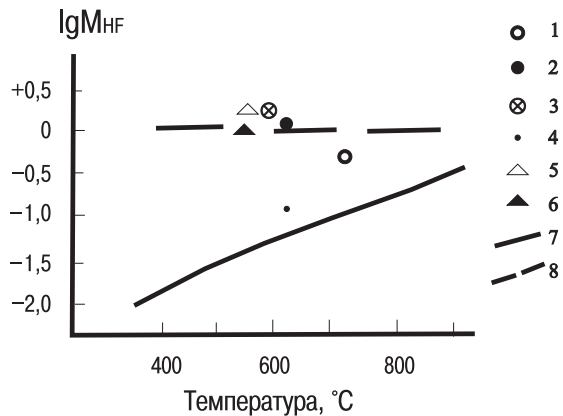


Рисунок. Диаграмма $\lg M_{HF} - T, ^\circ C$ по [2] для пород Калгутинской магмо-рудно-метасоматической системы: 1) гранит-порфиры 1 фазы, 2) гранит-порфиры 2 фазы, 3) лейкогранит-порфиры 3 фазы; дайки: 4) эльваны; 5) онгониты; 6) грейзены; 7) низкофтористый тренд медно-молибден-порфировых систем Аксуг, Шахтама по [2]; 8) высокофтористый тренд редкометалльных систем Этыки, Акчатау по [2]

По концентрациям HF они близки к высокофтористой редкометалльной системе Акчатау в Центральном Казахстане [2]. Концентрации HF в поздних фазах порфирового и редкометалльного комплексов не снижаются, а увеличиваются, что, вероятно, связано с формированием Калгутинской МРМС в открытой системе по фтору в процессе дифференциации глубинного очага, где высокие

концентрации фтора во флюидах поддерживались потоком богатого фтором флюида, возможно мантийного происхождения (трансмагматических). Высокая фтористость системы прямо коррелируется с рудоносностью [15]. Аналогичное повышение концентраций фтора в поздних фазах гранитоидов отмечены для Синюхинской, Алахинской систем, в меньшей мере – Каракольской и Джулалю.

Харловская система находится на северо-западе Горного Алтая и связана с расслоенным граносиенит-монцодиорит-габбровым массивом (D_3), связанным с глубинным разломом и генерировавшим титан-ванадиевое оруденение. Процесс дифференциации расплава в Харловском глубинном магматическом очаге осуществлялся при активной роли флюидов, содержащих фтор, углекислоту, воду и другие компоненты. Тонкая полосчатость, измеряемая несколькими сантиметрами, которая часто встречается в Харловском массиве, обусловлена активной ролью флюидов при ликвации в магматической камере. По составу летучих компонентов и обилию углекислоты флюиды имели мантийное происхождение. Это флюидно-магматическое взаимодействие в магматическом очаге проходило под воздействием потоков фильтрующихся флюидов (трансмагматических).

Расшифровка некоторых параметров флюидного режима при кристаллизации пород Харловского массива проведена на основе изучения состава биотита и содержаний летучих в нём. Следует указать, что биотиты габброидов, кварцевых монцонитов и граносиенитов массива характеризуются довольно высокими концентрациями таких летучих компонентов, как фтор (1,3...1,1 %), триоксид бора (0,7...0,5 %), вода (3,2...3,4 %).

Таблица 1. Некоторые параметры флюидного режима дифференциатов Харловского массива

Параметры флюидного режима	Биотитовое габбро	Кварцевый монцонит	Граносиенит
$T, ^\circ C$	820	680	690
fO_2	-10,4	-12,6	-12,3
fH_2O	6525	5416	4272
pH_2O	6820	6610	5550
pCO_2	3950	2390	3728
$\lg fHF / \lg fHCl$	-1,45	-2,14	-1,55
$K_{вос}$	0,88	0,87	0,85
y	187,4	190,4	190,7

Примечание: $T, ^\circ C$ – температура кристаллизации пород; fO_2 , fH_2O – fugitivности кислорода и воды, соответственно, в 10^2 кПа; pH_2O , pCO_2 – парциальные давления воды и углекислоты, соответственно, в 10^2 кПа; $K_{вос}$ – коэффициент восстановленности флюидов по Ф.А. Летникову; y – потенциал ионизации биотита по В.А. Жарикову

Высокие концентрации фтора и бора в расплавах, вероятно, ответственны за относительно низкие температуры кристаллизации пород (табл. 1). Эти летучие компоненты, как известно, значительно снижают солидус магматических расплавов.

