

**МЕТАСОМАТИЗМ
И
РУДООБРАЗОВАНИЕ**

ЛЕНИНГРАД

1982

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ
ОБЩЕСТВО

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И
СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРА-
ЗОВАНИЯ СССР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА, ОР-
ДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ И
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕ-
НИ ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ им. Г. В. ПЛЕ-
ХАНОВА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Тезисы докладов V Всесоюзной конференции

(23—25 ноября 1982 г.)

3801

Ленинград

1982



Метасоматизм и рудообразование. Тезисы докладов V Всесоюзной конференции (23—25 ноября 1982 г.). Л., 1982. 213 с. (АН СССР. Совет по рудообразованию. М-во высшего и среднего образования СССР. Ленинградский ордена Ленина, ордена Трудового Красного Знамени и ордена Октябрьской Революции горный ин-т им. Г. В. Плеханова. М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского. Всесоюзное минералогическое общество).

В предлагаемой работе основное внимание уделено проблеме малоизученных и неклассифицированных метасоматитов. Рассматриваются признаки метасоматических процессов в верхней мантии Земли, проявление метасоматизма на дне Мирового океана, а также в зонах инфильтрации и гипергенеза. Обсуждаются некоторые геохимические особенности метасоматитов. Большое место уделено также традиционным вопросам: вертикальной зональности метасоматитов, слабо проявленным метасоматическим изменениям регионального характера, экспериментальным разработкам в области метасоматизма.

Работа рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся как прикладными, так и теоретическими исследованиями.

Редакционная коллегия:

Д. С. Коржинский (гл. редактор), *Г. М. Беляев*, *В. А. Жариков*, *Э. А. Ланда*,
Б. И. Омеляненко, *Н. Н. Перцев*, *Е. В. Плющев*, *В. А. Рудник*, *Д. В. Рундквист*,
В. Л. Русинов

НЕКЛАССИФИЦИРОВАННЫЕ, РЕДКИЕ И МАЛОИЗУЧЕННЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

*Л. В. Соловьева, Б. М. Владимиров,
В. Г. Семенова, С. Б. Бранд,
С. И. Костровицкий
(ИЗК СО АН СССР)*

Мантийный метасоматоз и его роль в образовании кимберлитовых и щелочных оливин-базальтовых расплавов

На стадии, непосредственно предвещающей образование в мантии очагов кимберлитовой магмы, происходят мощные метасоматические процессы, которые осуществляют минеральную, редкоэлементную и изотопную подготовку сухого субстрата типа гранатового лерцолита. Наложенная ассоциация минералов включает высокомагнезиальный ильменит, флогопит, сложный по составу сульфид, гранат и клинопироксен с небольшим количеством оливина и энстатита.

Достаточно высокая степень анхизвтектического плавления возникшего наложенного парагенезиса (5—10%) в p - T -условиях образования кимберлитовых очагов обуславливает появление расплавов, богатых несовместимыми редкими элементами, содержание которых в кимберлитах превышает их содержание в сухих гранатовых лерцолитах в 5—100 и более раз (La, Ta, Th, Ce, Nb, Pr, U, Ba, Nd, Sr, Eu, Y, Ti, Tb, Cd, Hf, Rb, K, Zr и др.). Модельный кимберлит по 50 редким и главным петрогенным элементам, близкий к среднему кларковому кимберлиту, рассчитан из следующих минералов, входящих в состав глубинных парагенезисов из включений: циркона (0,05%), пирротина (0,1%), ильменита (3—7%), флогопита (15—20%), граната (10—15%), клинопироксена (40—60%), оливина (5—10%).

Данные по стронциевой изотопии в клинопироксенах из ультраосновных гранатовых парагенезисов свидетельствуют о высоких отношениях $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, колеблющихся в пределах 0,705—0,711 (отнесены к возрасту трубок). В то же время в веществе кимберлита устанавливаются наряду с высокими и низкие отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, равные 0,7025—0,7045. Последние характерны для фанерозоя. Существует еще одна закономерность, прослеженная на материале кимберлитов и щелочных оливиновых базальтов: в тех и других породах фиксируется прямая коррелятивная связь между первичным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и величиной отношения K/Rb . Все эти данные хорошо объясняются с позиций мантийного метасоматоза, осуществляющего радиогенную и изотопную подготовку мантии на этапе, близком по времени и несколько опережающем анатектическое плавление. Источник метасоматизирующих потоков вещества должен иметь обедненный рубидием состав и низкое отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. В метасоматиты, возникшие на месте «сухой» гранатовой мантии, привнесены стронций источника с низким отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, который вытесняет в процессе метасоматоза местный стронций с более высокой величиной $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$.

Предполагается, что сухие мантийные субстраты на уровне шпинелевой зоны (типа шпинелевых лердолитов, гардбургитов) преобразуются на стадии метасоматоза в породы верлит-пироксенитовой группы с алюминиевым авгитом и переменным количеством амфибола и флогопита (включения так называемой черной группы). В результате анхизтектического плавления таких пород в зоне устойчивости амфибола образуются расплавы с петрохимической и редкоэлементной характеристикой щелочных оливиновых базальтов.

*Е. Е. Лазько (ИГЕМ АН СССР),
В. П. Серенко (ЦНИГРИ)*

Признаки глубинной метасоматической переработки гранатовых перидотитов из кимберлитов Якутии

Глубинные ультрамафиты, присутствующие в виде ксенолитов в кимберлитах, в подавляющем большинстве случаев сложены равновесными минеральными ассоциациями. Это находит отражение как в гомогенности слагающих последние пороодообразующих фаз, так и в закономерных корреляциях химизма сосуществующих минералов переменного состава. Тем больший интерес представляют крайне редкие пока включения, существование которых может указывать на интенсивное преобразование мантийного вещества, не связанное непосредственно с процессами его изначального формирования. Один такой аномальный образец гранатового перидотита изучен авторами. Это типичный катаклазированный перидотит с хорошо выраженными признаками интенсивных пластических деформаций и высокотемпературной перекристаллизации. Однако в его составе присутствуют округлые выделения граната с четкой концентрической зональностью. Особенно резко от центра к периферии зерен меняются содержания Cr_2O_3 и TiO_2 : 7,28—3,72 и 0,03—1,13 вес. % соответственно. Слабее выражена зональность для других компонентов: в том же направлении растут содержания глинозема, суммарного железа, повышается степень окисленности железа и уменьшается количество CaO . Зона непрерывного изменения состава граната, окружающая незональные ядра мощностью 2—5 мм, доходит до 300—500 мкм. При этом мощность конкретных зон, взятых в определенном интервале изменения состава, хорошо выдерживается по всей периферии зерна, т. е. зональность имеет не только закономерный характер, но и непрерывно прослеживается в любом краевом участке выделения. Однако у разных зерен граната их краевые части содержат различные количества окислов (вариации для Cr_2O_3 — от 3,7 до 5,0 вес. %). Состав центральных частей зерен одинаков во всех случаях. С гранатом в ксенолите ассоциируют незональные магнезиальный оливин, энстатит и субкальциевый клинопироксен. Важно, что следов плавления, сопровождавшего высокотемпературный катаклиз и формирование зональности в гранатах, не зафиксировано. Поэтому возникновение последней в изученном образце не может быть истолковано с магматических позиций, ибо в данном случае зональность могла сформироваться только после образования «порфирировых» выделений граната и, следовательно, уже после того, как консолидированная порода подверглась глубинному катаклазу. Единственным процессом, ответственным за возникновение зональности гранатов, может быть своеобразный глубинный метасоматоз, не связанный прямо с явлениями магматизма. Главной особенностью предполагаемого метасоматического процесса является то, что под его влиянием изменялся состав пороодообразующих минералов (отсутствие зональности в оливине и пироксенах, на наш взгляд, объясняется кинетикой процесса перекристаллизации), но не происходило изменения валового минерального состава преобразуемых

пород, что характерно для приповерхностных условий. Причины этого, вероятно, в ограниченных количествах метасоматизирующего агента относительно массы преобразуемых пород и в малом количестве возможных равновесных фаз в условиях большой глубинности. Очевидно, что метасоматоз мог быть вызван только поступлением в перидотиты глубинных флюидов, привносивших глинозем, титан и железо, причем, судя по вариациям Fe^{2+}/Fe^{3+} в изученных образцах, эти флюиды были достаточно окисленными, т. е., скорее всего, содержали заметное количество H_2O . Можно также предполагать незначительный привнос CaO . Накопления щелочей в минералах гранатового перидотита не фиксируется. Судя по характеру зональности гранатов, ее метасоматическое возникновение сопровождало глубинный катаклиз перидотитов, продолжающийся некоторое время после прекращения метасоматического преобразования породы. Подобное сочетание двух глобальных процессов изменения консолидированного вещества верхней мантии может оказаться весьма перспективным при попытках интерпретации многих особенностей ультрамафитовых парагенезисов в кимберлитах. Указанные процессы хорошо укладываются в распространенную модель диапирового конвективного всплывания вещества верхней мантии. В рамках такой модели многие из глубинных ксеногенных ультрамафитов в кимберлитах должны быть охарактеризованы как своеобразные глубинные метасоматиты, что пока не получило должного освещения в отечественной литературе.

К. Н. Егоров, Б. М. Владимиров
(ИЗК СО АН СССР)

Роль метасоматических процессов в решении проблемы генезиса автолитов из кимберлитов Якутии

Одной из актуальных петрологических задач, касающихся вопросов как механизма формирования кимберлитовых тел, так и процессов кимберлитообразования в целом, является выяснение генезиса автолитов. Наиболее распространенным объяснением происхождения автолитовых обособлений в кимберлитах считается ликвационная гипотеза (Clement, 1975; Кривошлык, 1979; Илупин и др., 1980). В качестве важного доказательства ликвации многие авторы используют результаты сопоставления петрохимических и геохимических особенностей автолитов и вмещающего их кимберлита. При этом степень и характер метасоматических преобразований системы автолит—вмещающий кимберлит не принимаются во внимание.

Объектом настоящего исследования послужили породы глубоких уровней трубки Удачная Восточная, отдельные блоки которой сложены уникальным по сохранности кимберлитом (Маршинцев и др., 1976). Для анализа отбирались однотипные, с флюидално-концентрической структурой ядерные и безъядерные автолиты из одной кимберлитовой разновидности. Результаты химических анализов наименее измененных автолитов и вмещающего кимберлита показывают идентичные концентрации CaO , MgO , CO_2 , H_2O , SiO_2 , Al_2O_3 . Варьирующие в узких пределах содержания K_2O и ΣFe в системе автолит—кимберлит одного порядка. Отмечается заметная обогащенность автолитового материала TiO_2 . В результате развития постконсолидационной серпентинизации автолитосодержащий кимберлит испытывает более высокую интенсивность метасоматического преобразования, чем плотные автолитовые обособления. Кимберлит резко обедняется K_2O , CaO , CO_2 , TiO_2 , ΣFe , в меньшей степени Al_2O_3 , обогащается MgO , SiO_2 , H_2O , тогда как автолиты практически сохраняют прежние концентрации этих компонентов. По мере возрастания степени интенсивности серпентинизации в автолитах повыша-

ются содержания хрома, титана, уменьшаются количества кобальта, ванадия, концентрации никеля остаются постоянными. Устанавливается прямая зависимость между вариациями содержаний элементов группы железа, главных компонентов в измененных автолитовых оболочках и составом ядер автолитов. Анализ образцов, взятых из переработанных низкотемпературной карбонатизацией и серпентинизацией участков породы, показал, что эти процессы полностью определяют колебания содержаний SiO_2 , MgO , CaO , H_2O , CO_2 в системе автолит—кимберлит. Здесь же наблюдается общее обеднение автолитов и вмещающего их кимберлита элементами группы железа, Sr, Ba, K_2O , ΣFe , в меньшей мере уменьшаются концентрации Al_2O_3 и TiO_2 .

Таким образом, широко используемый петрохимический и геохимический подход для обоснования генезиса автолитов в результате ликвации без изучения метасоматических процессов является совершенно недопустимым. Необходимо иметь в виду и то, что вторичные процессы в кимберлитах могут не только затушевывать и сглаживать различия составов в системе автолит—кимберлит, но и формировать их.

В. Т. Подвысоцкий
(ВостСибНИИГГИМС),

Б. М. Владимиров (ИЗК СО АН СССР)

Особенности метасоматического преобразования кимберлитов

Чрезвычайно характерным для кимберлитов является интенсивное метасоматическое преобразование их первичного состава, вследствие чего в большинстве случаев кимберлит представляет собой типичный метасоматит, на 80—90% сложенный минералами серпентиновой и карбонатной групп. Метасоматическое преобразование кимберлитов — сложный и многостадийный процесс, отличающийся от метасоматоза типичных ультраосновных пород других формаций. Главными факторами, контролирующими направленность метасоматических реакций, является режим отделения летучих от кимберлитового расплава и температурные условия метасоматоза.

Наиболее ранний процесс изменения кимберлитов — это метасоматическое замещение вкрапленников, главным образом оливина, кальцитом под воздействием остаточного, сильно обогащенного углекислотой, кальцием и щелочами флюида. Выносимые при кальцитизации оливина магнезия и кремнезем служили исходным материалом для последующего образования серпентина. Микропримеси никеля и кобальта, содержащиеся в оливине, частично изоморфно захватывались замещающим его кальцитом.

Массовая серпентинизация кимберлитов осуществлялась при остывании породы до 450—350°С и выражалась в метасоматическом замещении псевдоморфного по оливину кальцита и минералов основной массы серпентином. В ряде случаев серпентин развивался непосредственно по оливину. Наличие таких признаков, как неравномерное распространение серпентинизации в трубках и зависимость интенсивности ее проявления от текстурно-структурных особенностей, четкий фронт серпентинизации, наблюдаемый в ряде случаев, и пр., свидетельствует о том, что изменение кимберлитов на данном этапе происходило в полностью консолидированном состоянии.

Серпентинизация сменялась наложенной карбонатизацией, которая соответствовала относительно низкотемпературной стадии метасоматоза и проявлялась в результате перехода магнезиальных серпентинизирующих растворов в существенно углекислые в процессе замещения карбонатного материала серпентиновыми минералами. Значительная часть

кальцита и доломита привносилась в кимберлит из вмещающих осадочных пород.

Метасоматическое минералообразование сменялось отложением серпентина, карбоната и других минералов из гидротермальных растворов в порах, пустотах и трещинах с образованием моно- и полиминеральных прожилков, гнезд и желваков.

Геохимические особенности кимберлитов существенно определяются и характером их метасоматического изменения, что, в свою очередь, в значительной степени зависит от содержания и соотношения летучих в кимберлитовых расплавах. По мере увеличения степени серпентинизации кимберлита содержания таких элементов, как ванадий, литий, бор, заметно повышаются. В карбонатизированных разновидностях накапливаются ниобий, цирконий, фосфор и др. Такие элементы, как хром, никель, кобальт, хотя и ведут себя наиболее инертно, тем не менее также обнаруживают тенденцию к накоплению в более измененных кимберлитах, что указывает на возможность переноса большинства элементов в кимберлитовых расплавах во флюидной фазе. Наблюдающееся четкое разделение элементов в зависимости от характера изменения является одной из причин геохимической неоднородности кимберлитов в пределах многофазных трубок, а также в пределах полей и районов.

А. А. Амиржанов, А. Е. Воронцов
(Ин-т геохимии СО АН СССР)

О природе автореакционных магнезиальных скарнов в трубчатых структурах железорудных месторождений Сибирской платформы

В месторождениях ангаро-илимского типа широко распространены своеобразные по взаимоотношениям с трапповыми и гранат-пироксеновыми породами (автореакционными скарнами, по В. А. Жарикову, 1968) оливиновые и монтичеллитовые породы, выделенные в особые автореакционные магнезиальные скарны (Вахрушев, Воронцов, 1975). Монтичеллитсодержащие породы формируются при реакционном замещении гранат-пироксеновых пород существенно карбонатным материалом и являются более поздними, чем оливинсодержащие.

Оливиновые породы содержат пикроильменит, близкий по своим характеристикам пикроильмениту из кимберлитов (Воронцов и др., 1977), обнаруживают большое сходство по изотопному составу углерода, кислорода и стронция с кимберлитами и карбонатами из различных регионов мира (Воронцов и др., 1978; Плюснин и др., 1981).

В ряде месторождений (Коршуновское, Капаевское, Рудногорское) на глубоких горизонтах вскрыты крупные тела оливиновых пород (мощностью до 40 м). Это темно-зеленые плотные породы, нередко с хорошо выраженной полосчатостью, содержащие многочисленные ксенолиты размером от 2—3 до 50 см. Форма ксенолитов различная — эллипсоидная, округлая, прямоугольная, остроугольная; их контакты с оливиновыми породами резкие, часто с макро- и микрозаливами. Как правило, ксенолиты обладают зональностью, конформной поверхности контакта. В случаях, когда ксенолиты имеют полосчатость, развивающаяся в них зональность является секущей. Такие взаимоотношения могут свидетельствовать об активном воздействии оливинсодержащих пород на ксенолиты.

Средний химический состав (в вес. %) оливиновых пород Коршуновского месторождения (из четырех анализов): SiO_2 — 28,16; TiO_2 — 0,40; Al_2O_3 — 2,23; ΣFe — 24,97; MgO — 29,24; CaO — 2,56; MnO — 0,09; K_2O — 0,03; Na_2O — 0,07; P_2O_5 — 0,02; п. п. п. — 10,03 и Капаевского месторождения (из девяти анализов): SiO_2 — 33,32; TiO_2 — 0,08; Al_2O_3 —

1,29; Fe_2O_3 — 12,34; FeO — 3,24; MgO — 32,42; CaO — 3,97; MnO — 0,06; K_2O — 0,01; Na_2O — 0,09; P_2O_5 — 1,04; CO_2 — 1,47; H_2O^+ — 9,59 — свидетельствует об их принадлежности к ультраосновным породам. По особенностям минерального состава, ряду петрохимических и геохимических характеристик, а также по развитым в них процессам замещения эти породы сопоставимы с массивными базальтоидными кимберлитами (Илупин и др., 1978).

Таким образом, новые данные показывают, что в трубчатых структурах железорудных месторождений Сибирской платформы достаточно широко развиты серпентинизированные и карбонатизированные ультраосновные породы, близкие по своей природе к кимберлитам. Наличие кимберлитоподобных пород в ангаро-илимских железорудных месторождениях не противоречит форме рудоконтролирующих структур (трубчатые структуры) и структурно-тектоническому положению в пределах Сибирской платформы (Одинцов и др., 1980). Одновременно необходимо признать, что выделение особых автореакционных магнезиальных скарнов является необоснованным.

Е. Е. Лазько (ИГЕМ АН СССР)

Два типа ультрамафитовых метасоматитов в офиолитах и их природа

1. В разновозрастных офиолитовых ассоциациях многих складчатых поясов помимо гарцбургитов и габброидов, составляющих основной объем интрузивных образований, обычно присутствуют два пестрых по составу комплекса ультрамафитов, занимающих различную структурную позицию. К первому из них принадлежат жильные и дайковые тела дунитов, сопряженных с ними хромититов, орто- и клинопироксенитов, вебстеритов, роговообманковых пироксенитов и других пород, заключенные в массивных или полосчатых гарцбургитах. Сюда же следует относить так называемые краевые дуниты, подстилающие и (или) перекрывающие гарцбургиты в виде непрерывной зоны во многих массивах. Другой комплекс, известный как полосчатый, объединяет варьирующую по составу серию пород, располагающуюся в офиолитовых разрезах между перекрывающими гарцбургиты краевыми дунитами и вышележащими габброидами. В него входят ферродуниты, верлиты, оливинные, мономинеральные, рудные и плагиоклазовые клинопироксениты, меланократовые троктолиты и другие породы, закономерно сменяющие друг друга в нарушенных разрезах многих полосчатых комплексов.

2. На примере ряда офиолитовых массивов Урала проведено детальное изучение ультрамафитов жильного и полосчатого комплексов. Полученные геологические, петрологические и геохимические данные, важнейшие из которых касаются характера залегания и морфологии тел, состава и условий равновесия пород и слагающих их минералов, особенностей распределения микроэлементов группы железа в непрерывных сериях пород, а также рассмотрение экспериментов по плавлению природных перидотитов, позволили прийти к необщепринятым выводам о происхождении указанных ультрамафитов. В современной петрологической литературе они обычно рассматриваются в качестве анатектитов (жильная серия) и магматических кумулятов (полосчатый комплекс). Полученная информация согласуется с представлением о них как о своеобразных высокотемпературных метасоматитах. Это представление близко к взглядам А. Н. Заварицкого и Н. Л. Боуэна.

3. Ультрамафиты жильной серии в гарцбургитах гетерогенны и формировались инфильтрационно-метасоматическим способом. Одну группу жильных метасоматитов, согласно полученным данным, составляют более ранние дуниты, хромитовые скопления, орто- и клинопироксениты, которые возникли в результате простого перераспределения вещества

материнских гарцбургитов при просачивании сквозь них нагретых до 1000°С водных флюидов. Тем же способом образовались и мощные зоны краевых дунитов. Освобождавшиеся при этом значительные количества кремния, кальция, алюминия и хрома, первоначально фиксировавшиеся в ортопироксене гарцбургитов, расходовались на образование рудных хромитовых скоплений, жильных пироксенитов и частично пород полосчатого комплекса. Диффузионные явления, сопровождавшие инфильтрационный метасоматоз, в целом были проявлены локально. Однако именно они ответственны за возникновение в уральских офиолитах не только лерцолитов, обычно рассматривающихся в качестве недоплавленных реликтов мантийного субстрата, но и значительной части рассеянной клинопироксеновой вкрапленности в гарцбургитах. Более поздние вебстериты и амфиболовые ультрамафиты второй группы обязаны своим возникновением эманациям габброидов, реагировавшим с гарцбургитовой матрицей.

4. Главным механизмом, обусловившим возникновение асимметричных закономерных серий пород в разрезах полосчатого комплекса, был высокотемпературный диффузионный биметасоматоз между метасоматическими краевыми дунитами и перекрывающими их магматогенными габброидами. Наряду с диффузионными явлениями на поздней стадии формирования полосчатого комплекса определенную роль должны были играть инфильтрационные процессы. Биметасоматоз превращал изначально гетерогенные ультраосновные и основные интрузивные породы офиолитовых ассоциаций в геологически единые тела. Синхронная и наложенная высокотемпературная перекристаллизация затушевывала первичные особенности ультрамафитовых метасоматитов и их минералов, приводила к широкому развитию зональности в последних.

Р. О. Берзон (ЦНИГРИ)

Золоторудные метасоматические формации офиолитовых поясов

В пределах офиолитовых поясов довольно широко проявлены метасоматические изменения базитов и гипербазитов, вызванные воздействием на породы гидротермальных растворов, связанных со становлением более поздних гранитоидных комплексов повышенной основности. Эти изменения носят как площадной, так и локальный характер (Золоев, Берзон, 1976). Локальные метасоматические тела издавна привлекали внимание старателей и часто служили объектами золотодобычи.

Наиболее широко распространены золотоносные тела, отнесенные нами к золото-родингитовой формации. Золотоносные родингиты, или «хлорапиты» (хлорит-гранат-пироксеновые породы), образованы в результате воздействия на антигоритовые серпентиниты углекисло-кальциевых щелочных растворов в условиях средних глубин и относительно высоких температур. Это сложнопостроенные зональные тела, внешняя зона которых сложена интенсивно хлоритизированными серпентинитами, промежуточная — хлоритом (40—45%) и диопсидом (55—60%), а внутренняя — хлоритом (18—20%), гранатом (38—40%) и диопсидом (40—42%). В небольших количествах присутствуют карбонат, сфен, апатит, магнетит. Химизм изменения пород выразился в привносе кальция, углекислоты, алюминия и выносе магния и воды. Наиболее продуктивны внутренние зоны, которые рассекаются лестничными прожилками золотоносного диопсида. Золото в родингитах ртуть- и медьсодержащее. Ассоциирует с гранатом, диопсидом, карбонатом.

Минеральной разновидностью этой формации служат более низкотемпературные везувиан-гранатовые и везувиан-хлорит-гранатовые породы, образованные как по серпентинитам, так и по основным жильным

породам, внедрившимся в ультрабазитовые массивы. Золотоносность этих пород низкая.

Другой формацией золотоносных метасоматических пород являются зональные метасоматиты, образованные по габбро или на контактах габброндов и ультрабазитов. Это довольно мощные зоны (до 100 м) протяженностью первые километры. Оторочки зон сложены интенсивно хлоритизированными (местами оталькованными) породами, промежуточные зоны слагаются вермикулититами, а внутренние — актинолитовыми и тальк-актинолитовыми породами. Золотоносны все члены метасоматической колонки. Золото ртутьсодержащее. Ассоциирует с хлоритом, актинолитом, в участках окварцевания — с кварцем.

Выделенные И. С. Рожковым (1971) так называемые змеевичные жилы представляют собой зоны оталькования и карбонатизации среди серпентинитов. Они образуют небольшие по масштабам, но довольно богатые рудопроявления. Золото ассоциирует с сульфидами (пиритом, халькопиритом), реже с теллуридами (гессит, петцит).

Перечисленными формационными типами, по-видимому, не исчерпывается набор своеобразных золотосодержащих метасоматитов офиолитовых поясов. Изучение их распространения и степени золотоносности представляет собой главнейшую задачу.

Г. А. Саркисян (ИГН АН АрмССР)

Метасоматические формации Севанской офиолитовой зоны Малого Кавказа

Метасоматические формации, генетически связанные с ультраосновным — основным магматизмом офиолитовой зоны Малого Кавказа, четко подразделяются как по типу родоначальных магм, так и по характеру исходных пород, температурности процесса и режиму ряда компонентов.

Проведенные нами исследования в пределах Севанской офиолитовой зоны Малого Кавказа позволяют выделить нижеследующие метасоматические формации, отражающие направленное развитие ультраосновного (гипербазитового) и основного (габбро-плагиогранитного) интрузивного магматизма.

С ультраосновным магматизмом, предшествующим габбро-плагиогранитному, связана лишь формация апогипербазитовых лизардитовых серпентинитов, возникшая, по данным терромагнитных исследований магнетита, при температурах 480—500° С. Другие типы метасоматизма в связи со становлением пород гипербазитового комплекса не установлены.

Основной интрузивный магматизм сопровождается последовательно проявленным рядом метасоматических формаций, связанных с многофазным габбро-плагиогранитным интрузивным комплексом:

а) контактово-реакционная пироксенит-родингитовая формация по лизардитовым серпентинитам. В этой формации выделяются оливинсодержащие диопсидиты и пироксенсодержащие гранат-везувиановые метасоматиты (так называемые родингиты), возникшие на ранней послемагматической стадии габброидного интрузивного комплекса при контактово-реакционном взаимодействии магнезиально-силикатных (серпентиниты) и кальциевых алюмосиликатных (габброиды) пород под влиянием растворов габброидных интрузивов;

б) автометасоматическая зеленокаменная амфибол-цоизит-хлорит-пренитовая формация по разнообразным габброидам;

в) кварц-амфибол-эпидот-полевошпатовая (альбитовая) формация, связанная с послемагматической стадией плагиогранитной ветви габбро-

идного комплекса с сопряженной пирит-халькопиритовой минерализацией в эпидозитах и эпидот-кварцевых жилах.

«Зеленокаменные» минеральные парагенезисы, развитые в габбро-плагиогранитных интрузивах и вмещающих их вулканитах офиолитовой серии, целесообразно выделять в составе самостоятельной метасоматической формации, типоморфной для плутонических альпинотипных габброидных комплексов офиолитовых серий.

Рассмотренные метасоматические формации свойственны этапу становления магматических образований офиолитовой ассоциации. На последующих этапах развития офиолитов в зонах тектоно-магматической активизации формируются связанные с гранитоидным магматизмом известковисто-скарновая, тальк-карбонатная, лиственит-аргиллизитовая, кварц-амфибол-эпидот-полевошпатовая метасоматические формации с гидротермальными сульфидными оруденениями меди, ртути и др.

Е. П. Царицын, И. С. Чащухин
(ИГиГ УНЦ АН СССР)

Эволюция минеральных парагенезисов при метаморфизме гипербазитов Рай-Изского массива на Полярном Урале

Гипербазиты массива Рай-Из и хромитовое оруденение в них претерпели многоэтапный и интенсивный метаморфизм в диапазоне амфиболитовой — пумпеллиитовой фаций. Для восстановления истории метаморфизма гарцбургиты являются наиболее информативными породами в силу высокой чувствительности оливин-ортопироксенового парагенезиса к изменению p — T -условий (Боуэн, Таттл, 1950). В породах массива проявлены два главных этапа метаморфизма — регрессивный и прогрессивный.

Первый этап фиксируется последовательной сменой следующих равновесных парагенезисов в гарцбургитах:

- 1) оливин (Ол)—Са—Аl—Сг-содержащий ортопироксен (ОРх);
- 2) Ол+Аl—Сг—Са-содержащий ОРх+диопсид (Ди)+хромшпинелид;
- 3) Ол+Аl—Сг-содержащий ОРх+Аl—Сг-содержащий тремолит (Тр)+хромшпинелид (Хршп);
- 4) лизардит+брусит+когенит (?) +Хршп.

Во всех перечисленных парагенезисах регрессивного этапа хромшпинелид является устойчивой фазой.

Прогрессивный этап метаморфизма, наложенный на петельчато серпентинизированные породы, включает зональный динамотермальный метаморфизм, оталькование, войкаритизацию и антигоритизацию, которым соответствуют следующие ассоциации минералов:

- 5) Ол+Тр+антигорит ($f=6-8\%$) +магнетит (Мт);
- 6) Ол±ОРх ($f=5-8\%$) +бедный Аl и Сг тремолит ($f=3-5\%$) +клинохлор+Мт±магнезиокуммингтонит;
- 7) оталькование: Ол+тальк+Тр ($f=4-6\%$) +хлорит+Мт по ассоциациям 2,3 и 5,6;
- 8) войкаритизация: Ол+антигорит ($f=5-6\%$) +Ди+Мт по ассоциациям 2,3 и 6;
- 9) антигоритизация: антигорит ($f=2-3\%$) +брусит ($f=4-6\%$) +гидродиопсид (или Са-гидрогранат) +Мт.

При прогрессивном метаморфизме акцессорный хромшпинелид в пределе замещается магнетитом, а рудообразующий имеет низкое качество ($Сг_2О_3/FeO_{сум} < 2,5$) вследствие высоких содержаний железа (за счет выноса алюминия и магния), что необходимо учитывать при поисково-разведочных работах и прогнозировании металлургических сортов хромитовых руд на массивах, гипербазиты которых испытали интенсивный метаморфизм.

**О взаимодействии мантийного и корового вещества
при метасоматических процессах в изверженных комплексах**

1. Установлено, что в процессе формирования ряда изверженных комплексов и связанных с ними метасоматических и рудных образований участвует вещество мантийного и корового происхождения.

2. Образование карбонатитовых массивов обусловлено поступлением в верхние этажи земной коры магматических масс с мантийными характеристиками изотопных отношений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7034-0,7040$), сохраняющимися и в некоторых продуктах метасоматических процессов (флогопитовый комплекс Ковдорского массива).

3. Наблюдаемые значительные вариации величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в минералах и породах карбонатитовых комплексов ($0,7034-0,7061$) объясняются контаминацией флюидов с мантийными характеристиками коровым веществом. Транспортировка этого вещества осуществлялась растворами, возникшими в результате интенсивной метасоматической фенизации боковых пород, или вадозовыми водами.

4. Участию флюидов корового происхождения в процессах становления карбонатитов благоприятствовали снижение температуры в ходе становления массивов (отмечается закономерное повышение величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при смене высокотемпературных разностей карбонатитов низкотемпературными) и состав кристаллизующихся пород (богатые железом апатитовые породы имеют тенденцию к обогащению радиогенным стронцием).

5. Совершенно иная природа наблюдаемых отношений изотопов стронция устанавливается у лейкогранитовых гранитов Кыджимитского массива (Восточное Забайкалье). Типично «коровые» по своим общим особенностям породы здесь характеризуются низкими «мантийными» значениями изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Устанавливается корреляционная зависимость между этой величиной и степенью метасоматической альбитизации гранитов: низкие значения (до $0,7025$) имеют максимально альбитизированные породы; высокие (до $0,7064$) — породы, слабо затронутые альбитизацией. Предполагается, что коровое вещество в рассматриваемом случае было преобразовано ювенильными метасоматирующими растворами мантийного генезиса.

6. Еще один тип взаимодействия мантийного и корового вещества устанавливается в комплексе гранитов рапакиви и метасоматических пород Салминского массива. Низкое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитах первой фазы ($0,7031$) свидетельствует об их мантийном происхождении. Это подтверждается также крайне низкими «мантийными» значениями параметра $M_1=7,6$ гранитов Салминского массива, характеризующими отношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ в материнском источнике этих гранитов. Резко повышенное значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитах второй и третьей фаз ($0,7158-0,7696$) обусловлено, скорее всего, не контаминацией магмы коровым материалом, а накоплением радиогенного стронция в интервале времени между кристаллизацией магмы (1560—1540 млн. лет) и завершением низкотемпературных автометасоматических процессов (1470—1440 млн. лет) в сильно обогащенных рубидием гранитах второй и третьей фаз. Этим же эффектом, по-видимому, можно объяснить и высокие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ жильного флюорита из гранитов рапакиви Салминского массива.

7. Таким образом, настоящим исследованием выявлено несколько типов взаимодействия вещества мантийного и корового происхождения в петрогенетических (в том числе метасоматических) процессах: а) селективно-контаминационный (в частности, в карбонатитовых комплексах).

сах), б) наложенно-метасоматический (Кыджимитский массив), в) эволюционный, без явно выраженного взаимодействия (Салминский массив).

В. Г. Кривовичев (ЛГУ)

Физико-химические условия образования апобазитовых метасоматитов

Рассматриваемые метасоматиты распространены в пределах одного из пегматитовых полей Северо-Запада СССР (Гордиенко и др., 1975). Они имеют зональное строение, причем различающиеся по составу зоны сменяют друг друга в следующей последовательности: исходные габбро-анортозиты (зона 0); анхимономинеральные амфиболовые породы (зона 1); плагиоамфиболовые (с гранатом) (зона 2), плагиобиотитокварцевые (зона 3), кварцево-биотито-гольмквиститовые (зона 4), кварцево-хлоритовые (зона 5) и кварцево-турмалиновые (зона 6) метасоматиты.

Проведена количественная оценка температур формирования с помощью геотермометров Л. Л. Перчука и изучения температур декрепитации газовой-жидких включений в минералах. Установлено, что температура формирования метасоматических пород постепенно снижалась от зоны 1 (480—450°С) к зоне 6 (350—320°С).

Из расчета показателей «относительной основности» пород (по А. А. Маракушеву) видно, что их величины закономерно уменьшаются от исходных габбро-анортозитов к кварцево-хлоритовым и кварцево-турмалиновым породам, а соответственно, понижается и рН равновесных с породами метасоматизирующих растворов.

Для оценки вариаций окислительно-восстановительного потенциала минералообразующей среды был проведен термодинамический анализ полей устойчивости некоторых минералов железа и титана в зависимости от Eh и рН системы. Теоретическая последовательность смены минеральных ассоциаций в общих чертах совпадает с установленной В. А. Леоновой (1979) последовательностью смены минералов в апобазитовых метасоматитах (пирротин + ильменит ← магнетит + ильменит ← ильменит ← рутил). Эти данные указывают на повышение Eh и понижение рН минералообразующей среды при формировании апобазитовых метасоматитов.

При понижении температуры растворов происходит последовательное относительное повышение химического потенциала воды, что приводит к замещению амфибола биотитом, а последнего хлоритом. Возникновению такой последовательности образования минералов способствует и повышение кислотности растворов, поскольку увеличение концентрации протонов в системе приводит к перестройке алюмосиликатных радикалов ленточного строения в радикалы слоистого строения. Повышение кислотности растворов приводит также к увеличению активности кремнезема в системе, результатом чего является последовательное раскисление плагиоклаза, что в конечном итоге приводит к образованию альбита.