Следует отметить, что реальные фугитивности кислорода во флюидах были не велики, что также подтверждается аномально высокими коэффициентами восстановленности флюидов и в габброидах, и в более поздних монцонитах и граносиенитах. Экспериментальные и теоретические выкладки о должествующих высоких концентрациях и активностях во флюидах фтора, углекислоты и воды, подтверждаются расчётными данными (табл. 1).

В Ново-Фирсовском рудном узле проявлен курьинский субвулканический порфиновый комплекс малых тел и даек. Петрология курьинского порфирового комплекса изучена сравнительно слабо. Давление, при котором происходила кристаллизация даек кварцевых диоритовых порфиров и риолитовых порфиров, составляло не более 3 ГПа (по соотношению Al^{VI}/Al^{IV} в биотите). Температура кристаллизации малых тел риолитовых порфиров осциллировала незначительно – от 530 до 540 °С. Флюидный режим порфировой магматической системы, вероятно, был оптимален для генерации золото-серебряного оруденения, при редуцированной роли медно-порфирового. На фоне высокой восстановленности флюидов ($K_{вос} = 0,66...0,70$) летучесть кислорода во флюидах была низкой ($lgfO_2$ менялась от –12,1 до –12,6), отношение фугитивностей HF к HCl также весьма низкое (от –15,4 до –15,7). Последнее обстоятельство указывает на относительно высокую летучесть и активность во флюидах HCl (по сравнению с HF), комплексы которой, вероятно, обеспечивали перенос золота в постмагматических растворах. Высокая восстановленность флюидов была благоприятной для растворимости в них серы в виде HS^- , способствовавшей образованию сульфидов, селекционировавших химические элементы из расплавов. Поздние дайки диоритовых порфиров и гранодиоритовых порфиров характеризовались более восстановленным режимом флюидов (0,72...0,78) и повышенными фугитивностями, парциальными давлениями CO_2 и H_2O (более 1550...1780 бар), указывающими на подток в систему трансмагматических флюидов мантийной природы. Помимо известного Суричского золото-серебряного проявления на основе реставрированного флюидного режима дайковых образований курьинского комплекса и других факторов контроля оруденения обоснованы перспективы Курьинского участка (в 20 км южнее Сурича), а также Северо-Суричского (в 5...10 км севернее Сурича). В последнем случае во флюидном режиме даек, помимо указанных выше летучих компонентов, выявлены повышенные концентрации бора, указывающие на близость магматитов этого участка к латитовой серии. На Курьинском участке выявлены зоны минерализации золото-серебряного типа с содержаниями золота от 0,5 до 20 г/т. Северо-Суричский участок перекрыт рыхлыми образованиями Бийско-Барнаульской впадины и требует проведения буровых работ.

Факторы мантийно-корового взаимодействия в формировании гигантских месторождений

Крупные эндогенные месторождения образуют динамически взаимосвязанные магматические, рудные и метасоматические системы, имеющие специфические особенности. Как правило, в них обнаруживаются полихронный интрузивный магматизм и длительно развивающиеся метасоматические и рудные образования, в которых проявляется мантийно-коровое взаимодействие [12, 15]. Они приурочены к аномальным тектоническим блокам, проявляющимся в мантии и земной коре. Рассмотрим 3 МРМС, имеющих различные состав и генезис: Верхнее Кайракты, Тырныауз, Мурунтау [10].

МРМС Верхнее Кайракты находится в Агадырском районе Казахстана и приурочено к пересечению ветвей Успенской глубинной подвижной зоны с северо-западной Конарыт-Байназарской. Мощность слоя консолидированной земной коры в этом районе составляет 20...35 км и отвечает поднятию в гранитном слое. Мощность перидотитового (надастеносферного) слоя верхней мантии увеличена в разрезе под месторождением и составляет 80...115 км.

В региональном плане месторождение контролируется Центрально-Казахстанской тектонопарой позднепалеозойского возраста и состоит из Атасу-Илийского дугообразного поднятия и Токрау-Баканасской линзовидной депрессии. Строевание поднятия чешуйчато-глыбовое, с фронтальным надвиганием к западу и северо-западу по разломам Успенской и Спасской зон и проявлением сдвигов Шидутинской и Джалаир-Найманской зон на флангах. Эта часть герцинид Казахстана имеет форму утолщённой аллохтонной пластины, надвинутой на среднепалеозойскую Сарысу-Тенизскую депрессию на 150...200 км. В отличие от фронтального поднятия тыловая Токрау-Баканасская депрессия представляет собой зону растяжения с мозаичным радиально-перекрёстным структурным планом и широким развитием магноподводящих сбросов и сбросо-раздвигов. К одному из таких сбросов и приурочен полихронный плутон, с заключительными фазами которого связано вольфрамовое оруденение с молибденом. Глубина поверхностей Мохо и Конрада под Атасу-Илийским поднятием составляет, соответственно, 40...45 и 26...28 км, а под Токрау-Баканасской депрессией 42...50 и 18...28 км. От поднятия к депрессии мощность базальтового слоя изменяется от 18 до 22 км, гранитного от 26 до 10...20 км.

Сложное тектоническое мантийно-коровое взаимодействие при формировании МРМС Верхнее Кайракты запечатлено в магматогенных и гидротермальных продуктах.

На площади месторождения по геолого-геофизическим данным устанавливается полихронный плутон, сложенный интрузивными телами 5 комплексов от основного до кислого состава. По по-

следним данным оруденение связано с куполообразными выступами лейкогранитов акшатаусского комплекса (P_2), относящихся к анорогенному А-типу. Они вскрываются на глубоких горизонтах месторождения, которые прорываются дайками кварцевых порфиров и фельзит-порфиров. Соотношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лейкогранитах варьируют от 0,70633 до 0,70788, указывающие на коровую контаминацию материала. Давление в очаге системы при формировании лейкогранитов и даек оценено в пределах 6...9 МПа (по соотношениям Al^{VI} к Al^{IV} в биотитах), указывающее на абиссальную фацию магматитов. Особенности флюидного режима акшатаусских лейкогранитов и даек кварцевых порфиров и фельзит-порфиров приведены в табл. 2, которые указывают на подток флюидов при формировании более поздних даек и свидетельствуют об открытой системе по фтору и углекислоте при становлении магматитов.

Таблица 2. Параметры флюидного режима магматитов месторождения Верхнее Кайракты

Параметры флюидного режима	Лейкограниты	Дайки	
		Кварцевых порфиров	Фельзит-порфиров
$T, ^\circ\text{C}$	910	880	910
$f\text{O}_2$	-12,2	-13,9	-14,1
$f\text{H}_2\text{O}$	3320	3350	3450
$p\text{H}_2\text{O}$	2840	2950	3550
$p\text{CO}_2$	2950	3150	3728
$\lg f\text{HF}/\lg f\text{HCl}$	-2,25	-1,55	-1,35
$K_{\text{вс}}$	0,35	0,45	0,55
y	187,3	188,6	190,9

Месторождение по запасам вольфрама относится к супергиганту штокверкового типа. Вольфрамовое оруденение концентрируется преимущественно до глубины 750...800 м в шеелит-пирит-кварцевых минеральных ассоциациях, выполняющих главным образом трещины северо-западного простирания. В целом, вертикальный размах редкометалльного оруденения составляет около 2 км. Контактново-метасоматические процессы проявлены гумбеитами и в виде объёмной и локальной хлоритизации, серицитизации, микроклинизации, чаще локальной пиритизации и слабой грейзенизации. В зонах повышенной трещиноватости развита грейзенизация, представленная мусковит-кварцевой минеральной ассоциацией.