Таким образом, процесс формирования апобазитовых метасоматитов можно рассматривать как результат переработки габбро-анортозитов под воздействием кремнщелочных, существенно калиевых растворов. Главным параметром, регулирующим этот процесс, являлась температура, закономерное уменьшение которой приводило к повышению химического потенциала воды и кислотности минералообразующих растворов. Одновременное и однонаправленное изменение этих параметров приводило к закономерной смене одних минералов другими и к формированию метасоматической колонки.

О формационной самостоятельности низкотемпературных региональных метасоматитов базификатного ряда

В ряду региональных метасоматических формаций многие исследователи (Б. И. Омеляненко, 1978; В. А. Жариков, Б. И. Омеляненко, 1965; В. А. Жариков, 1966) описывают высоко- и среднетемпературные метасоматиты базификатного ряда. В то же время среди низкотемпературных метасоматитов подобные образования в качестве самостоятельной формации в настоящее время не выделяются.

Имеющийся фактический материал приводит к заключению о достаточно широком распространении метасоматитов, характеризующихся накоплением в центральных частях метасоматических колонок слабых оснований — кальция, магния, железа. Подобные метасоматиты рассматриваются как продукты так называемой стадии отложения и относятся к формациям хлоритолитов, карбонатных магнезиально-железистых метасоматитов и т. п. С. Д. Шер (1974) предложил выделять самостоятельную группу магнезиально-железистых метасоматитов, хотя и не обосновал четкие признаки их формационной принадлежности.

Изучение региональных метасоматитов складчатых областей и зон активизации древних щитов привело нас к заключению о существовании самостоятельной формации региональных низкотемпературных метасоматитов базификатного ряда. Их развитие контролируется тектоническими зонами и не имеет генетической связи с какими-либо магматическими комплексами.

Эта формация может быть разделена на две субформации: хлоритовых и карбонатных метасоматитов.

Субформация хлоритовых метасоматитов характеризуется привносом железа, магния, марганца, воды при инертном поведении титана, алюминия и выносе кремния и щелочей. В центральной части метасоматической колонки образуются существенно хлоритовые и кварц-хлоритовые породы с переменным содержанием сульфидов, карбонатов и некоторых других минералов.

Субформации карбонатных метасоматитов свойственно увеличение содержания в центральных частях колонки кальция, магния, железа, CO_2 , перераспределения титана, алюминия, кремния, щелочей, что приводит к образованию в центральной части метасоматической колонки существенно анкеритовых, сидеритовых, доломитовых пород с переменным содержанием кварца.

Среди низкотемпературных базификатных метасоматитов можно выделить ряд фаций в зависимости от режима летучих компонентов (H_2O , CO_2 , O_2 , S), находящихся в равновесии с гидротермальным раствором.

По результатам изучения газовой-жидких включений температурный интервал образования базификатных метасоматитов составляет 420—120°С при давлении 1500—100 атм. Процесс протекает в условиях снижающейся температуры. Щелочность растворов соответствует нейтральной или слабощелочной среде.

Базификатные низкотемпературные метасоматиты являются синрудными. С ними связаны промышленные железорудные, олово-полиметаллические, свинцово-цинковые, золоторудные месторождения, а также ряд месторождений сидерита и магнезита. Потенциальная рудоносность базификатных метасоматитов определяется геохимическими особенностями вмещающих метасоматиты комплексов пород, характером температурного и флюидного режимов, а также химизмом процесса метасоматоза.

**Кислотное выщелачивание базит-гипербазитов
и его металлогеническое значение**

1. Региональное кислотное выщелачивание проявлено как в докембрийских, так и в фанерозойских метаморфо-метасоматических системах. Известно, что в этом процессе из горной породы выносятся как сильные, так и слабые основания и происходит реститовое накопление высоковалентных амфотерных элементов. В породах базит-гипербазитового состава наблюдается значительная первичная концентрация амфотерных элементов, что определяет вероятность формирования при кислотном выщелачивании этих пород высоких реститовых концентраций алюминия, титана, железа и других подобных элементов, представляющих экономический интерес.

2. Кислотное выщелачивание анортозитов сопровождается формированием колонки: анортозит — кианитовый анортозит — кианит-кварц-плагиоклазовый сланец — кианитовый кварцевый сланец. В этих условиях образуются породы с аномально высокой концентрацией глинозема. Типовой пример: кейвский сланцевый комплекс Кольского полуострова.

3. Кислотное выщелачивание габбро-анортозитов сопровождается формированием колонки: габбро-анортозит — ставролитовый анортозит с титаномагнетитом — ставролит-кварц-плагиоклазовый сланец с ильменитом — ставролит-кварцевый сланец с рутилом. В породах более основного состава (габбро) вместо ставролита присутствует амфибол, в этом случае наблюдается более высокая концентрация в тыловой зоне колонки титансодержащих минералов. Типовые примеры: ачирийокский анортозитовый и кейвский сланцевый комплексы Кольского полуострова.

4. Кислотное выщелачивание существенно магнезиальных гипербазитов (бронзититов, лерцолитов) сопровождается формированием колонки: бронзитит — гранат-роговообманковый амфиболит — актинолит-хлорит-альбит-кварцевый сланец — хлорит-серцит-кварцевый сланец (кварцит). В этом процессе происходит реститовое накопление ряда рассеянных рудных элементов. Типовой пример: пироксенит-лерцолитовый комплекс Камчатки.

5. Кислотное выщелачивание существенно железистых гипербазитов (эвлизитов, гарцбургитов) сопровождается формированием колонки: эвлизит — гранат-куммингтонитовый амфиболит — куммингтонит-магнетитовый сланец — магнетитовый кварцит. При замещении клинопироксена в подобной колонке амфибол представлен актинолитом. В этих условиях происходит накопление железа и формируются железорудные месторождения. Типовые примеры: рудопроявления западной части Кольского полуострова.

6. Рассмотренные примеры показывают, что одинаковый тип метасоматических преобразований (в данном случае кислотное выщелачивание), проявленный в сходных p - T -условиях, в зависимости от состава исходных пород ведет к формированию различных месторождений полезных ископаемых.

В. И. Кочнев-Первухов, Е. С. Заскинд
(ЦНИГРИ)

**О связи метасоматического медно-никелевого оруденения
в ультраосновных породах Печенгско-Алларечинской зоны
с метаморфизмом пиритовых колчеданов**

1. В интрузивах Печенгского рудного района, не содержащих первично-магматической вкрапленности, отмечено метасоматическое образование медно-никелевого оруденения, обычного халькопирит-пентлан-

дит-пирротинового состава. Одновременно в тех же структурах зафиксирован метаморфизм — пирротинизация — пиритовых колчеданов. Оба процесса связаны с регрессивной стадией метаморфизма фации зеленых сланцев — эпидотовых амфиболитов. Пространственно-временная сопряженность этих явлений допускает предположение о существовании между ними генетической связи (М. Н. Годлевский), при которой высвобождение серы в процессе пирротинизации пирита обеспечивает развитие метасоматических сульфидов в ультрабазитах.

2. Проявления сульфидного метасоматоза в ультрабазитах устанавливаются только при их залегании внутри зон колчеданной минерализации. Новообразования сульфидов в ультраосновных породах развиваются в непосредственной близости к контактам с колчеданами или около трещин, прослеживающихся и в интрузивных телах и во вмещающих породах. С удалением от контакта интенсивность сульфидообразования быстро снижается: ширина зон метасоматической сульфидизации не превышает первых метров. Характерны псевдоморфные замещения. Все вместе взятое может свидетельствовать о малой миграционной способности серы в указанном процессе.

3. Сравнение спектров примесей в колчеданах и метасоматическом медно-никелевом оруденении обнаруживает их идентичность. В медно-никелевом оруденении встречены компоненты, присущие окружающим колчеданам (Mo, Pb, Zn, Cd и др.), но не характерные ни для ультраосновных пород, ни для проявленной в них первично-магматической сульфидной минерализации.

4. Пространственное совмещение областей никеленосного магматизма с зонами колчеданообразования и участие ультрабазитов и колчеданов в одних и тех же процессах метаморфизма могут рассматриваться в качестве признаков потенциальной перспективности площадей на медно-никелевое оруденение метаморфогенного типа.

М. А. Петрова (ЦНИГРИ)

Перлитизация гиалобазальтов и ее роль в образовании метасоматитов колчеданосных формаций

1. Перлитизированные базальтовые стекла установлены в различных формациях и структурно-фациальных зонах: в контрастных, однородных и других формациях геосинклиналей (Южный Урал, Мугоджары), в зонах активизации и рифтогенеза (Малый Кавказ, Забайкалье, Прибайкалье и др.).

2. Проявление перлитизации в гиалобазальтах обусловлено быстрым остыванием базальтового расплава в водной среде в морских (подводные излияния) и континентальных (заполнение лавой озер, речных долин и др.) условиях. Появление тонких трещин перлитовой отдельности сопровождается палагонитизацией базальтового стекла, проявляющейся в виде тонких, часто полосчатых оторочек, иногда развитием агрегатов цеолита и монтмориллонита.

3. В колчеданосной контрастной формации Мугоджар эти синвулканические преобразования базальтов, обусловленные перлитизацией, являются начальным этапом в цепи метасоматических изменений различной интенсивности, связанных в значительной степени с повышенной проницаемостью зон перлитизации для гидротермальных растворов. При слабом их проявлении перлитовые трещины в гиалобазальтах чаще всего выполнены кремнистым или хлорит-кремнистым материалом, а палагонитизированные оторочки замещены тонкозернистым агрегатом хлорит-альбит-эпидот-кварцевого состава.

4. Гидротермально-метасоматические преобразования последующих стадий характеризуются увеличением ширины зон переработки, увели-

чением размеров зерен вторичных минералов, появлением такситового строения за счет обособления участков моно- и биминерального состава. Крайней степенью гидротермальных изменений в колчеданосных формациях является образование зон мелко- и среднезернистых хлоритовых кварцитов, пирит-хлорит-кварцевых и других типов метасоматитов.

О. Б. Бейсеев, М. Е. Жусупов
(КазИМС)

О природе родингитов Ешкиольмесского массива ультрамафитов в Центральном Казахстане

С ультрамафитами Ешкиольмесского массива, вмещающими одноименное месторождение хризотилового асбеста, ассоциирует широкий комплекс известково-силикатных метасоматитов (родингитов). Эти породы имеют тесную пространственную связь с амфиболитами. Состав их разнообразен: амфибол-пироксен-цоизитовый, хлорит-гранат-пироксеновый, цоизит-гранат-пироксеновый и эпидот-гранат-амфиболовый. В размещении пород наблюдается метасоматическая зональность. Внутреннюю часть метасоматических тел составляют собственно родингиты, которые по мере удаления от контакта ультрамафитов сменяются амфибол-пироксен-цоизитовыми породами и затем амфиболитами.

Рентген-дифрактометрический анализ метасоматитов показывает присутствие в них реликтов основного плагиоклаза (рефлексы 3,63; 2,80; 2,55; 2,10; 1,86; 1,82 Å). Изучение геохимических особенностей устанавливает постоянное присутствие типоморфных для основных пород элементов-примесей (Cu, Ti). Сравнение петрохимических параметров метасоматитов с таковыми основных пород по Дэли указывает на их близкое сходство. Полученные данные позволяют сделать заключение об апогабброидной природе родингитов.

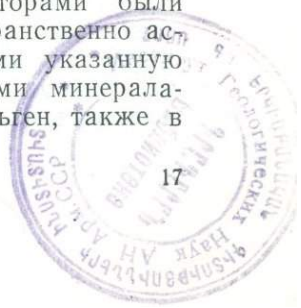
Установление генезиса известково-силикатных метасоматитов Ешкиольмесского массива имеет важное практическое значение, так как позволяет исключить участки их распространения из общей площади, подлежащей опосредованному и оценке, и тем самым определить истинные границы развития потенциально асбестоносных апоультрамафитовых пород.

Г. Д. Думбадзе, Г. К. Цимакуридзе,
Т. Г. Чхотуа (ГИН АН СССР)

Родингиты зоны Главного хребта Большого Кавказа

Кристаллическое ядро восточной части Софийского поднятия (Северо-Западный Кавказ) сложено породами буульгенской серии, характеризующейся, по-видимому, покровным залеганием и содержащей фрагменты древней (докембрийско-палеозойской) офиолитовой ассоциации. Разрез офиолитов неполный. Здесь развит набор пород, отвечающий полосчатому комплексу: ультрамафиты, их серпентинизированные разновидности, метагабброиды и габбро-амфиболиты. Часть эффузивной толщи представлена аповулканогенными амфиболитами, сравнительно редко встречаются апотерригенные кристаллические сланцы.

В ущельях рек Хецквара и Южный Птыш (междуречье Кодор-Ацгара) в зоне крупного тектонического нарушения, установленного по геолого-геофизическим данным, внутри амфиболитов авторами были обнаружены согласные жилы родингитов, которые пространственно ассоциируют с протрузиями ультрамафитов, трассирующими указанную зону. Аналогичные жилы, сложенные кальций-силикатными минералами, были установлены в истоках рек Кодор и Домбай-Ульген, также в



тесной пространственной связи с ультрамафитами. Мощность родингитизированных зон в амфиболитах достигает 1—1,2 км (ущелье р. Птыш). Родингиты представлены системой зеленовато-розовых жил мощностью от единиц до нескольких десятков сантиметров, выполненных моноклинным пироксеном (диопсид-салитом), гидрогроссуляром, минералами группы эпидота, часто с пренитом, сфеном и турмалином. Следствием процесса родингитизации является обогащение амфиболитов кальцием и натрием; характерно также их кремниевое истощение. В непосредственном контакте с серпентинитами в родингитизированных зонах отмечаются будины актинолит-тремолитизированных перидотитов (нефритов).

Интенсивное развитие катаклаза, бластомилонитизации и будинажа в амфиболитах, пространственная и генетическая связь зон родингитизации с протрузиями серпентинитов определяют петрогенезис исследованных родингитов как процесс, связанный с тектоническими движениями; при этом родингитизация амфиболитов и серпентинизация пироксенитов представляют собой, по-видимому, два одновременных и комплексных явления, имеющих общую тектоническую историю. Предполагается, что процесс родингитизации проявляется при проникновении вещества мантии в кору (в виде твердых диапиров либо обдущированных пластин) и во времени может быть увязан с заключительными этапами метаморфизма и закрытием океанического бассейна палео-Тетис в верхнем палеозое.

*И. В. Коваленко, Е. М. Сучкова,
А. Ф. Свириденко
(ВНИИСИМС, г. Александров)*

Специфика процессов метасоматоза в связи с образованием цветных камней в ультрамафитах Казахстана

1. В результате метасоматических процессов на границе ультрамафитов и даек гранитоидов и габброидов происходит образование жадеититов, родингитов и нефритов, используемых в ювелирной промышленности. Исследование вещественного состава метасоматитов и околожильных изменений позволило выявить закономерности метасоматического минералообразования, являющиеся основанием для прогнозирования камнесамоцветного сырья.

2. Образование изученных видов камнесамоцветного сырья обусловлено двумя типами метасоматоза: кальциевым и натриевым. В условиях кальциевого метасоматоза по жильным габбро развиваются родингиты, а по серпентинитам в контакте с плагиигранитами и габбро образуются нефриты. При натриевом метасоматозе по плагиигранитам формируются жадеититы.

3. Каждый вид изученных метасоматитов характеризуется определенной метасоматической зональностью и локализуется в серпентинитах определенного состава. Так, родингиты окаймляются шериданитовой оторочкой, переходящей в лизардит-хризотилловые серпентиниты; для нефритов характерно наличие тремолитовой и пренит-альбит-гранат-тремолитовой зон; вмещающие ультрамафиты представлены хризотилловыми серпентинитами. Жадеититы оконтуриваются флогопитовой и актинолитовой оторочками, сменяющимися антигоритовыми серпентинитами.

4. Установлена стадийность образования указанных камней-самоцветов. В первую стадию при соответствующем типе метасоматоза формируются полиминеральные родингиты, крупнопластинчатые тремолиты и порообразующие жадеиты. Ювелирно-поделочные разности выделяются на заключительных стадиях метасоматоза в виде прожилков

и вкраплений в ранее сформировавшихся метасоматитах (родингитах, тремолититах, жадеититах). Характерной особенностью формирования ювелирно-поделочных разностей является тенденция к мономинеральности и переходу от грубо- к тонкозернистому строению.

5. Особенности минерального состава метасоматитов и вмещающих серпентинитов отражают различия окислительно-восстановительного режима минералообразования. Постоянная примесь кальцита в родингитах, обильная вкрапленность магнетита и лизардит-хризотилковый состав вмещающих серпентинитов указывают на окислительный характер среды при родингито- и нефритообразовании. Наличие графита и самородного свинца в жадеититах и околорудных серпентинитах, а также антигритовый состав последних свидетельствуют о восстановительных условиях.

6. Изученные метасоматиты отличаются по величине основности (ΔZ^0), что свидетельствует о разных физико-химических параметрах минералообразования. Родингиты и нефриты характеризуются более высокими значениями ΔZ_{T^0} ($\sim 2,3-3$), вычисленными для температур 298 и 600 °К, жадеититы — меньшими ($\sim 1,5$).

7. Различные условия образования двух групп метасоматитов (химизм метасоматоза, окислительно-восстановительный режим, величина основности) исключают одновременное формирование жадеититов с родингитами и нефритами, что предопределяет специфику ультрамафитовых массивов на определенный вид камнесамоцветного сырья.

Ф. К. Кузнецова (ИЗК СО АН СССР)

Волластонитизация в гранулитовом комплексе Юго-Западного Прибайкалья

Волластонитовая минерализация, обнаруженная в последние годы среди гранулитов архейских щитов, вызвала большой интерес, а также некоторое смятение среди петрологов, так как, согласно принципу выделения фаций глубинности, разработанному Д. С. Коржинским, волластонит не может быть устойчивым в $p-T$ -условиях гранулитовой фации в связи с высоким p_{CO_2} , препятствующим реакциям декарбонатизации.

По волластонитовой минерализации в гранулитах Юго-Западного Прибайкалья имеется следующий фактический материал, склоняющий автора к выводу о более позднем, наложенном ее характере.