Величина $\delta^{34}\text{S}$ в пиритах месторождения варьирует от -1,13 до +2,21 ‰. Приведенные характеристики соотношений изотопов серы указывают на её магматический источник, характерный для неконтаминированных мантийных магм.

Тырныауская МРМС Большого Кавказа характеризуется полихронным развитием магматизма и оруденения от позднего палеозоя до неогена (табл. 3). Тырныауская МРМС контролируется Пшекиш-Тырныауской шовной зоной с левосдвиговой кинематикой и пересекающей её зоной

Транскавказского поперечного поднятия. Она сопровождается сложными по составу метасоматитами с преобладанием фельдшпатолитов и геденбергитов.

Таблица 3. Параметры флюидного режима гранитоидов Тырныауского рудного поля

Магматические комплексы, возраст, районы	Породы, фазы, фации	$T, ^\circ\text{C}$	$\lg f\text{O}_2$	$f\text{O}_2$	$p\text{H}_2\text{O}$	$p\text{CO}_2$	y	$\lg f\text{HF}/\lg f\text{HCl}$	$K_{\text{вс}}$
Архызский, PZ_2 , г. Паук	Трондьемиты	920	-6,0	160	925	1175	175	-4,5	0,57
Тырныауский, N_2^1 , г. Паук	Лейкограниты	790	-3,2	760	920	1080	188	-1,79	0,11
Эльджуртинский, N_2^2 , Эльджуртинский массив Эльджурту-Баш	Граниты центральной части массива	880	-11,9	235	350	150	189	-2,25	0,80
	Граниты эндо-контакта	820	-11,5	350	510	290	190	-1,35	0,88
	Граниты остаточного очага	710	-12,2	2780	4250	2050	194	-1,42	0,55
	Фельзит-порфиры	720	-10,2	540	580	300	193	-2,05	0,80

В ней в процессе развития происходила смена типов гранитоидов: от ранних М-, к А- и заключительному I-типу. При этом в более поздних дериватах происходило заметное снижение температур кристаллизации гранитоидов и увеличение восстановленности магматогенных флюидов. Для эльджуртинских гранитов отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют от 0,70687 до 0,70718, что указывает на зарождение магмы в коровых условиях (низы гранито-гнейсового слоя коры). Граниты остаточного очага, вскрытые глубокой структурной скважиной на глубинах 3,5...4 км, отличаются аномально высокими значениями парциальных давлений воды и углекислоты при максимальных величинах кислотности среды. Давление в остаточном очаге соответствовало абиссальной фации 6...9 МПа (по соотношениям Al^{VI} к Al^{IV} в биотитах). От ранних к поздним магматическим дериватам во флюидах происходило заметное повышение отношений фугитивностей HF/HCl , указывающих на более высокую активность и концентрации фтора [17].

Таким образом, становление гигантской Тырныауской МРМС осуществлялось в открытой системе по фтору, углекислоте, подток которых происходил при участии трансмагматических флюидов мантийной природы.

На мантийные метки указывают также соотношения изотопов серы δ^{34} (‰) в пиритах Тырныауза, которые варьируют от +2,2 до +2,9, указывая на магматогенный характер серы. Указывалось ранее, что ведущее место в формировании углекислых вод региона отводится мантийным флюидам. Реальность этого представления подтверждается фактическими данными по определению $^3\text{He}/^4\text{He}$ в источниках, приуроченных к Транскавказскому поперечному поднятию, и, в частности, к району Тырныауского рудного поля [18].

Степень участия мантийного и корового материала для большинства золотогенерирующих гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья, в том числе и крупных месторождений, обсуждалась нами ранее [9]. Остановимся на супергигантской МРМС Мурунтау в Центральных Кызылкумах Узбекистана. Зоны разломов в рудном поле Мурунтау контролируют размещение магматических пород, представленных дайками, сгруппированными в 5 пучков, ориентированными в С-В и субширотном направлениях. Состав даек: сферолит-порфиры, монзонит- и сиенит-порфиры, диоритовые порфириты, керсантиты, спессартиты, гранодиорит-порфиры, микродиориты. Доминирующую часть даек большинство исследователей связывает со становлением сардаринского гранитоидного комплекса (C_3-P_1), хотя некоторые дайковые серии имеют и другие возраста. Сверхглубокой скважиной СГ-10 вскрыты гранитоиды этого же комплекса на глубинах свыше 3,4 км. Ореол ороговикования во вмещающих породах бесапанской свиты обязан интрузии «скрытого» массива.

По нашим определениям гранодиориты Сардаринского массива и дайки гранодиорит-порфиров характеризуются очень высокими давлениями (9...6 МПа) (по соотношениям Al^{VI} к Al^{IV} в биотитах) и температурами (890...900 °С) при кристаллизации, что отвечает условиям абиссальной фации. Во флюидном режиме гранитоидов отмечены высокие значения фугитивностей и парциальных давлений H_2O , H_2O и CO_2 . Флюиды характеризовались высокой восстановленностью. Магматогенные флюиды имели низкие летучести кислорода и повышенные значения восстановленности флюидов в дайковых образованиях, а также заметно были обогащены водой, углекислотой и хлором (табл. 4).

Таблица 4. Некоторые параметры флюидного режима дифференциатов МРМС Мурунтау

Параметры флюидного режима	Гранодиориты Сардаринского массива	Дайки	
		Сиенит-порфиров	Гранодиорит-порфиров
$T, ^\circ C$	900	890	900
fO_2	-12,4	-13,6	-14,3
fH_2O	3225	3116	3872
pH_2O	2820	2610	3550
pCO_2	2950	2390	3728
$lg fHF/fg fHCl$	-2,25	-2,14	-1,55
$K_{вос}$	0,71	0,77	0,85
y	186,3	188,4	190,8

Гранитоиды Сардаринского массива и дайки гранодиорит-порфиров классифицируются I-типом сильно контаминированным и редуцированным (восстановленным) [15].

Таким образом, формирование крупных месторождений, описанных выше, происходило в аномальных тектонических блоках. Эта аномальность прослеживается в мантийных и коровых геосферах.

Рудогенерирующий магматизм в гигантских МРМС на глубоких горизонтах близок по своим параметрам к абиссальной фации глубинности и обнаруживает сложное мантийно-коровое взаимодействие с процессами контаминации. В таких системах отмечается открытость их по флюидному режиму с процессами подтока трансмагматических мантийных более восстановленных флюидов на поздних стадиях становления магматизма и оруденения.

Некоторые параметры флюидного режима проанализированы для медно-молибден-порфировых систем, табл. 5.

Таблица 5. Параметры флюидного режима некоторых порфировых систем (фугитивности и парциальные давления даны в килобарах)