1. Все проявления волластонита сосредоточены вблизи или вокруг габбро-мангерит-сиенитовых интрузий, там, где они прорывают карбонатные или силикатно-карбонатные свиты.

2. Эти интрузии, ранее считавшиеся доорогенными и внедрившимися до метаморфизма, обнаруживают сложное, иногда зональное внутреннее строение с широким развитием процессов аутометасоматоза и контактового метасоматоза, наложенного на вмещающие породы гранулитовой фации.

3. Габброидный магматизм был синорогенным и по времени совпал с последней «перекрестной» фазой складчатости в регионе. Он сопровождался внедрением мангеритов, щелочных сиенитов и граносиенитов.

4. Особенность кристаллизации массивов габброидов заключается в том, что преобладающей минеральной ассоциацией в них является первичная магматическая роговая обманка и очень основной плагиоклаз (битовнит-анортит), что может быть объяснено лишь высоким p_{H_2O} при их кристаллизации.

5. Выделяются две стадии волластонитизации — ранняя, с внедрением габброидов, и поздняя, с внедрением массивов и жил мангеритов и сиенитов. Минеральные парагенезисы первой стадии: волластонит —

кальцит — диопсид — апатит — кварц — пирит — магнетит; второй стадии: волластонит — олигоклаз — калишпат — скаполит — геденбергит — гроссуляр — апатит — сфен. Промышленные концентрации волластонита содержатся в породах обеих стадий.

6. Метасоматическое наложенное происхождение волластонита первой стадии подтверждается также гнездовым и сеткообразным (вдоль межзерновых трещинок) распределением его в мраморах.

7. В низкотемпературную стадию метасоматоза происходило замещение волластонита кварцем, кальцитом, тремолитом. В породах появились таумасит, десмин и другие низкотемпературные минералы.

В связи с наложенной тектоно-магматической активизацией в отдельных зонах гранулитового комплекса, а также вблизи габбро-сиенитовых интрузий происходило интенсивное развальцевание биотит-гранатовых и гиперстен-гранат-кордиеритовых гнейсов и превращение их в двуслюдяно-дистеновые и сильно окварцованные и выщелоченные флогопит-дистеновые бластомилониты, которые можно отнести к высокотемпературным диафторитам.

В. А. Бабошин (ВСЕГЕИ)

Эрланы — неклассифицированные скарноподобные метасоматиты Мамско-Чуйского и Гутаро-Бирюсинского слюдоносных районов (Восточная Сибирь)

1. Эрланы (по терминологии немецких и чехословацких геологов) — представители известково-силикатных скарноподобных метасоматитов, отличающихся от типичных скарнов более низкотемпературными условиями формирования, обилием гидроксилсодержащих минералов, преимущественным развитием кроме кальцита амфиболов, диопсида, кварца, плагиоклаза, минералов группы эпидота, более низкими содержаниями железа (например, значительным преобладанием цоизита над эпидотом).

2. Эрланы залегают в виде апоизвестняковых прослоев среди продуктивных на мусковит докембрийских биотитовых плагиогнейсов, метаморфизованных первоначально в условиях амфиболитовой фации и испытавших в дальнейшем регрессивный метаморфизм, связанный со становлением слюдоносных легматитов (Мамский район) или с постпегматитовой тектонической переработкой (Бирюсинский район). Среди алюмосиликатной и силикатной части этих скарноподобных пород в Мамском районе преобладают минералы более ранних стадий формирования (скарновой и собственно-эрлановой): диопсид, гранат, плагиоклаз, кварц, роговая обманка, цоизит, эпидот, скаполит, апатит. В Бирюсинском районе сильное развитие получили минералы наиболее поздних постпегматитовых стадий образования, связанных по времени с регрессивным метаморфизмом окружающих их гнейсов: амфиболы актинолит-тремолитового ряда, биотит, мусковит, хлорит, сфен, микроклин.

3. Статистический анализ минерального состава эрланов показывает, что в рассматриваемых породах Мамского района (на основе изучения 126 шлифов), по сравнению с Бирюсинским (49 шлифов), обнаруживается почти полное отсутствие корреляционных связей между минералами поздних стадий формирования. Это подтверждает мнение о кратковременности и слабом проявлении регрессивного метаморфизма в Мамском районе. В противоположность этому в эрланах Бирюсинского района отмечаются сильные корреляционные связи между большинством силикатных минералов поздних стадий образования, что свидетельствует о более четко выраженной тенденции формирования равновесных минеральных ассоциаций.

4. Многоэтапность формирования силикатных и алюмосиликатных минералов в эрланах, которая связана с региональным метаморфизмом, становлением кварцевых и пегматитовых жил, локальным регрессивным метаморфизмом, порождает обилие неравновесных минеральных ассоциаций. Появление равновесных парагенезисов среди группы самых поздних минералов свидетельствует о длительном и широко развитом пострудном диафорезе и соответственно об уничтожении залегающих среди этих пород месторождений высококачественного мусковита.

5. В качестве браковочного критерия сохранности мусковита как полезного ископаемого можно использовать следующие содержания минералов в эрланах, вмещающих слюдоносные пегматиты: амфиболов актинолит-тремолитового ряда — свыше 17 %, хлорита — 1 %, биотита — 6 %, мусковита — 1 %, сфена — 1 %, суммы магнетита и гематита — 1 % общего объема породы.

Л. П. Рихванов

(Томский политехн. ин-т)

Суммируя имеющийся в нашем распоряжении фактический материал, а также привлекая литературные данные, можно констатировать, что процессы метасоматизма в карбонатных породах весьма широко проявлены. Наиболее распространенными метасоматитами являются известковые скарны, грейзены, доломиты, реже отмечаются кварц-карбонатные породы с гематитом, кварц-серицитовые с пиритом и кварц-альбитовые с апатитом, а также флюоритизированные и окварцованные породы.

Характер развития метасоматитов по карбонатным породам разнообразен, но наиболее часто наблюдаются постепенные переходы от неизменных пород к измененным. Эти переходы макроскопически прослеживаются по изменению окраски и текстурного рисунка породы, а микроскопически — минерального состава и структурного рисунка.

Характерной особенностью образования метасоматических продуктов по карбонатным породам является их горизонтальная зональность. В обобщенном виде зональность изучаемых метасоматитов может быть представлена в следующем виде: неизменные известняки — перекристаллизованные известняки — (скарнированные породы и скарны — грейзены) — доломитизированные породы и доломиты — (железо-марганцевые карбонатные метасоматиты) — кварц-карбонатные породы (или кварц-альбитовые, альбит-апатитовые, апатитовые, кварц-серицитовые с пиритом).

Отдельные породы в конкретных случаях могут выпадать из разреза (скарны, грейзены, железо-марганцевые карбонатные, кварц-альбитовые метасоматиты и т. д.). Состав центральной зоны для каждого типа измененных пород специфичен и определяет формационную принадлежность апокарбонатных метасоматитов.

Мощность отдельных зон колеблется от сотен до десятков метров (внешние зоны) и от первых метров до десятков сантиметров (внутренние зоны).

Отмечается общая закономерность в химизме процесса метасоматизма карбонатных пород, выражающаяся в смене сильных оснований более слабыми, что свидетельствует о повышении кислотности растворов. Эта особенность формирования апокарбонатных метасоматитов сближает их с карбонатитами.

В большинстве случаев продукты метасоматизма, развитые по карбонатным породам (за исключением скарнов и грейзенов), не име-

ют видимой связи с магматизмом и формируются, как правило, на завершающих этапах становления складчатых областей либо на этапе активизации консолидированных областей. Данные образования могут быть отнесены к метасоматическим формациям, связанным с гидротермальными системами, которые разгружаются в зонах проницаемых структур (Плющев, 1978).

Анализ особенностей минерального состава гидротермалитов, их зональности, поведения порообразующих и аксессуарных элементов, металлогенической специализации позволяет отнести некоторые из них к формации березитов (кварц-анкеритовые, кварц-серицитовые с пиритом), а часть — к формации низкотемпературных натриевых метасоматитов — эйситов (кварц-альбитовые, альбит-апатитовые).

*В. Т. Казаченко, В. И. Сапин,
В. М. Чубаров, И. И. Фатьянов
(ДВГИ ДВНЦ АН СССР)*

Рудоносные марганцовистые метасоматиты

На примере Приморья рассмотрены высокотемпературные метасоматиты, сложенные ассоциациями марганцевых минералов. Как и скарны, они генетически связаны с гранитами и, являясь благоприятной средой для рудоотложения, заключают в себе различные типы рудной минерализации.

Появление ассоциаций марганцевых минералов при метасоматозе обусловлено высоким отношением $a_{Mn}/a_{Fe^{2+}}$ в растворах, которое достигается: 1) при высоком Eh (для таких месторождений характерны ассоциации минералов Fe^{3+} с бедными Fe^{2+} силикатами марганца); 2) при геохимическом разделении путей миграции Fe^{2+} и марганца, в связи с чем в пределах одной трещинной структуры наряду с марганцовистыми метасоматитами возникают железистые породы.

Изученные метасоматиты значительно различаются по содержанию Fe^{2+} в одноименных марганцевых силикатах. Это различие определяется в основном разной величиной $a_{Fe^{2+}}/a_{Mn}$ в растворах и может служить основой для выделения различных фаций железистости.

Марганцовистые метасоматиты фации высокой железистости, сложенные богатыми Fe^{2+} силикатами марганца, присутствуют на одном из полиметаллических месторождений Приморья. Возникновение их обусловлено замещением нижнемеловых песчаников и алевролитов. Они представлены тремя минеральными зонами (снизу вверх): бустамит-пироксеновой, пироксмангит-родонитовой (с пиросмалитом) и кнебелитовой. Смена зон, выраженная в появлении все менее кальциевых силикатов, сопровождается уменьшением кальциевости спессартина (присутствующего во всех зонах) и вызвана понижением a_{Ca} в растворах относительно a_{Mn} , $a_{Fe^{2+}}$.

Метасоматиты содержат высокотемпературное оловянное оруденение (олово в количестве до 0,47 вес. % SnO_2 входит в структуру спессартина) и более низкотемпературные богатые полиметаллические руды наложенного типа.

К этой же фации относится выявленная авторами в Приморье протяженная (4,3 км) зона марганцовистых метасоматитов, содержащих наряду с убогой полиметаллической редкометалльную и Ni—Co-минерализацию. Метасоматиты приурочены к участкам повышенной трещиноватости в юрских кремнистых сланцах и сложены родонит-спессартиновой ассоциацией (аксинит, пирофанит, биотит, Mn-диоксид и др.). Оруденение обладает признаками многостадийного формирования и по отношению к метасоматитам носит наложенный характер. Вольфрамовая минерализация (гюбнерит, шеелит) предшествовала полиметалли-

ческой. Кобальтовое оруденение, представленное кобальтином, слагающим каемки вокруг галенита или галенит-сфалеритовых агрегатов, следовало за полиметаллическим. Никелевая минерализация постепенно сменила кобальтовую. Она выразилась в возрастании содержания никеля в кобальтине к внешним частям каемок и в кристаллизации пентландита, окаймляющего зональные галенит-кобальтиновые агрегаты.

Примером марганцовистых метасоматических образований фации низкой железистости, сложенных бедными Fe^{2+} силикатами марганца, являются метасоматиты, парагенетически связанные с мангангеденбергитовыми скарнами одного из полиметаллических месторождений Приморья. Они возникли на продолжении контролирующей скарны трещинной структуры в результате переработки гидротермальными растворами кремнистых сланцев. По минералогии (пироксмангит, спессартин, кнебелит и др.) и ассоциациям эти метасоматиты аналогичны рассмотренным выше метасоматитам полиметаллического месторождения, но содержат бедные Pb—Zn-руды.

Подразделение марганцовистых метасоматитов на фации железистости имеет важное значение потому, что с разными фаціальными типами связано различное оруденение (полиметаллическое — с Mn-метасоматитами фации высокой железистости, золотое — с Mg—Mn-метасоматитами фации низкой железистости и т. д.).

И. Г. Павлова (ВСЕГЕИ)

О роли процессов сегрегации и метасоматоза при формировании прожилково-вкрапленных руд гидротермальных месторождений

Применительно к гидротермальным месторождениям сегрегацию можно определить как процесс все возрастающей неравномерности распределения минералов или элементов, проявляющийся в такой перегруппировке их, при которой в породах или рудах происходит объединение одинаковых минеральных фаз или элементов, приводящее к образованию все более локальных и богатых их концентраций.

В закрытых системах (при отнесении растворов к внутренним факторам) ход процессов сегрегации определяется анизотропным распределением давления (Δp) и температуры (Δt). Чем многократно и интенсивнее проявлены эти факторы в породах с определенной металлогенической специализацией, тем дальше продвинуты процессы сегрегации, тем более богатые руды могут образоваться и более высокие концентрации элементов возникают в минералах.

Важным фактором в системе порода—руда являются процессы метасоматического изменения пород. С позиций сегрегации выделение рудных элементов начинается одновременно с преобразованием вмещающих пород. Однако на ранних стадиях изменения рудные минералы образуют мелкую рассеянную вкрапленность, рассредоточенную в большом объеме пород. Промышленные концентрации возникают позднее, в ходе дальнейшего развития процессов перегруппировки элементов и минералов, приводящих к мобилизации рассеянного вещества. При таком подходе иначе решается вопрос о связи оруденения с зонами региональных изменений. Ореолы пропилитизации, например, являются потенциально рудоносными для ряда месторождений прожилково-вкрапленных руд: медно-порфировых, золото-серебряных, свинцово-цинковых и др. Однако образование промышленных концентраций руд будет определяться степенью продвинутости процессов сегрегации. Метасоматоз без сегрегации не приводит еще к образованию промышленных скоплений рудных элементов, а определяет лишь иную форму их нахождения. С этой точки зрения нет месторождений только метасоматических или сегрегационных. Лишь сочетание процессов метасоматоза

и сегрегации, первый из которых является ведущим при преобразовании породообразующих минералов, а второй — при формировании рудных концентраций, обуславливает возникновение промышленных скоплений рудных элементов.

Таким образом, процессы перегруппировки вещества — сегрегации, перекристаллизации, переотложения — выступают во многих группах месторождений в качестве факторов, создающих новые месторождения, преобразующих малоценные в практическом отношении породы или бедные руды в более богатые, качественные, имеющие практическое значение.

Признание широкого развития процессов сегрегации позволяет с иных позиций трактовать многие вопросы генезиса оруденения: стадийность, зональность и пр. В отличие от широко распространенного представления о стадийности как о процессе, при котором каждая стадия минерализации приводит к возникновению новых минеральных парагенезисов, возможно принципиально иное толкование стадийности, а именно как пульсационного процесса, одновременно проявляющегося в среде одних и тех же минеральных образований, но приводящего к их неоднократному перераспределению с новой группировкой в виде парагенезисов.

Накопление рудных элементов в ходе процессов сегрегации с образованием их промышленных концентраций отражает общие закономерности и является таким же естественным процессом, протекающим в верхних частях земной коры, как и все другие процессы рудообразования, идущие во времени в сторону возрастания кларков концентраций элементов (Рундквист, 1972).

В. И. Жернаков
(Свердловский горный ин-т)

Определение положения изумрудного оруденения в метасоматических колонках слюдитового типа

Особенностью разработки месторождений драгоценных камней является необходимость добычи кристаллосырья в естественном виде, без технологических деформаций, резко снижающих его качество. В рудных телах драгоценные кристаллы, как правило, распространены крайне неравномерно. Для своевременного перехода на безударные методы отработки руды и предотвращения потерь сырья необходимо систематически определять наличие и положение его скоплений в предзабойном пространстве горных выработок. Это становится возможным после детального изучения строения рудных тел и закономерностей локализации кристаллов.

На месторождениях слюдитового типа изумрудоносные рудные тела представлены метасоматитами грейзеновой формации. Основную часть их составляют метасоматические колонки апогипербазитового состава, состоящие из следующих зон (от периферии к центру): серпентинита, талькита (тремолит-талькита), зеленого слюдита, серого слюдита, актинолитита и плагиоклазита. Две последние, в отличие от остальных, представлены разобщенными ядрами и линзами.

Изумруды встречаются в рудных телах крайне неравномерно, в виде отдельных кристаллов, желваков и гнезд. Локализуются они преимущественно в зоне серых слюдитов. Проявления изумрудной минерализации в других зонах имеют лишь минералогическое значение.

В настоящее время единственным методом, дающим положительные результаты при определении наличия и положения изумрудоносных гнезд в предзабойном пространстве движущихся горных выработок, является систематическое структурно-минералогическое картирование.

Метасоматические колонки изумрудоносных рудных тел развиваются вдоль трубообразных (линии пересечения тектонических нарушений различного направления) и плоскостных (зоны дробления и рассланцевания) каналов массопереноса. Они имеют закономерное строение, выражающееся в упорядоченной смене минеральных парагенезисов. Горизонтальная и вертикальная зональность рудных тел позволяет определять уровень и интервал вскрытия их горными выработками, а изменения в составе и свойствах минералов — положение изумрудной минерализации.

В основе минералогического картирования лежит типоморфизм минералов слюдитов. Наиболее информативными из них в отношении изумрудоносности являются флогопит, хромшпинелиды и бериллийсодержащие акцессории. Выбор этих трех минералов как основных элементов минералогического картирования обусловлен следующим: состав флогопита отражает общую геохимическую обстановку в слюдитгах, хромшпинелиды являются основным источником хрома для окраски изумрудов, а ореолы распространения бериллийсодержащих акцессориев — матрицей для микроскопических выделений минералов бериллия, в частности изумруда.

Другие минералы слюдитов, такие как апатит, турмалин, хлорит, маргарит и т. д., используются как дополнительные положительные и отрицательные признаки изумрудоносности. В качестве дополнительных признаков локализации изумрудоносных гнезд используют также структурно-текстурные особенности слюдитов, наличие в рудном теле малых структурных форм: изгибов, пережимов, экранов и т. д.

И. А. Зотов, Е. Б. Курдюков
(ИГЕМ АН СССР)

Главные факторы, определяющие зональность сульфидообразования (на примере магматических и метасоматических руд Талнаха)

В рудообразовании (и, в частности, сульфидообразовании) большую роль играют температура, активность кислорода и кислотность, что неоднократно отмечалось в литературе. Главенствующая роль в формировании зональности сульфидообразования отводится температуре. В природе перечисленные факторы действуют одновременно. Нами предпринята попытка количественной термодинамической оценки сопряженного влияния T , pH и f_{O_2} на процессы сульфидообразования простейших минералов.