МРМС, местоположение	$T, ^\circ C$	fO_2	fHF	fH_2O	pH_2O	pCO_2	M_{HF}	$K_{вос}$	y
Анорогенные									
Сора, Кузнецкий Алатау	700	-7,1	-0,2	1,3	1,5	1,5	0,0153	0,11	190,5
	750	-5,0	-2,9	1,1	1,3	0,7	0,0878	0,18	191,4
Хендерсон, Колорадо, США	850	-2,5	-0,2	3,2	1,1	0,6	0,0152	0,12	185,6
	550	-3,9	-0,7	3,8	1,4	0,9	0,0703	0,10	184,4
Клаймакс, Колорадо, США	860	-2,7	-0,3	3,1	1,2	0,1	0,0134	0,13	186,1
	610	-3,1	-0,6	3,9	1,7	1,2	0,820	0,11	183,2
Каджаран, Малый Кавказ	930	-7,1	-2,68	1,12	1,1	1,8	0,0297	0,41	189,9
	870	-8,4	-2,98	1,54	1,6	2,3	0,0355	0,53	191,8
Активных континентальных окраин									
Санта-Рита, Нью-Мексико, США	745	-13,8	-1,3	1,0	1,2	0,8	0,0037	0,13	189,6
	780	-12,6	-1,5	0,9	1,0	0,7	0,0702	0,12	188,7
	650	-13,6	-0,8	1,2	1,1	1,3	0,0930	0,18	190,8
Бингхем, Провинция Бассейнов и Хребтов, США	910	-3,6	-2,8	1,1	1,2	1,8	0,0174	0,14	188,8
	860	-5,4	-3,2	1,6	1,9	2,3	0,0906	0,34	192,6
Жирекен, Восточное Забайкалье	860	-6,8	-3,0	0,7	0,8	0,9	0,0088	0,64	186,2
	880	-8,0	-3,1	0,8	0,91	1,1	0,0184	0,68	188,1
Чукикамата, Чили	880	-5,5	-2,6	1,3	1,1	1,0	0,0075	0,19	187,2
	720	-6,3	-3,1	1,7	1,9	1,8	0,0970	0,33	190,7
Кульбич, Горный Алтай	590	-10,5	-3,8	0,4	2,4	0,6	0,0386	0,08	196,8
Орогенные									
Аксуг, Тува	770	-6,8	-2,6	0,9	0,95	1,05	0,0493	0,21	187,3
	870	-7,5	-1,8	0,8	0,75	0,8	0,0065	0,18	185,4
Эль-Сальвадор, Чили	890	-8,6	-0,5	2,3	1,8	1,7	0,0475	0,22	187,4
	780	-9,7	-0,1	2,5	2,2	2,5	0,0956	0,33	191,2
Эрдэнэун-Обо, Монголия	810	-5,5	-0,2	2,7	1,9	1,6	0,0112	0,21	186,5
	740	-7,3	-0,1	2,5	2,1	2,2	0,0052	0,30	190,3
Островодужные									
Бошекуль, Казахстан	820	-7,7	-3,04	0,76	0,92	1,02	0,0171	0,37	188,4
	770	-8,9	-2,1	1,2	1,7	2,1	0,0450	0,43	190,6
Салаватская, Урал	910	-8,5	-3,5	1,2	1,1	1,3	0,0205	0,54	186,3
	850	-9,5	-2,1	1,5	1,6	1,9	0,0340	0,61	188,2

Изучение порфировых систем показало, что на многих из них регистрируются многофазные образования, представленные интрузивными массивами, штоками, дайками. Нередко наиболее тесные пространственные и парагенетические связи оруденения выявляются с дайковыми образованиями среднего и кислого состава.

Реставрация петрологических параметров становления порфировых систем по авторским и литературным данным позволяет наметить основные Т-Р условия: температуры кристаллизации пород

варьировали в широком диапазоне от 550 до 930 °С, давления от 1,5 до 3,5 кбар. Соотношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах колеблются от 0,7031 до 0,7080, указывая на довольно однородный источник рудогенерирующих порфировых магм, мантийные метки и мантийно-коровое взаимодействие магм в глубинных очагах.

Обсуждение результатов и выводы

Флюидодинамическая концепция в формировании эндогенного оруденения, предложенная Б.А. Соколовым и В.И. Старостиным [11], адресует возникновение таких систем к верхней мантии и процессам фазовых переходов минералов.

Приведенные нами результаты показывают, что во многих случаях плитотектонические обстановки формирования магматических и рудных образований инициируются, управляются и усложняются более глубинными процессами плюмтектоники (суперплюмов), возникающими в нижней мантии и на границе с ядром. В процессе возникновения суперплюма и формирования диапира он представляет собой сложную магмо-флюидную смесь с рассеянными рудными компонентами, обогащённые некогерентными элементами. Флюидная составная часть имеет весьма восстановленное состояние. В ходе подъёма мантийного диапира, длящегося десятки и сотни миллионов лет, вещество его, попадая в новые термодинамические условия, начинает дифференцироваться. И только по достижении твёрдой литосферы, где возникают «глубинные» магматические очаги, происходит его распад и дифференциация сложного по составу компонента суперплюма, происходит контаминация корового материала и разделение на магматический и флюидный ингредиенты. Взаимодействие с литосферой сопровождается обогащением дифференциатов магмо-флюидодинамических систем водой. Флюиды адсорбируют и захватывают с собой рудные компоненты и переносят их в рудолокализирующие коровые структуры. Вероятно, повторные порции нижнемантийного вещества, достигающие «глубинных» магматических очагов, были многократными, о чём свидетельствуют многофазные массивы рудогенерирующих магматитов и мультифазные дайковые серии (до-, син- и пострудные), включающие долериты, лампрофиры, которые,