Ранее было показано (Зотов, 1979, 1980), что обильная ликвационная вкрапленность сульфидов железа, меди и никеля в полно дифференцированных трапповых интрузивах Талнаха обязана привносу рудообразующих компонентов трансмагматическими флюидами. Отложение рудных компонентов в расплавах интрузивов в виде ликвационных сульфидных капель происходило в результате разложения флюидов при их окислении материалом вмещающих пород и реакции составляющих флюидов с силикатной магмой. В ассоциациях сульфидов ликвационных капель (по вариациям содержания серы в пирротинах и халькопиритах, изменению изотопного состава серы в них) зафиксировалось увеличение химического потенциала кислорода от тыловых и центральных частей магматических тел к их фронтальным частям и эндоконтактам. Но при этом оставалось непонятным отсутствие сульфидов в эндоконтактах и апофизах интрузивов, а также в сопровождающих их метасоматитах магматического этапа, в частности в магнезиальных скарнах. Метасоматические сульфиды, отлагавшиеся на месторождении в низкотемпературных частях контактово-метаморфических ореолов интрузивов, сингенетичны с известковыми постмагматическими скарнами.

Физико-химический анализ показал, что в бессульфидных частях магматических тел и сопряженных с ними магнезиальных скарнах образованию сульфидов препятствуют высокая температура и высокий потенциал кислорода. Низкие температуры во внешних частях метаморфического ореола благоприятны для отложения здесь сульфидов железа, меди (высокосернистых разновидностей), свинца и цинка даже при высоком окислительном потенциале.

Изложенный материал позволяет сделать выводы, общие для процессов сульфидообразования, генетически связанного с магмами любого состава.

1. Отсутствие на месторождениях сульфидной минерализации, сингенетичной с высокотемпературными фациями и субфациями скарнов и других метасоматитов, обусловлено сочетанием высоких значений T и f_{O_2} .

2. Обычное начало сульфидообразования на стадии кислотного выщелачивания (в частности, в кварцевых жилах) обусловлено в значительной степени снижением потенциала кислорода в связи с ростом кислотности гидротермальных растворов, а также снижением температуры.

3. На время и место сульфидообразования в метасоматическом цикле влияет также уровень фугитивности серы в гидротермальных растворах.

Е. С. Заскинд, В. И. Кочнев-Первухов
(ЦНИГРИ)

Сульфидный метасоматоз в связи с серпентинизацией ультраосновных пород

1. По совокупности признаков медно-никелевые руды разделяются на син- и эпигенетичные. При образовании последних в докембрийских медно-никелевых месторождениях значительную, если не ведущую, роль играл метаморфизм и сопряженный с ним сульфидный метасоматоз. Разновидностью таких руд являются концентрации, возникающие вследствие преобразования сингенетичных сульфидов при серпентинизации материнских пород. Выделяется два типа преобразований: 1) без существенных структурно-текстурных перестроек, но с резким изменением минерального состава руд; 2) без изменения минерального состава рудения, но со значительной структурно-текстурной перестройкой и широким развитием псевдоморфных замещений.

2. Преобразования первого типа связаны с ранней лизардит-хризотиловой серпентинизацией. На этой стадии сидеронитовая вкрапленность замещается магнетитом, а в окружающих бессульфидных серпентинитах образуется метасоматическая вкрапленность рудных минералов, не свойственных первичным рудам,—высоконикелистый пентландит, хизлевудит, изредка миллерит и самородный никель. Этот ореол имеет зональное строение: первичные сульфиды→высоконикелистый пентландит→хизлевудит (+миллерит)→хизлевудит (+самородный никель). Протяженность ореола по простираанию в 25—40 раз превышает его мощность. Содержание $Ni_{\text{сульф}}$ во всех зонах ореола не превышает концентраций $Ni_{\text{вал}}$ в бессульфидных серпентинитах. Источником этой минерализации является никель силикатов и сера, высвобождающаяся при замещении сидеронитовых сульфидов магнетитом. Значительная протяженность ореола и приуроченность наиболее богатых концентраций к ослабленным зонам в массиве позволяют предположить инфильтрационный характер процесса. Парагенетический анализ реликтовых и новообразованных рудных ассоциаций приводит к выводу об инертности никеля, железа и меди в системе, открытой в отношении серы и кислорода.

3. Преобразования второго типа связаны с антигоритизацией лизардит-хризотиловых серпентинитов и развиваются только в участках с сингенетичной вкрапленностью. Сульфиды, корродированные магнетитом при ранней серпентинизации, замещаются войлокоподобным агрегатом антигорита. Одновременно сульфиды развиваются внутри баститовых псевдоморфоз по пироксену. При полном замещении ими апопироксенового серпентина возникает метасоматическая структура, напоминающая сидеронитовую. Различия заключаются в наличии в псевдосидеронитовых вкрапленниках реликтов бастита и отсутствии кайм магнетита, развивающегося по сульфидам настоящих сидеронитовых структур. Псевдоморфному замещению подвергаются также и аполивиновые серпентины. В результате возникают так называемые негативные структуры, в которых сульфиды и силикаты меняются местами: сульфиды образуют псевдоморфозы по силикатам, а силикаты (антигорит) полностью или частично замещают первично-магматические вкрапленники. Источником оруденения антигоритовой стадии является частично замещенная магнетитом сидеронитовая вкрапленность. Перераспределение сульфидного вещества только в пределах сульфидоносных участков с образованием негативных структур позволяет предполагать инертное поведение металлов и серы.

4. Сульфидно-никелевая минерализация, образующаяся при ранней серпентинизации, не представляет промышленной ценности.

Однако практическая значимость ее очевидна, поскольку вторичные сульфиды и их зональное распределение являются поисковым признаком на первично-магматические руды.

Е. В. Баташев (ЦНИГРИ)

Роль метасоматизма в образовании сульфидных никелевых руд

Теоретическими и экспериментальными исследованиями в области сульфидно-никелевого рудообразования установлено, что роль гидротермальных процессов сводится не только к преобразованию и переотложению первично-магматических руд. Работами М. Н. Годлевского, Г. Куллеруда, Л. А. Арутюняна и других исследователей показана возможность и выявлены некоторые условия формирования метасоматического сульфидно-никелевого оруденения при воздействии сернистых флюидов на никельсодержащие силикаты. Подтверждены полученные в результате геологических наблюдений выводы о существенной роли метасоматических процессов при образовании сульфидных никелевых руд в метаморфизованных гипербазитовых массивах. Примером возникновения руд на поздних стадиях регрессивного этапа метаморфизма в ультраосновных породах, не содержащих первично-магматических рудных минералов, является метасоматическое сульфидообразование в некоторых массивах Карелии и Северного Прибайкалья, прорывающих колчеданосные черносланцевые толщи (районы Хаутоварского серноколчеданного и Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождений). Рудоотложение происходит в условиях метасоматических изменений ультраосновных пород и колчеданных руд. При этом высвобождается около 2 кг силикатного никеля в результате замещения 1 м³ серпентинита тремолитом и хлоритом и появляются растворы, содержащие серу за счет замещения пирита пирротинном или переотложения колчеданной руды. Гипербазиты «поставляют» никель, а колчеданные руды являются источником серы. Образование рудно-силикатного парагенезиса пентландит—пирротин—тремолит—хлорит происходит в нейтральной или слабощелочной среде при $T=400-500\text{ }^{\circ}\text{C}$, $f_{\text{O}_2}=10^{-25}-10^{-33}$, $f_{\text{S}_2}=10^{-7}-10^{-12}$ (М. Н. Годлевский).

Грейзенизация в связи с трапповыми интрузивами Норильского района

1. Под грейзенизацией обычно понимается среднетемпературный процесс кислотного выщелачивания, генетически связанный с породами гранитоидной формации. В связи с магматическими телами основного состава грейзены не рассматривались. Все это сдерживает распространение понятия «грейзен» на метасоматические породы близкого с типичными грейзенами минерального состава и зональностью, присутствующие в контактово-метаморфических ореолах дифференцированных трапповых интрузивов Норильского района.

2. Кварцево-турмалиновые и кварцево-мусковитовые грейзены с халькопиритом, пирротинном и пиритом выявлены в верхней и нижней экзоконтактных зонах ряда дифференцированных интрузивов (Нижнеталнахский, Нижненорильский, Зубовский, Северо-Западный интрузив Талнаха и др.), на контактах с бедными основаниями алюмосиликатными вмещающими породами (аргиллитами разведочнинской свиты нижнего—среднего девона). В связи с недифференцированными интрузивами грейзены отсутствуют.

3. В магматическую стадию (прогрессивный метаморфизм) исходные аргиллиты преобразуются в роговики и сланцы, слагающие зональные ореолы вокруг интрузивов. Внутренние части ореолов представлены массивными гиперстен-кордиерит-ортоклаз-биотит-плагноклазовыми роговиками с кварцем, шпинелью, магнетитом, средние — узловатыми роговиками без гиперстена и шпинели, а внешние — узловатыми и пятнистыми безортотоклазовыми кварц-хлорит-плагноклаз-мусковитовыми сланцами с кордиеритом и без него. По p — T -условиям формирования роговики внутренних частей ореолов соответствуют пироксен-роговиковой фации, средних — амфибол-роговиковой и внешних — мусковит-роговиковой фации контактового метаморфизма.

4. В раннюю послемагматическую (щелочную) стадию роговики внутренних и средних частей ореолов подвергаются щелочному (калишпатизация, альбитизация, мirmekитизация) и магниезиальному (биотитизация) метасоматозу, которому предшествует регрессивная хлорофиллитизация и пинитизация кордиерита роговиков.

5. Процессы кислотного выщелачивания в контактах интрузивов с метапелитами наступают раньше и протекают в более высокотемпературных условиях, нежели в контактах с карбонатными и мергелевыми толщами, и по температурным условиям соответствуют формированию известковых скарнов и постскарновых метасоматитов. Кислотная стадия завершается формированием грейзенов в зоне непосредственно го контакта с интрузивами.

6. Зональность описываемых образований представляется следующей метасоматической колонкой: 0) роговики кордиерит-плагноклаз-эртотклаз-биотитовые; 1) хлорит-мусковит-биотит-калишпат-альбитовая порода; 2) кварц-калишпат-хлорит-мусковитовая порода; 3а) кварц-мусковитовый грейзен; 3б) кварц-турмалиновый грейзен; 4) кварц. Собственно грейзены образуют гнезда и прожилки (первые сантиметры), неравномерно рассеянные среди пород 1-й и 2-й зон (первые десятки метров).

Метаморфизм и природа метасоматической зональности гипербазитов в гнейсово-мигматитовых комплексах

В гнейсово-мигматитовых комплексах Сысертско-Ильменогорской и Мугоджарской антофиллит-асбестоносных провинциях Урала встречаются альпинотипные гипербазиты, образующие согласные буднированные, пластообразные тела и мелкие массивы, сформировавшиеся и подвергшиеся метаморфизму одновременно с вмещающими породами.

В сысертско-ильменогорском гнейсово-мигматитовом комплексе и его сланцевом обрамлении тела гипербазитов встречаются на всех стратиграфических уровнях, исключая дорифейское основание (селянкинская толща). Автором установлено, что крупнокристаллические оливин-энстатитовые и энстатитовые породы, подвергшиеся антофиллитизации, карбонатизации и оталькованию, образовались не на этапе метаморфизма исходных гипербазитов, как принято считать, а при высокотемпературном кремнекислом метасоматозе продуктов более раннего байкальского метаморфизма (верхов амфиболитовой фации) альпинотипных гипербазитов, энстатит-оливиновых пород, обычно хризотил-лизардитизированных. Последние иногда принимаются за первичные дунит-гарцбургиты (Хмара, 1978). Эти породы четко различаются по структуре, составу и железистости оливина и энстатита. Антофиллитизация оливин-энстатитовых и энстатитовых пород является не самостоятельным прогрессивным этапом метаморфизма (Кейльман, 1974; Хмара, 1978), а соответствует тому же кремнекислому метасоматозу, при котором происходит энстатитизация, образуя одну из зон метагипербазитовых тел с регрессивной последовательностью формирования типоморфных минералов (от центра к периферии): энстатит—антофиллит—талък. Таким образом, выделяются два этапа метаморфизма гипербазитов: ранний, байкальский, выраженный в регенерации (перикристаллизации) альпинотипных гипербазитов с последующей автосерпентинизацией (обычно замаскирован во вмещающих породах) и поздний, зонально-метасоматический, как результат наложения кремнекислого метасоматоза, по-видимому обусловленного каледонской региональной плагиогранитизацией и мигматизацией.

Метаморфизм первого и второго этапов в гипербазитах бугетысайской группы Мугоджар проявился в более низкотемпературных фациях. Судя по сохранившимся в ядерных частях метагипербазитовых тел реликтам лизардитовых аподунит-гарцбургитовых серпентинитов, первый этап метаморфизма представлен здесь зеленосланцевой фацией. Второй этап амфиболитовой фации также выражается в кремнекислом метасоматозе с образованием зональности: антофиллит—талък (с карбонатом и хлоритом).

Антофиллит-асбестовое оруденение в обеих провинциях приурочено к телам метагипербазитов, подвергшимся метаморфизму второго этапа, и обусловлено действием гидротермальных растворов, связанных с позднегерцинскими процессами калиевой гранитизации и сопряженно с ними магматизма завершающего этапа эволюции гнейсово-мигматитовых комплексов.

О необходимости ограничения состава грейзеновой формации и выделения редкометалльных метасоматических формаций

1. Объем грейзеновой формации слишком расширен. В ее состав входят метасоматиты различного состава, глубины образования, связанные с лейкогранитами различного геологического положения. Это снижает возможности использования формации как для решения геологических задач, так и для разработки генетических вопросов, в частности интерпретации причинности формирования послемагматических образований различного вещественного состава.

2. Представляется целесообразным ограничить состав грейзеновой формации метасоматическими образованиями, связанными с лейкогранитами нормальной кислотности—щелочности гипабиссальной фации посторогенной стадии или стадии активизации и формирующимися при максимальной кислотности раствора в стадию кислотного выщелачивания. Типичными представителями формации являются фации по гранитам, характеризующиеся стабильностью кварца при переменном соотношении слюды, топаза и других минералов в соответствии с активностью железа, летучих компонентов, окислительно-восстановительного потенциала. Произвольный состав могут иметь фации по вмещающим породам.

Метасоматические образования, включающие в себя фации стадии кислотного выщелачивания, характеризующиеся нестабильностью кварца и образующиеся при повышенной щелочности раствора, предлагается выделить в две формации. Формация мезоабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов характеризуется отсутствием образований ранней щелочной стадии и связана с мезоабиссальными (или более глубинными) позднеорогенными гранитными массивами (Урал, Калба). Формация гипабиссальных мусковит-полевошпатовых метасоматитов, кроме метасоматитов стадии кислотного выщелачивания, включает в себя метасоматиты ранней щелочной стадии и связана с гипабиссальными лейкократовыми гранитами повышенной щелочности (Джидинское месторождение).

3. Из сказанного следует, что вещественный состав редкометалльных метасоматитов, входивших ранее в грейзеновую формацию, зависит от состава (кислотности—щелочности) материнских лейкогранитов и глубины их становления. Обобщение всех имеющихся данных по петрохимии редкометалльных метасоматитов СССР показывает, что метасоматиты собственно грейзеновой формации образуются при привносе кремнезема и выносе глинозема, щелочей. Противоположный характер миграции петрогенных компонентов наблюдается при образовании метасоматитов формаций мусковит-полевошпатовых метасоматитов. С учетом материалов по физико-химической стабильности минералов можно полагать, что с увеличением глубинности кристаллизации (давления) и общей щелочности лейкогранитов в отделяющемся флюиде возрастает концентрация алюминия, щелочей, Al/Si (или отношение нормативного полевого шпата к нормативному кварцу) и его щелочность. Этот вывод подтверждается экспериментальными данными К. В. Бэрнема.

4. Анализ диаграммы «Катионная щелочность лейкогранитов (ΔZ^0_{900} по А. А. Маркушеву) — содержание фтора в лейкогранитах» показывает, что в связи с гипабиссальными лейкогранитами существенно альбититовые (ранние полевошпатовые) образования формируются при повышенной катионной щелочности материнских лейкогранитов и низком содержании в них фтора. При уменьшении катионной щелочности и возрастании содержания фтора лейкограниты сопровождаются ли-

тий-фтористыми гранитами (апогранитами), сменяющимися грейзеновыми образованиями. Количественное соотношение литий-фтористых гранитов и грейзенов, их вещественный состав определяются соотношением катионной и анионной (фтор) щелочности материнских лейкогранитов. Как раз при максимальной катионной и анионной кислотности лейкогранитов с ними ассоциирует грейзеновая формация.

*Н. И. Волкова, К. Б. Кеpezжинская,
Н. А. Прусевиц (ИГиГ СО АН СССР)*

Кордиерит-антофиллитовые и ставролит-роговообманковые породы как показатель рудоносности докембрийских метаморфических толщ различных фациальных серий

В районах метаморфогенных железорудных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, приуроченных к докембрийским комплексам, нередко отмечаются специфические околорудные кордиерит-антофиллитовые породы. В Финляндии, Швеции, Канаде они используются как непосредственный поисковый критерий на сульфидное оруденение.

В последнее время к редким парагенезисам ставролита и дистена с роговой обманкой стали проявлять большой интерес в связи с сопоставлением их с кордиерит-антофиллитовыми породами. Наши исследования показали, что ставролит-дистен-роговообманковые породы являются аналогами кордиерит-антофиллитовых по составу и температурам образования в комплексах кианит-силлиманитового типа.

Все железо-магнезиальные фазы рассматриваемых околорудных пород имеют повышенную магнезиальность по сравнению с подобными минералами из обычных метапелитов и metabазитов. При этом валовой состав пород обычно характеризуется высоким содержанием железа и магния.