как правило, характеризуются более высоко восстановленным характером флюидов и повышенными концентрациями летучих компонентов (углекислоты, фтора, хлора, бора и других), рассматриваемых как трансмагматические мантийные флюиды.

В коровых МРМС в магматогенной части фиксируется различная степень контаминации корового материала мантийными магмами. Для Алтайского региона устанавливается закономерная смена компонентов мантии. На более ранних этапах — это источник типа PREMA (превалирующей мантии) и близкий к нему, а на более поздних — источник обогащённой мантии типа ЕМ II. Рудогенерирующий потенциал магматитов определяется различной степенью окисленности-восстановленности флюидов, повышенными концентрациями летучих компонентов. Соотношение различных летучих компонентов в магматогенных флюидах определяет металлогенический профиль оруденения. Для редкометалльного оруденения характерны повышенные концентрации и активность фтора, бора, воды, для золотого — хлора, углекислоты, бора.

Магматиты гигантских и супергигантских месторождений (Верхнее Кайракты, Тырныауз, Мурунтау) показывают признаки абиссальной фации глубинности становления и разнообразные проявления трансмагматических флюидов (в интрузиях, дополнительных фазах, дайковых образованиях).

Полученные результаты позволяют использовать данные по флюидному режиму рудогенерирующих гранитоидов с показом на минерагенических картах: рудогенерирующих магматитов на различные типы оруденения на картах полезных ископаемых и закономерностей их размещения в блоке минерагенических факторов первого рода; конкретных значений параметров флюидного режима на картах полезных ископаемых и закономерностей их размещения в блоке минерагенических факторов второго рода. Особыми знаками в серийных Легендах в той же части минерагенических факторов второго рода возможно отражать роль магматогенных и трансмагматических флюидов, имеющих суперплюмовую природу, определяющих не только сценарий развития, становления мультиплетных массивов, но и их рудогенерирующий потенциал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Reynolds T.J., Beane R.E. Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico // *Econ. Geol.* — 1985. — V. 80. — P. 1328–1347.
2. Аксюк А.М. Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // *Петрология.* — 2002. — Т. 10. — № 6. — С. 630–644.
3. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // *Геология рудных месторождений.* — 2001. — Т. 43. — № 4. — С. 291–307.
4. Рябчиков И.Д. Физико-химический анализ условий отделения рудоносных растворов из гранитных магм // В сб.: *Источники рудного вещества эндогенных месторождений.* — М., 1974. — С. 30–33.
5. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. — Томск: Изд-во «СТТ», 2003. — 308 с.
6. Wones R.D., Eugster H.P. Stability of biotite // *Amer. Mineral.* — 1965. — V. 50. — № 9. — P. 1228–1272.
7. Jacobs D.C., Parry W.T. Geochemistry of biotite in the Santa Rita Porphyry Copper Deposit, New Mexico // *Econ. Geol.* — 1979. — V. 74. — № 4. — P. 860–887.