Кордиерит-антофиллитовые породы, так же как и ставролит-роговообманковые, очевидно, имеют различное происхождение: они образуются либо в результате магнезиального метасоматоза, либо вследствие изохимического метаморфизма. Последнее обычно имеет место в случае преобразования отложений первично-однородного состава. На контакте химически различных сред (например, metabазитов и метапелитов) описываемые породы образуются в результате биметасоматоза, возможно, с участием инфильтрации.

Кордиерит-антофиллитовые и ставролит-роговообманковые породы, как правило, пространственно связаны с сульфидным оруденением и нередко контролируются одними и теми же структурами. Это обусловлено, вероятно, тем, что наиболее проницаемые и ослабленные участки, в которых локализованы данные породы, были благоприятны как для метасоматических изменений, так и для перетолжения рудного вещества. Однако, известные случаи образования кордиерит-антофиллитовых и ставролит-роговообманковых парагенезисов и вне связи с оруденением.

Предварительная обработка образцов кварц-антофиллит-кордиеритовых пород из разных месторождений СССР, Индии и Финляндии показала принципиальную возможность использования состава антофиллитов из этих пород в качестве поискового критерия докембрийского сульфидного оруденения.

Ромбические амфиболы медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений значимо (с вероятностью $>95\%$) отличаются от антофиллитов «безрудных» пород большими средними содержаниями Si, Fe, Σ Al. Антофиллиты из железорудных месторождений отличаются от таковых из «безрудных» пород повышенными средними

содержаниями Si, Mg, Ca, пониженными Σ Al, Al^{VI}, Σ Fe, Mn, Na и общей железистостью ($F = \Sigma \text{Fe} + \text{Mn} / \Sigma \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}$).

Попытка предварительного разделения ставролит-роговообманковых пород на связанные с сульфидными месторождениями и «безрудные» проводилась на основании химических анализов пород, роговых обманок и ставролитов. Информативными параметрами для ставролитов являются содержания SiO₂ и MnO, для роговых обманок — TiO₂, для валового состава пород — Na₂O. Ошибки разделения во всех случаях были меньше 20 %.

Таким образом, состав отдельных минералов кордиерит-антофиллитовых и ставролит-роговообманковых пород может быть использован в качестве поискового критерия на метаморфогенное сульфидное оруденение.

Э. А. Дмитриев (ИГ АН ТаджССР)

Корундовые метасоматиты в мраморах Музкол-Рангульского антиклинория на Памире

В пределах Музкол-Рангульского антиклинория на Восточном Памире широким распространением пользуются мраморные горизонты. Они слагают значительную часть наиболее древней сассыкской свиты и отмечаются в составе выше расположенных бельяутинской и сарыджилгинской свит. Возраст этих свит условно принимается докембрийским. Все породы смяты в сложные изоклинальные складки и имеют обычно крутое залегание.

Мраморы чередуются с метапелитовыми породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и представленными гнейсами, дистен-силлиманитовыми, гранат-биотитовыми и другими кристаллическими сланцами.

В мраморах Музкол-Рангульского антиклинория отмечаются зоны K—Mg-метасоматоза, образовавшиеся инфильтрационным путем вдоль согласно расположенных зон трещиноватости. При общем согласном залегании метасоматиты секут мелкие складки, наблюдаемые в мраморах, и не приурочены к какому-либо определенному горизонту внутри них.

Строение метасоматитов зональное. С неизменными серыми, обычно слоистыми кальцитовыми мраморами контактирует зона желтоватых крупнозернистых доломитовых мраморов. Мощность их от 1 до 20 м и более. В доломитовых мраморах отмечаются мелкие рассеянные кристаллы флогопита и еще более мелкие зерна розового корунда. Далее следует зона крупнозернистых флогопит-доломитовых пород мощностью 5—20 см с ярко-розовым корундом, кристаллы которого имеют размер от 5 до 20 мм в длину. Эти породы образуют иногда секущие прожилки в доломитизированных мраморах. Центральная часть метасоматических зон представлена корунд-флогопит-мусковитовой породой, состоящей из мелких чешуек ярко-зеленого хромсодержащего мусковита, крупных пластин маложелезистого флогопита, доломита, среднего плагиоклаза и крупных кристаллов красного корунда с неровными кристаллографическими очертаниями. Мощность этих пород 10—20 см.

Характер метасоматической колонки указывает на привнос по зонам инфильтрации магния, калия, кремния и алюминия и связан, таким образом, со своеобразным типом метасоматоза. Источником указанных элементов могли быть расположенные выше и ниже по разрезу дистен-силлиманитовые и гранат-биотитовые кристаллические сланцы. Метасоматические явления происходили после метаморфизма пород, на регрессивной стадии их преобразования.

Парагенезис минералов апатит-карбонатных метасоматитов Центрального Алдана

Апатит-карбонатными метасоматитами, генетически связанными с процессом раннепротерозойской гранитизации, сложены Селигдарское и Тигровое месторождения апатита и множество мелких проявлений по всей территории Центрального Алдана. Для них характерно постоянство парагенезиса минералов независимо от нахождения в крупных телах или жильной фации, в компактном месторождении или на большой площади апатитопоявлений. Выделено шесть стадий минерализации: дорудная кварц-кальцишпатовая, апатит-карбонатная, ангидритовая, выполнения брекчий, зеленосланцевого диафтореза и мезозойская (?) апатит-кальцитовая. Апатит-карбонатная стадия представлена четырьмя зонами метасоматической колонки: внешняя — флогопитовая, апатит-силикатная (имеется две фации — апатит-форстерит-кальцитовая и апатит-флогопит-доломитовая), кварц-доломитовая и внутренняя — доломитовая.

При анализе минеральных ассоциаций других апатитопоявлений Центрального Алдана была выявлена полная идентичность их стадийности со стадийностью, проявляющейся на Селигдаре, вплоть до последовательности минералообразования. Наблюдаются лишь вариации минерального состава для каждого конкретного апатитопоявления в связи с выпадением одного или нескольких минералов из общей парагенетической схемы. Исключение составляет апатит-кальцитовая стадия, представленная аналогичной минеральной ассоциацией, пространственно связанной на Селигдаре с мезозойскими дайками щелочного состава (на других апатитопоявлениях пока не обнаружена).

Таким образом, апатит-карбонатные метасоматиты, относимые Д. А. Михайловым вместе с флогопитовыми и железорудными к единой формации магнезиально-кальциевых метасоматитов, характеризуются в пределах Центральноалданского района постоянным минеральным парагенезисом, независимо от масштаба оруденения и удаленности от Селигдарского месторождения, которое является эталонным.

С. А. Артышев, Б. Д. Васильев
(Томский политехн. ин-т)

Кварц-альбитовые метасоматиты магматического этапа умеренных глубин в Кузнецком Алатау

1. В районе Ипчульского молибденового месторождения откартированы своеобразные метасоматические «плагнограниты» и метасоматические «кварцевые порфиры», частично включавшиеся ранее в улень-туимский комплекс батолитовых гранитоидов нестрога состава. Детальным картированием установлено, что «плагнограниты» являются конечным продуктом метасоматического замещения габброидов и зеленокаменных диабазов докембрия, а «кварцевые порфиры» развиваются позднее в форме жильобразных тел как по зеленокаменным породам рамы, так и по «плагногранитам», но отделены от последних внедрением мелких штоков мелкозернистых аляскитовых гранитов с молибденовым штокверковым оруденением.

2. Метасоматиты первого этапа локализованы в форме узких серповидных тел размером 0,1—0,4 км², сгруппированных в две кулпосообразные зоны субмеридионального простираения размерами 0,4×2,5 и 2,0×5,5 км, расположенные в полосе северо-западного простираения с

шагом 3 км. Этому же направлению подчинены цепочки штоков мелкозернистых гранитов. Серповидная форма тел, компактная группировка их в кулисообразно расположенных полосах свидетельствуют о четкой приуроченности метасоматитов к протяженным тектоническим зонам глубинного заложения и высокой проницаемости.

Высокая основность состава пород рамы и контрастность его с составом продуктов кремнещелочного метасоматоза при слабом проявлении внешних зон метасоматической колонки и полиминеральности внутренних зон характеризуют специфичность метасоматоза.

В метасоматической колонке выделены следующие зоны: 0) плагиоклаз — эденит — соссюрит — эпидот; 1) плагиоклаз — хлорит — соссюрит — клиноцоизит — кварц — альбит — кальцит — магнетит; 2) кварц — альбит — серицит — хлорит — цоизит — кальцит — магнетит; 3) кварц — альбит — серицит — хлорит — цоизит — магнетит; 4) кварц — альбит — серицит — хлорит — магнетит; 5) кварц — альбит — серицит — хлорит; 6) кварц — альбит — серицит.

В строении колонки преобладают ассоциации 2—4-й зон. По данным 15 силикатных анализов, при новообразовании отмечается значительный привнос SiO_2 , Na_2O и вынос Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 .

3. Метасоматиты второго этапа («кварцевые порфиры») имеют форму неправильных жилообразных тел мощностью от первых сантиметров до нескольких метров и протяженностью десятки метров. Они простираются в северо-западном, субмеридиональном и северо-восточном направлении, залегают среди зеленокаменных диабазов, в силлах габбро-диабазов, среди метагабброидов Изыхского массива и пересекают метасоматиты первого этапа.

Основная доля в составе метасоматитов приходится на альбит-олигоклаз и кварц (90—98%). Изредка появляется микроклин. Акцессорные минералы магматического происхождения не встречаются. Метасоматические колонки по разным породам различаются в основном набором цветных минералов. В случае замещения «плагиогранитов» отмечается примесь серицито-мусковита, в случае замещения основных пород — хлорит, эпидото-цоизит, тонкочешуйчатый биотит. Структуры метасоматитов во внешних зонах колонки адиагностические, микрофельзитовые; во внутренних зонах — порфировые с фельзитовой или аплитовой основной массой, содержащей порфировые выделения голубоватого кварца. Общая тенденция привноса—выноса такая же, как и для метасоматитов первого этапа.

О. П. Ушаков (ВСЕГЕИ)

Кварц-калишпатовые метасоматические породы эффузивного облика (калишпатофиры) — характерные образования наложенных вулканических поясов

В вулканогенных постгеосинклинальных поясах наряду с породами однозначного метасоматического генезиса широко проявлены калиевые аналоги альбитофиров (калишпатофиры), на происхождение которых нет единой точки зрения. Это мелкозернистые породы кислого состава с характерными бластопойкилитовыми и бластосферолитовыми структурами. Хадаккристаллы и сферолиты в них сложены калишпатом, а ойкокристаллы — кварцем. Количество K_2O в калишпатофирах достигает 6—8%, SiO_2 — 75—80%, содержание Na_2O обычно не превышает 1—2%, снижаясь в наиболее типичных разностях до десятых долей процента. Железо присутствует в окисной форме, проявляясь в виде гематита. Иногда в таких породах содержание натрия приближается к содержанию калия. В этом случае наряду с метасоматическим калишпатом появляется альбит.

Особенностью калишпатофиров служит однообразие состава и структур, выдерживающееся на значительных площадях, в связи с чем они часто принимаются за магматические образования. Площади распространения калишпатофиров соизмеримы с таковыми альбитофиров, метасоматическое происхождение которых признается многими исследователями. О метасоматическом генезисе калишпатофиров свидетельствуют бластический характер их структур и обратная корреляция между калием и натрием и между калием и кремнием, что характерно для ортометасоматитов (Груза, 1970), а также присутствие среди них локально проявленных адуляритов явно метасоматического генезиса. Калишпатофиры, как и альбитофиры, можно рассматривать в качестве эффузивных аналогов апогранитов (ранней калишпатизации и ранней альбитизации, по Д. С. Коржинскому).

Различия химического состава калишпатофиров и альбитофиров определяются неодинаковыми условиями их образования. В отличие от альбитофиров, которые образуются главным образом в обстановке геосинклинальных морских бассейнов, калишпатофиры возникают на суше, в процессе развития постгеосинклинальных вулканогенных поясов. Они представляют собой результат метасоматической переработки эффузивных пород преимущественно кислого, реже среднего состава, которая протекает синхронно со становлением вулканотектонических структур, в основном кальдерного типа.

Калишпатофиры сопровождаются аргиллизитами и алунитовыми вторичными кварцитами. При этом они образуют широкие, измеряемые многими сотнями квадратных километров, периферические зоны щелочного метасоматоза, которые обрамляют более узкие центральные зоны, сложенные кислотно-выщелоченными, аргиллизированными и окварцованными разностями исходных пород. В центральных зонах такой региональной метасоматической зональности отмечается концентрация Pb, Zn, Hg, Sb, Mo и др. Особенно характерны для этих зон специфические разновидности молибденита — фемолит и иордизит.

Постоянное сонахождение и закономерные зональные соотношения калишпатофиров с аргиллизитами и алунитовыми вторичными кварцитами, а также определенная рудная специализация всей этой ассоциации метасоматитов позволяют рассматривать ее в качестве региональной метасоматической формации.

Калишпатофиры отмечаются в Центральном Казахстане (Ушаков, 1972), на Тянь-Шане, в Карпатах, Восточной Монголии и других регионах.

*В. В. Григорьев, В. А. Елохин,
В. И. Чесноков, Ю. А. Дворников
(Свердловский горный ин-т)*

Кимрит-кварц-альбитовые метасоматиты на Полярном Урале

Изучение околорудно-измененных пород основных рудных объектов Полярного Урала позволило выделить ряд рудоносных метасоматических формаций, среди которых особое место занимают кимритсодержащие кварц-альбитовые метасоматиты, встречающиеся на Саурейском барит-полиметаллическом месторождении, залегающем в карбонатно-терригенных образованиях ордовика, и на Харбейском вольфрам-молибденовом месторождении, локализующемся в плагноклаз-амфиболовых ортогнейсах рифейского возраста, в экзоконтакте Харбейского гранитного массива гранит-лейкогранитовой формации нижнего—верхнего палеозоя. На Саурейском месторождении кимритсодержащие кварц-альбитовые образования предшествуют развитию метасоматитов березитовой формации, на Харбейском месторождении являются послеро-

говиковыми, взаимоотношения их с метасоматитами грейзеновой формации неясны.

Кимритсодержащие породы слагают линзообразные тела и линейно-вытянутые зоны протяженностью до десятков метров при мощности от первых сантиметров до первых метров. Минеральный состав метасоматитов: кварц, альбит, кимрит (алюмосиликат бария), карбонат. В составе сопряженных руд развиты пирит, сфалерит, галенит, халькопирит. Кимритсодержащие кварц-альбитовые метасоматиты характеризуются повышенными содержаниями Ba, Pb, Co, Ni, Cu, Mo, V, Sn. Для пирита характерен довольно стабильный состав изотопов серы (δS^{34} в пределах от 2,12 до 2,57 %).

Кимритсодержащие кварц-альбитовые метасоматиты Саурейского и Харбейского месторождений характеризуются общностью минерального состава, близостью геохимических спектров. Приведенные факты позволяют высказать предположение о связи этих образований с постмагматическими процессами, но вопрос о формационной принадлежности кимритсодержащих метасоматитов окончательно не решен. Их можно сопоставить с метасоматической формацией эйситов, в то же время однотипная геохимическая специализация и тесная сопряженность с березитами на Саурейском месторождении позволяют предположить, что кимритсодержащие кварц-альбитовые образования представляют собой проявление ранней щелочной стадии процесса березитизации.

В. С. Кудрин (ВИМС)

Криолитоносные щелочные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты как ступень формирования сливных криолитовых руд

1. Происхождение уникального Йвигтутского месторождения криолита в Гренландии, представленного «штоком» сливных руд в массиве «щелочных гранитов» (?), в течение многих десятилетий оставалось проблематичным. Открытие и детальное изучение криолитоносных щелочных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (квальмитов), которые представляют собой новый тип вкрапленных криолитовых руд, позволяют расшифровать проблему генезиса криолитовых залежей и тем самым определить пути поисков новых месторождений сливных руд криолита — минерала, незаменимого в металлургии алюминия.

2. Образование щелочных квальмитов с вкрапленным криолитом и рядом минералов редких элементов связано с процессом метасоматического преобразования алюмосиликатных пород кислого или щелочного состава, происходящего в послемагматический этап эволюции интрузий гранитоидов повышенной щелочности либо же вне связи с интрузивным магматизмом (в зонах глубинных разломов).

Эти породы, независимо от различий геологических условий образования, являются продуктами одной из главных стадий многостадийного метасоматического процесса, начинающегося с микроклинизации и завершающегося окварцеванием.

Характерными особенностями щелочных квальмитов являются: а) щелочная направленность метасоматических изменений, проявленная в повышении щелочнометалльности (натриевости) продуктов метасоматоза, их обеднении кремнекислотой и слабыми основаниями, появлении ряда щелочных индекс-минералов (рибекит-арфведсонита, эгирина, астрофиллита и др.); б) устойчивый четырехминеральный парагенезис (альбит, микроклин, кварц, темноцветный минерал), обусловленный инертным поведением Si, Al, Fe, K; в) присутствие ряда дополнительных минеральных фаз (криолита и минералов редких элементов), связанных с наличием обособленных инертных компонентов; г) преиму-

шественное развитие фациальной метасоматической зональности, выраженной в последовательной смене кральмитов разными темноцветными минералами (лепидомеланом, щелочным амфиболом, эгирином) и связанной с изменением химических потенциалов натрия и кислорода.

3. К числу факторов, предопределявших возможность образования в щелочных кральмитах криолита, относятся: а) при ранней микроклинизации резкий вынос из пород щелочноземельных компонентов, т. е. практическое отсутствие в них кальция; б) повышенная щелочность процесса, обусловившая проявление кислотных свойств алюминия; в) весьма существенный привнос фтора при его инертном в термодинамическом отношении поведении.

4. Тела существенно криолитового состава могут формироваться в щелочных кральмитах по отдельным трещинным зонам и в других структурах активной инфильтрации фтороносных растворов. При этом происходит полное метасоматическое замещение альбита, смена Fe—Na-силикатов слюдой и вынос кварца. Но чаще образуются залежи сливного криолита в процессе метасоматического преобразования щелочных кральмитов с вкрапленным криолитом на более поздних стадиях. Криолит при этом выносится из пород и частично переотлагается по трещинам и в виде гнезд. Благоприятными условиями для формирования крупных залежей криолита является широкое развитие, но медленное протекание метасоматического преобразования щелочных кральмитов, способствующее более полному переотложению криолита в трещинных зонах и полостях выщелачивания.