8. Munoz J.L., Ludington S.D. Fluoride-Hydroxyl exchange in biotite // Amer. J. Sci. – 1974. – V. 247. – № 4. – P. 396–413.
9. Гусев А.И., Гусев Е.А. Некоторые петрохимические особенности золотоносных гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области // Руды и металлы. – 2000. – № 5. – С. 25–32.
10. Gusev A.I. The petrology of gold-generating granitoids of Russia // International Journal of Experimental Education. – 2008. – № 3. – P. 58–61.
11. Соколов Б.А., Старостин В.И. Флюидодинамическая концепция формирования месторождений полезных ископаемых (металлических и углеводородных) // Смирновский сборник. – 1997. – С. 100–130.
12. Коробейников А.Ф. Крупные и гигантские золоторудные месторождения: условия образования и размещения // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. – Улан-Удэ, 2004. – С. 111–113.
13. Dixon J. Temporal evolution of water in the mantle // Geophys. Research Abstracts. – 2003. – V. 5. – P. 04395.
14. Гусев Ф.И., Семенов Б.Г. Новые данные по магматизму и оруденению Калутинского месторождения, Горный Алтай // Руды и металлы. – 2005. – № 4. – С. 27–32.
15. Гусев А.И., Гусев Н.И. Магмо-флюидодинамическая концепция эндогенного рудообразования на примере Алтая и других регионов // Региональная геология и металлогения. – 2005. – № 23. – С. 119–129.
16. Гусев А.И. Мантийно-коровое взаимодействие в формировании гигантских магмо-рудно-метасоматических систем // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Матер. XIV Междунар. конф. – Петрозаводск, 2008. – С. 159–161.
17. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и юга Горной Шории: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – Томск, 2006. – 50 с.
18. Матвеева Э.В., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявление зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. – 1978. – № 3. – С. 564–568.

Поступила 10.03.2009 г.

УДК 550.838:551.243+553.41+552.321.5

МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ В ГЕНЕРАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ОРУДЕНЕНИЯ: ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ

А.И. Гусев, А.Ф. Коробейников*

Бийский педагогический государственный университет им. В.М. Шукшина

E-mail: anzerg@mail.ru

*Томский политехнический университет

E-mail: lev@tpu.ru

Приведены данные по мантийно-коровому взаимодействию в различных типах оруденения, выявляемого в аномальном строении и изменении геофизических параметров на профилях ГСЗ МОВЗ. Приведено положение месторождений золото-серебряно-го, золото-черносланцевого, магматогенного железо-титан-ванадиевого, золото-обогащенного колчеданного барит-полиметаллического оруденения на глубинных профилях ГСЗ МОВЗ – «Базальт» и на профиле МТЗ МОГТ «Батолит-1-СБ». Месторождения контролируются зонами мантийных глубинных разломов, по которым происходило взаимодействие мантийных и коровых источников. Мантийно-коровое взаимодействие при формировании месторождений выявляется в аномальных соотношениях изотопов Sr, Nd, Pb, U в рудогенерирующих магматитах, а также соотношениями изотопов серы в сульфидных рудах.

Ключевые слова:

Мантийно-коровое взаимодействие магматизма и метасоматизма, петрологические и геофизические факторы мантийно-корового взаимодействия.

Введение

Крупные эндогенные месторождения образуют динамически взаимосвязанные магматические, рудные и метасоматические системы (МРМС), имеющие специфические особенности. Как правило, в них обнаруживаются полихронный интрузивный магматизм и длительно развивающиеся метасоматические и рудные образования, в которых проявляется мантийно-коровое взаимодействие [1]. Опыт составления карт масштаба 1 : 200 000 и 1 : 1000 000 нового поколения показывает, что эмпирические связи магматизма и оруденения в большинстве случаев исчерпали свои возможности и в подавляющей части конкретных ситуаций не помогают выделению не только металлогенических

таксонов разного ранга, но и не приближают к руде (низкая поисковая эффективность). Рудообразование несёт в себе черты не только коровых процессов, но и мантийных. Следовательно, в прогнозно-поисковом комплексе без привлечения данных и процессов глубоких геосфер Земли не обойтись. Объективный прогноз эндогенного оруденения может быть осуществлён на геофизической, петрологической базе и генетических связях магмогенерирующих систем, имеющих мантийную природу с расшифровкой особенностей их флюидного режима.

В последнее время особенно активно разрабатываются концепции магмо- и рудообразования в связи с плюмтектоникой [2]. Многочисленные