5. Охарактеризованные криолитоносные щелочные кральмиты и возникающие в них тела сливного криолита по многим особенностям близки к «щелочным гранитам» и заключенному в них «штоку» криолита месторождения Ивигут, что позволяет параллелизовать в генетическом отношении эти образования.

В. А. Костин
(ИГ Карельского фил. АН СССР)

Новый тип щелочных (полевошпатовых) метасоматитов Карелии

1. На востоке Карелии, в 1,5 км западнее Выгозера, выявлены своеобразные существенно полевошпатовые лейкократовые породы неравномерно-зернистого, в основном грубозернистого, сложения — щелочные (полевошпатовые) метасоматиты многоминерального типа с признаками редкометальной минерализации.

2. Участок развития метасоматитов расположен на пересечении глубинного разлома мантийного заложения северо-восточного направления, контролирующего Хаутоварско-Выгозерскую структурно-металлогеническую зону архея (лопия), с субширотной Суккозерско-Кожозерской зоной постлопийской тектоно-магматической протоактивизации.

3. Зона развития метасоматитов занимает кососекущее положение относительно структуры гранитизированной гнейсовой толщи (субстрата). Угол структурного несогласия составляет 10—30°. Собственно метасоматиты слагают зону, вытянутую на СЗ 330—350°, и прослежены по простиранию на 2 км при мощности до 100—200 м. С вмещающими биотитовыми гнейсами связаны постепенными переходами, через зоны различной интенсивности метасоматоза.

4. В гнейсовой толще на раннюю гранитизацию накладывается порфиробластез щелочных полевых шпатов — микроклина и альбита, приводящий к образованию щелочных (полевошпатовых) метасоматитов. Порфиробласты располагаются в тонкозернистом кварц-серицит-полевошпатовом материале. Количество их постепенно увеличивается к центру зоны развития метасоматитов.

5. Собственно метасоматиты характеризуются значительными вариациями в содержании главных породообразующих минералов: микроклина — 20—70 %, альбита — 20—70 % и кварца — 25—40 %; в подчиненном количестве присутствует серицит (0,5—5 %) и в реликтах — хлорит. В зависимости от соотношения полевых шпатов выделяются кварц-альбитовые, кварц-альбит-микроклиновые и существенно микроклиновые метасоматиты. Акцессорные минералы: апатит, турмалин, сфен, гранат, пирит, молибденит, ксенотим, монацит, хризоберилл.

6. Основные петрохимические особенности полевошпатовых метасоматитов характеризуют их как лейкократовые пересыщенные глиноземом породы повышенной щелочности: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8\%$, коэффициент алкальности $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al} = 0,75$, $\text{K}/\text{Na} = 0,7$, $A = \text{Al} - (2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) = 22$.

7. Особенности минерального и химического состава, наряду с геолого-структурными и генетическими особенностями, позволяют характеризовать выявленные метасоматиты как своеобразный многоминеральный тип, близкий к известному для Восточной Сибири (Архангельская, Тулохонов, 1971) кварц-альбит-микроклиновому формационному типу метасоматитов с отчетливой металлогенической специализацией на редкие металлы.

С. А. Малютин, П. Д. Яковлев (МГРИ)

Гематит-флогопитовые метасоматиты Чингиза (Казахстан)

1. На территории Чингиза, и особенно в его северо-западной части, авторами изучены своеобразные гематит-флогопитовые метасоматиты, содержащие редкометальную минерализацию. Линейные зоны этих метасоматитов значительной протяженности наблюдаются в вулканических туфах девона, субвулканических телах и дайках щелочных липаритовых порфиров и реже в щелочных гранитах ранней перми. В Достарском и Кайнарском районах описываемые метасоматиты образуют штокверковые тела значительных размеров, приуроченные к экстрезивам липаритовых порфиров.

2. Гематит-флогопитовые метасоматиты представляют лишь одну из стадий сложного гидротермального этапа, связанного со щелочным вулканогенно-интрузивным комплексом ранней перми. Сначала образовались зоны калишпатизированных пород и альбититов, затем гематит-флогопитовые метасоматиты, а после них возникли кварцево-мусковитовые грейзены.

3. Главными минералами описываемых метасоматитов являются флогопит, гематит, карбонат. В них встречаются мелкие зерна циркона, цирколита, сфена, магнетита, флюорита. Гематит представлен пластинчатыми выделениями, их агрегатами, а также густой рассеянной вкрапленностью в породах, находящейся в тесных сростаниях с мелкими чешуйками и агрегатами флогопита.

Первичные минералы щелочных пород — эгирин и рибекит — в зонах метасоматитов полностью замещены агрегатами гематита, магнетита и флогопита.

У западного подножия Достарских гор встречаются дайки щелочных липаритовых порфиров, содержащие своеобразные шаровые образования диаметром до 3—4 см интенсивно гематитизированной породы. В таких шарах содержание редких элементов значительно выше, чем в остальной массе.

4. Расчеты баланса вещества при образовании гематит-флогопитовых метасоматитов проводились относительно слабо измененных щелочных липаритовых порфиров субвулканической фации. Образцы были отобраны на участке гор Дос и Иргиз. Расчеты показывают, что

в процессе метасоматоза происходил значительный привнос MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , K_2O и вынос Na_2O . Одновременно с привнесом указанных компонентов происходило накопление Zr , Sp , Nb , Ta , Y , Mo , Zn , Pb . Содержания циркония и ниобия, циркония и олова, олова и ниобия характеризуются положительной корреляционной связью.

5. Гематитизированные породы Чингиза (гематит-флогопитовые метасоматиты), легко выделяющиеся при картировании, являются хорошим поисковым признаком редкометальной минерализации.

И. П. Щербань, В. В. Шунько
(ИГФМ АН УССР)

Новый тип околорудных метасоматитов редкометальных месторождений Украинского щита

1. Рассматриваемые метасоматиты установлены на одном из редкометальных месторождений, где они слагают типичные околорудные и нередко околорудные ореолы, мощность которых вблизи отдельных трещин составляет 0,3—0,5 м, возрастая на участках развития систем сближенных трещин, в местах их пересечения и пр. По простиранию эти породы прослежены на несколько километров.

2. В случае развития данного процесса по биотитовым гнейсам устанавливается следующая зональность: неизменная порода [кварц+биотит+плагноклаз (олигоклаз № 20)]→кварц+биотит+деанортизированный плагноклаз+гематит→кварц+биотит+деанортизированный плагноклаз+гематит+хлорит→кварц+биотит+деанортизированный плагноклаз+гематит+хлорит+калиевый полевой шпат→кварц+гематит+хлорит+калиевый полевой шпат+кальцит.

3. При изменении амфиболитов наблюдаются следующие зоны: неизменная порода [кварц+роговая обманка+плагноклаз (андезин № 35)]→кварц+роговая обманка+деанортизированный плагноклаз+гематит→кварц+роговая обманка+деанортизированный плагноклаз+гематит+хлорит→кварц+деанортизированный плагноклаз+гематит+хлорит+калиевый полевой шпат→кварц+гематит+хлорит+калиевый полевой шпат+кальцит.

4. Проведенные термодинамические расчеты и термобарометрические исследования показали, что рассматриваемые породы образовались в результате взаимодействия вмещающих пород с калиево-углекислыми, сравнительно низкотемпературными гидротермальными растворами в условиях повышенной активности кислорода.

5. Из приведенных данных следует, что рассматриваемые породы довольно своеобразны по геологическому положению, минеральному составу, условиям образования и принципиально отличаются от метасоматитов всех известных в настоящее время низкотемпературных формаций. От аргиллизитов их отличает полное отсутствие глинистых минералов; от листовитов-березитов — отсутствие магнезиально-железистых карбонатов и калиевой слюды, а от гумбенитов и эйситов — то, что в них не наблюдается парагенезис соответственно калиевого полевого шпата и альбита с магнезиально-железистыми карбонатами. Следовательно, рассматриваемые породы представляют собой новый, во всяком случае для редкометальных месторождений Украинского щита, тип околорудных метасоматитов.

Л. Я. Шмураева (ВСЕГЕИ)

О метасоматитах неясного генезиса в экзоконтакте плутона рапакиви

На одном из участков докембрийских образований кристаллического щита проявлен натриевый метасоматоз в различной геологической обстановке, в том числе в мигматит-гранитовых массивах (PR_1) и в

полях развития формации анортозитов — гранитов рапакиви (PR₂). Помимо этого, в экзоконтакте одного из плутонов рапакиви установлены своеобразные метасоматиты с характерной мозаично-пластинчатой микроструктурой, напоминающей интрузивную. Главным образом на основании этого признака одни исследователи (Кушев, 1972; Тарханов, 1975) отнесли их к жильной сиенит-аплитовой формации, производной плутона, другие же считают эти альбититы постмагматическими образованиями плутона, а третьи отождествляют их с более древними приразломными альбититами, развитыми в мигматит-гранитовых массивах рамы. Полагают, что эти необычные метасоматиты с мозаичной микроструктурой характеризуют самый глубинный уровень метасоматической зональности, которому свойственно сохранение в составе альбититов первичных минералов исходных пород (биотит, амфиболы, диопсид считаются реликтивными).

Проведенный автором комплекс геологических, минералогических и геохимических исследований позволил по-иному истолковать генезис указанных пород, а также выявить черты их отличия от альбититов других типов.

Установлено, что приконтактовые альбититы: 1) располагаются исключительно в мигматит-гранитовых породах рамы; 2) находятся в структурно-пространственной связи с линейными зонами приразломных альбититов рамы; 3) обнаруживают переходы от мозаично-зернистых микроструктур к бластокатаккластическим, свойственным альбититам рамы; 4) обладают специфическим набором новообразованных минералов, являющихся типоморфными для контактовых пород (диопсид, биотит, роговая обманка, гранат, скаполит и др.).

По мнению автора, рассмотренные приконтактовые альбититы — продукт термального метаморфизма приразломных альбититов рамы, от которых они отличаются крайне низким содержанием карбоната, отсутствием хлоритов, щелочных (натриевых) амфиболов и пироксенов, ставших неустойчивыми в более высокотемпературных условиях. Их следует исключить из жильной сиенит-аплитовой формации комплекса рапакиви и рассматривать в качестве гибридных приконтактовых образований, завершающих историю формирования приразломных альбититов рамы.

В. О. Фрицлер, А. А. Черемисин
(ЦНИГРИ)

О связи прожилково-вкрапленного оруденения Ямантауского антиклинария Южного Урала с магнезиальным метасоматозом

В основании нижнерифейской латышинской подсвиты суранской свиты известны линзо- и пластообразные залежи магнезитов, аналогичные таковым саткинской группы. Вопрос об их генезисе до сих пор остается дискуссионным. На гидротермально-метасоматическое происхождение саткинских магнезитов указывали А. Н. Заварицкий (1920, 1937), А. С. Варлаков (1960, 1967) и др., а гипотезу осадочного происхождения отстаивали Д. В. Наливкин (1934), М. И. Гарань (1947, 1957), А. П. Бояркин (1980) и др.

Наши наблюдения над взаимоотношениями ямантауских магнезитов с вмещающими толщами подтверждают первую точку зрения и позволяют предположить генетическую связь прожилково-вкрапленной серицит-кварц-карбонат-сульфидной минерализации с магнезиальным метасоматозом.

1. О формировании магнезитов путем метасоматического замещения углеродистых доломитов свидетельствуют кристаллобластические структуры, текстуры реликтовой слоистости, наличие останцов вме-

шающих пород и неровные уступообразные контакты магнетитовых залежей, возникшие за счет избирательной интенсивности замещения различных слоев.

Шестоватые кристаллобласты магнетита нередко образуют гребенчатые и сноповидные агрегаты, ориентированные нормально к плоскостям реликтовой слоистости смятых в складки пород, что свидетельствует о послескладчатом времени магнетитообразования.

2. Залежи магнетитов пересечены прожилками сульфидно-кварц-карбонатного состава. Особенности гомогенизации и состава газожидких включений (Бояркин, 1980; Сазонов, 1978) позволяют говорить о единстве генетического процесса, приведшего к образованию жильных обособлений и магнетитов.

Баланс вещества показал, что метасоматоз сопровождался привнесением окиси магния, двуокиси углерода, закиси железа, окиси калия. Окись железа, кремнезем и глинозем выносились из зоны максимальной метасоматической переработки и концентрировались у зальбандов магнетитовых залежей и в прослоях слабее измененных пород. Окись кальция, вода и фтор выносились из области магнетитообразования в вышележащие карбонатные толщи, где обнаружены кварц-карбонатные прожилки с флюоритом.

3. В нижележащих песчано-алевролитовых толщах процесс карбонатизации проявлен только вблизи убогосульфидных кварцевых жил. Горизонты тонкого переслаивания алевропесчаников и алевропелитов содержат лишь мелкие кварц-карбонатные прожилки, но несут обильную сульфидную минерализацию. Она тяготеет к слоям карбонатизированных зеленовато-серых алевропесчаников, перекрытых экранирующими прослоями углеродистых алевропелитов, не содержащих в своем составе карбонатов. Из одного слоя в другой минерализация проникает по трещинам кливажа и вдоль прожилков.

4. Выявленная пространственная связь прожилково-вкрапленного и жильного оруденения в терригенных толщах, магнетитового в доломитах и флюоритового в известняках, а также наличие ряда характерных рудных элементов позволяют связать возникновение всех охарактеризованных образований с единым гидротермально-метасоматическим процессом.

Установленная гидротермально-метасоматическая зональность дает возможность уточнить поисковые предпосылки для обнаружения генетически связанных видов полезных ископаемых.

5. Источником гидротермальных растворов мог служить гранитоидный массив, находящийся, согласно геофизическим данным, на глубине 2—2,5 км. На предположительно вендские дайки габбро-диабазов изменения указанного выше характера наложены. Таким образом, генезис прожилково-вкрапленного и магнетитового оруденения не связан с дайками.

Л. М. Петруха, А. С. Вершинин
(Свердловский горный ин-т)

Никеленосные кварцевые метасоматиты Урала

Кварцевые метасоматиты встречены при отработке глубоких горизонтов месторождений окисно-силикатных никелевых руд карстового типа. Они образуют изометричные и линзообразные тела в зонах тектонически нарушенных контактов серпентинитов и мраморов, возникшие в результате окварцевания пород карстового выполнения, представленных в основном глыбами и обломками серпентинитов и в меньшей степени мраморов. Окварцевание выражено в виде сплошного замещения кварцем обломков мраморов и серпентинитов, а также в виде

выполнения межобломочного пространства и разноориентированных трещин в серпентинитах мощностью от первых миллиметров до 15 см.

По текстурно-структурным признакам выделяется три генерации кварца. Кварц первой генерации имеет скрытозернистую структуру. Зерна изометричной формы, размером до 0,01 мм. Текстура кварца массивная. Цвет серый, серовато-белый, иногда со слабо-зеленоватым оттенком, который обусловлен наличием редких мелких включений силикатов никеля (гарниерита, непуита, ревдинскита), располагающихся в межзерновом пространстве. Кварц второй генерации характеризуется мелкозернистой структурой и представлен изометричными зернами размером 0,05—0,1 мм. Текстура кварца массивная, цвет белый, часто бледно-зеленый из-за многочисленных включений силикатов никеля, объемное содержание которых в кварце иногда достигает 25 %. Силикаты никеля представлены зернами размером обычно менее 1 мм. Кварц третьей генерации представляет собой друзовидные сростки мельчайших кристаллов размером 0,1—0,4 мм. Он образует мелкие прожилки, секущие кварц первой и второй генераций, а также обломки серпентинитов и зерна силикатов никеля. Включения силикатов никеля в кварце третьей генерации отсутствуют.

Изучена миграция кремнезема при формировании никелевых месторождений карстового типа. В неизмененных серпентинитах содержание SiO_2 находится в пределах 1065—1135 кг/м³. При формировании никеленосных охр выносилось от 450 до 650 кг/м³ SiO_2 , а при образовании серпентинитовых руд, представленных выщелоченными серпентинитами,— от 250 до 320 кг/м³. Выщелоченный кремнезем концентрировался вместе с никелем в глубоких горизонтах карстовых полостей, где его содержание составляет от 1150 до 2500 кг/м³.

Исследование водных вытяжек из газово-жидких включений в кварце показало, что выделение кварца в описываемых метасоматитах происходило из слабощелочных растворов (рН=7,5—7,9). При этом кварц первой генерации выделился из растворов гидрокарбонатно-магниевого состава, а никеленосный кварц второй генерации—из сульфатно-магниевых растворов, имеющих рН около 7,5.

Если учесть, что в слабощелочных, близких к нейтральным условиям среды происходит выпадение из растворов никеля и его гидросиликатов, то становится понятной парагенетическая ассоциация кварца второй генерации и никелевых силикатов в метасоматических образованиях в зонах глубокого выполнения карстовых полостей.

Таким образом, выявленные на Урале никеленосные кварцевые метасоматиты сформировались в глубоких горизонтах карстовых полостей из кварцобразующих растворов, характеризующихся слабощелочной реакцией и сульфатно-магниевым составом.

В. И. Бергер (ВСЕГЕИ)

Джаспероиды — самостоятельная формация стратиформных рудоносных метасоматитов

1. Существующие классификации метасоматических формаций охватывают минеральные новообразования, связанные с постмагматическими процессами и занимающие в общем случае секущее положение по отношению к стратификации исходных пород. Практически оставлен без внимания обширный класс стратиформных метасоматитов, представленных согласными пластообразными залежами, распределяющимися в слоистых толщах на определенных стратиграфических уровнях вне видимых связей с магматическими образованиями. В этом классе пластовые кварцевые метасоматиты — джаспероиды — являются одной из важнейших метасоматических формаций, несущей значительное

ртутно-сурьмяное, свинцово-цинковое, золотое, серебряное, флюоритовое оруденение.

2. Джаспероидизация характерна для разновозрастных терригенно-карбонатных комплексов миогеосинклиналей и параплатформ, амагматичных или слабо насыщенных магматическими образованиями. Джаспероиды (халцедон-кварцевые метасоматиты) послойно замещают карбонатные породы. Одним из наиболее характерных случаев является их стратифицированное распределение на уровнях межформационных перерывов и несогласий, разделяющих карбонатные и перекрывающие их флишеидные толщи. Наиболее мощно джаспероидизация проявлена в девон-карбовом стратиграфическом интервале, отвечающем глобальной эпохе образования кор выветривания. В джаспероидах отмечены реликты палеокарста, фосфатных и глиноземистых кор выветривания. Прожилково-вкрапленное оруденение распределяется в джаспероидах неравномерно, размещаясь под сланцевым экраном на участках дробления.

3. Джаспероидизация сопровождается значительным привнесом кремнезема (более 1 т на 1 м³), при этом во многих случаях отсутствуют признаки отдаленной миграции SiO₂, которая, по-видимому, накапливалась на месте. Восстановление условий образования джаспероидов показывает, что они сформировались в результате кремнистого гелевого метасоматоза с последующим многократным дроблением и перекристаллизацией метасоматитов при участии слабо минерализованных водных растворов с температурой 300 ± 50 °С. Развитие кремнистого метасоматоза изначально могло быть связано с корообразованием в периоды палеоденудации, отвечающие межформационным перерывам осадконакопления. Такой подход вскрывает сложный многоступенчатый путь формирования джаспероидов, объясняя главные их особенности — пластообразную форму и стратифицированное распределение в региональном масштабе. Джаспероидная формация предстает как формация сложного генезиса, четко отделяющаяся по строению и условиям размещения метасоматитов от других гидротермально-метасоматических формаций.

А. Н. Угрюмов
(Свердловский горный ин-т)

Метасоматическая формация золотоносных джаспероидов

Среди рудоносных джаспероидов — апокарбонатных гидротермальных кварцевых метасоматитов — золотоносные типы выделяются отчетливой связью с магматическими комплексами вполне определенного состава и геотектонического положения, а также более широким диапазоном температур формирования и, как следствие этого, наличием серии генетически родственных фаций, варьирующих по условиям образования от средне- до низкотемпературных. Эти особенности позволяют нам выделить золотоносные джаспероиды в ранге новой самостоятельной рудоносной метасоматической формации, равноценной, с точки зрения геологической индивидуальности, ртутной (Федорчук, 1969; Смирнов; Кузнецов и др., 1976) и сурьмяной (Бергер, 1978) джаспероидным формациям.

Геологическая позиция формации золотоносных джаспероидов определяется ее тесной пространственной и временной связью с дифференцированными гипабиссальными калиевыми и калиево-натриевыми интрузивными комплексами повышенной основности и щелочности сводово-глыбовых областей тектоно-магматической активизации древних платформ (Алдан, СССР; Мокэсин, Блэк-Хилс, США), срединных массивов (Колорадо, США), консолидированных миогеосинклиналей

(Юта, Невада, США; Серро-де-Паско, Перу). По составу (преобладание монзонитовых, сиенит-граносиенитовых, сиенито-диорит-гранодиоритовых серий) и условиям проявления (складчато-глыбовые области тектоно-магматической активизации) указанные комплексы могут быть отнесены к производным квазикратонного (по Ю. А. Кузнецову, 1970) магматизма.

Формация развита в тех структурно-фациальных зонах, где названные интрузивные комплексы прорывают достаточно мощные терригенно-карбонатные отложения. Важное условие возникновения золотоносных джаспероидов — наличие глубинной геохимической специализации на золото конкретной области (зоны) проявления квазикратонного магматизма.

Характерной чертой обсуждаемой формации является зональное размещение метасоматических фаций джаспероидов относительно центров магматической деятельности. Вблизи таких центров расположены среднетемпературные фации, сложенные сульфидно-тремолит-кварцевым, сульфидно-талк-кварцевым минеральными парагенезисами. В них золотая минерализация сопряжена с медной и полиметаллической. С удалением от центров магматизма среднетемпературные фации постепенно сменяются по латерали низкотемпературными пирит-гидрослюдисто-кварцевыми, пирит-карбонат-гидрослюдисто-кварцевыми с собственно золотом, золото-серебряным и иногда с ртутно-золото-серебряным оруденением. По периферии рудно-магматических районов обычно распространены региональные безрудные (монокварцевые) джаспероиды, синхронные золотоносным джаспероидам.

В ряду рудоносных метасоматических формаций, ассоциирующих с квазикратонным магматизмом, положение золотоносных джаспероидов определяется следующим. Эти метасоматиты являются наиболее удаленными от центров магматической деятельности, они формировались после рудоносных гумбеитов и скарнов, по-видимому, близкоодновременно с кварцево-серицитовыми метасоматитами и аргиллизитами золотосодержащих медно-порфириновых месторождений.

П. В. Семенов, В. С. Чесноков
(Воронежский ун-т)

Инфильтрационно-метасоматическая кремнисто-сульфидная минерализация раннемеловых отложений территории Курской магнитной аномалии

Зоны инфильтрационно-метасоматической кремнисто-сульфидной минерализации приурочены к аптским песчаным осадкам, выполняющим эрозионные ложбины в глинистых алевритах неокома и юры. На территории КМА они распространены в Курской, на северо-западе Воронежской, северо-востоке Белгородской, востоке Орловской и юго-западе Липецкой областей. Переотложенные породы этих зон встречаются в базальных горизонтах не древнее среднего миоцена по правобережью Дона.

Породы зон инфильтрационной минерализации представлены темноцветными сильно пиритизированными песчаниками, аргиллитами с регенерированным гребенчатым кварцем. Вмещающими породами являются разнозернистые кварцевые пески с автохтонными растительными остатками и слоистостью речного типа. Нередко сульфидно-кремнистая минерализация захватывает подстилающие отложения неокома, при этом ее граница сечет базальный горизонт апта. В пределах инфильтрационных зон метасоматиты связаны с участками скопления древесных стволов, тонкораспыленного растительного детрита и представлены псевдоморфозами пирита, кварц-халцедона, иногда халько-

пирита и других минералов, развитыми по углефицированной древесине и по исключительно редким переотложенным юрским кальцитовым органическим остаткам. В перекрывающих отложениях апта и нижнего альба авто- и аллохтонные растительные и кальцитовые органические остатки не имеют следов подобных изменений. Относительно перекрывающих и вмещающих отложений апта, подстилающих отложений неокома и юры породы зон кремнисто-сульфидной минерализации обогащены Se, As, Mo, Pb, иногда Ni, Zn и другими элементами. Выделяется несколько генераций кварца, пирита и других минералов. Полевые шпаты, глауконит, биотит не изменены, а среди новообразованных минералов нет признаков реакционных взаимоотношений. На площадях с повышенной аэрацией в неогене и квартере породы зон инфильтрационной минерализации сильно изменены, приобретают ржаво-бурый цвет, сульфиды железа замещены гетитом, лепидокрокитом, а из новообразований встречаются гипс, иногда галенит, редко алунит.

Формирование кремнисто-сульфидных инфильтрационно-метасоматических зон осуществлялось за счет привнесенных компонентов из водоносной апт-альб-сеноманской толщи, где песчаные осадки, выполнившие эрозионные ложбины, являлись областью застойных вод и служили восстановительным барьером. Обогащение водоносной толщи растворенными компонентами могло иметь место в течение четырех этапов субаэрального литогенеза, закрепленных остаточными корами выветривания, — раннепалеоценовом, раннеэоценовом, позднеолигоценовом и гельветском.

Специфика данного типа минералообразования и характер ее локализации в раннемеловых отложениях Курской магнитной аномалии тождественны формации Моррисон Урованского рудного пояса США. Это позволяет считать, что в пределах областей распространения континентальных аптских отложений территории КМА, исключая области повышенной аэрации, можно обнаружить не только проявления, но и месторождения типа Плато Колорадо (США).

Г. И. Князев, Л. И. Федоровская
(ИМР, г. Днепропетровск)

Генетические особенности и зональное размещение железистых кварцитов Украинского щита

Железистые кварциты Украинского щита с учетом геолого-структурной позиции и минерогенетических особенностей подразделены на два типа, положение которых подчинено региональной зональности.

Железистые кварциты первого типа локализованы среди ультрабазитов и их метааналогов в сравнительно узких зонах расланцевания на периферии консолидированных массивов. Сформировались они в относительно спокойной тектонической обстановке путем метасоматического замещения кварцем и магнетитом расланцованных метаультрабазитов (высокожелезистых пироксенитов, зулититов, вебстеритов). Для них характерны крупнозернистые структуры агрегатов магнетита и кварца, наличие реликтов пироксена, оливина, куммингтонита, роговой обманки, грубополосчатые текстуры и неизменность магнетита процессом мартитизации. Отмечаются повышенные содержания кобальта, никеля, хрома. Типичными представителями таких железистых кварцитов являются месторождения правобережного района Криворожского бассейна, Западного Приазовья, Белоцерковско-Одесской зоны.

Железистые кварциты второго типа, локализованные в офиолито-диафторитовых комплексах пород, контролируются «сквозными» региональными зонами динамотермального метаморфизма и диафтореза,

а также мобильными поясами, окаймляющими консолидированные массивы (Криворожско-Кременчугская, Конкско-Белозерская и другие зоны в Среднем Приднепровье). Их образование связано с кремнисто-железистым метасоматозом при интенсивном проявлении внутриразломных стрессовых дислокаций, выразившихся в рассланцевании, бластомилонитизации, будинаже, микроскладчатости, плейчатости. Им свойственны тонкозернистые структуры магнетита и кварца в ассоциации с биотитом, хлоритом, карбонатами, куммингтонитом, широкое развитие процесса мартитизации магнетита, отсутствие или очень редкое нахождение реликтовых структур исходных пород и тонкая полосчатость (сланцеватость), совпадающая с общим простиранием рудоконтолирующих дислокационных зон.

Формирование железистых кварцитов причинно связано с процессами диафтореза и гранитизации основных—ультраосновных пород. Во внешнем (фемическом) ее фронте по дислокационным зонам мигрировали флюиды с железом, кальцием, магнием и другими подвижными элементами, которые концентрировались в железистых кварцитах, кальцифирах, магнезитах. Вместе с тем химический состав высокожелезистых ультрабазитов и их метааналогов, включая диафториты, в основных чертах соответствует составу железистых кварцитов. Данное обстоятельство, а также наличие постепенных взаимопереходов между метаультрабазитами и железистыми кварцитами свидетельствуют о возможности формирования последних за счет распада железистых цветных минералов на простые окисные соединения (кремнезем, магнетит) и их кристаллизации в процессе динамотермального метаморфизма. С этих позиций становится понятной приуроченность железистых кварцитов к сравнительно узким линейным и, как правило, моноклинально крутопадающим зонам рассланцевания, бластомилонитизации среди метаультрабазитов и их диафторитов. В размещении железистых кварцитов установлена региональная зональность, выраженная в приуроченности первого их типа к окраинам консолидированных массивов, а второго — к окаймляющим их мобильным поясам и региональным зонам интенсивного проявления динамотермального метаморфизма и диафтореза. Такая зональность отчетливо обнаруживается в Среднем Приднепровье, где сосредоточено большинство месторождений железистых кварцитов и наиболее детально оконтурены консолидированные массивы и обрамляющие их мобильные (офиолито-диафторитовые) пояса.

В. Н. Лукошков (ИГиГ УНЦ АН СССР)

Железо-марганцевые метасоматиты Урала

В гнейсово-мигматитовых комплексах Урала, особенно в их сланцевых обрамлениях, широко развиты железо-марганцевые образования, представленные тремя группами пород.

Первая группа пород представлена железистыми кварцитами и мартитами с непостоянной примесью других минералов, в частности марганцовистого граната.

Вторая группа состоит преимущественно из гондитов и железистых гондитов с постоянной примесью других минералов и иногда безгранатовых пород типа железистых кварцитов и мартитов.

Третья группа пород представлена родонитами с переменным содержанием других марганцевых силикатов, а также существенно спескартиновыми разностями и разнообразными по составу кварцитами, включая и рудные (окислы и гидроокислы марганца).

Возраст сланцевых толщ, вмещающих эти образования, устанавливается в пределах от позднего докембрия по средний палеозой вклю-

чительно, а залегающие ниже гнейсовые толщи предположительно определяются как дорифейские. Рудные тела приурочены к тектонически ослабленным зонам и, как правило, к контактам толщ различного состава: с одной стороны более основного, с другой — кислого.

Принимая во внимание приуроченность рудных тел к толщам различного возраста, тектоническим зонам и контактам разнородных пород, отсутствие переслаиваний с вмещающими породами, а также наличие в некоторых случаях метасоматической зональности, эти образования рассматриваются как железо-марганцевые метасоматиты. Широкое развитие в них порфиробластовых структур, образованных магнетитом, альбитом, амфиболом, хлоритом, мусковитом, ромбэдрами карбоната и гранатом второй (поздней) генерации, свидетельствует о том, что это гетерогенные породы, на ранние минеральные ассоциации которых накладывались более поздние.

Г. Х. Димитров (ИГФМ АН УССР)

Пренититы — новый тип метасоматитов на Украинском щите

Впервые на Украинском щите, в западной части Кировоградского блока, в зоне интенсивных метасоматических проявлений обнаружены пренитовые породы — пренититы. Эта новая разновидность метасоматитов выявлена в ассоциации с апогнейсовыми и апогранитовыми эпидот-хлоритовыми альбититами, эпидозитами и альбитизированными биотитовыми гнейсами.

Пренититы — розово-белесые, светло-серые, участками почти белые мелкозернистые породы с гранобластовой структурой и массивной текстурой. Сложены они пренитом (70—95 %), реликтовым кварцем (2—20 %), альбитом (2—18 %) и хлоритом (до 2 %). В незначительных количествах встречаются гидроокислы железа. Пренититы слагают пласт мощностью до 14 м. В них обнаружен слой эпидот-хлоритовых альбититов мощностью до 2 м. Пренититы залегают согласно с вмещающими породами.

Значительные концентрации водного силиката кальция — пренита — обнаружены и на других участках Звенигородско-Анновской тектоно-метасоматической зоны. Например, в районе с. Стецовки пренит обнаружен в хлорит-эпидотовых апогнейсовых альбититах (до 25 %), в которых он ассоциирует с альбитом (67—73 %) и хлоритом (1—2 %), и альбитизированных сиенитах, где он обнаружен совместно с микроклином (10—70 %), альбитом (7—65 %) и хлоритом (1—2 %).

Присутствие пренита в редкометальных метасоматитах позволяет конкретизировать термодинамические условия метасоматоза и редкометального оруденения. Известно, что верхний предел устойчивости пренита при $p_{H_2O} = 2—5 \cdot 10^8$ Па около 400 °С. При более высоких температурах пренит переходит в эпидот или лавсонит.

Следует отметить, что пренититы образовались одновременно с другими, совместно залегающими редкометальными метасоматитами. Состав метасоматизирующих растворов и термодинамические условия были идентичны, поэтому с уверенностью можно утверждать, что существенную роль в образовании пренититов сыграл состав исходных пород, скорее всего плагиоклазиты олигоклаз-андезитового состава.

Бариевые метасоматиты Саурейского полиметаллического месторождения

В формировании полиметаллических руд Саурейского месторождения (Полярный Урал) выделяются два этапа: ранний, гидротермально-осадочный, близкий ко времени накопления вмещающих осадочных пород, и более поздний, метасоматический. Руды первого этапа сохранились только в реликтах и представлены в основном вкрапленными и массивными текстурными разновидностями. На втором этапе отлагались полосчатые, прожилковые руды и происходило обогащение полезными компонентами массивных руд. По минеральным ассоциациям выделяются два типа руд: кальцит-галенитовые и галенит-баритовые. Галенит-баритовые руды развиты на флангах главного рудного тела и прослеживаются в виде мелких линзообразных и жиллоподобных обособлений к востоку от него, кальцит-галенитовые слагают центральную часть.

В галенит-баритовых рудах наряду с баритом и сульфидами авторами установлены бариевый минерал кимрит и барийсодержащие мусковит, альбит и лейкоксен (последний при прокаливании до 500 °С переходит в гейкилит). Наблюдается частичное и полное замещение зерен барита кимритом. Со значительной частью сульфидов кимрит находится в тесных сростаниях. Присутствие барийсодержащих минералов, тесно ассоциирующих с новообразованными галенитом и сфалеритом, указывает на их образование в результате единого метасоматического процесса.

По изотопному составу серы сосуществующих сульфидов и сульфатов установлено, что одна часть руд формировалась при температуре от 200 °С и ниже, а другая — от 300 до 500 °С. Учитывая, что с более низкими температурами связано образование сульфидов из вкрапленных ранних руд, можно предположить, что метасоматические процессы происходили при более высоких температурах (в среднем при 400 °С). Изотопный состав кислорода воды рудообразующего раствора соответствует +15 ‰, что при указанных температурах отвечает глубинным метаморфическим водам по Тейлору.

Таким образом, на Саурейском месторождении установлены метасоматиты, характеризующиеся своеобразным парагенезисом сульфидов и барийсодержащих минералов, сформированные при воздействии высокотемпературных растворов на уже существующие породы. При этом Ва, Al, Si, Pb и Zn были заимствованы на месте из ранних вкрапленных бедных руд. Следовательно, при метасоматических процессах произошло перераспределение полезных компонентов с образованием более богатых рудных скоплений и изменение первичной морфологии рудных тел.

Находка бариевых метасоматитов в других участках среди осадочных толщ ордовика Талота-Пайпудынской структуры может указывать на присутствие переотложенных (мобилизованных) руд саурейского типа.

И. П. Хомасуридзе (УГ ГССР)

О генезисе медноколчеданного и полиметаллического оруденения южного склона Большого Кавказа

На южном склоне Большого Кавказа в настоящее время известно значительное число медноколчеданных и полиметаллических месторождений и рудопроявлений.

Мнения геологов о генезисе оруденения расходятся. Все имеющиеся гипотезы можно свести к трем основным положениям: 1. Медноколчеданное оруденение, так же как и полиметаллическое, гидротермально-метасоматического типа. 2. Медноколчеданное (полосчатые руды) оруденение эксгальационно-осадочного происхождения, на него накладывается более позднее гидротермальное полиметаллическое оруденение. Эти руды считаются стратиформными, т. е. приуроченными к определенному стратиграфическому горизонту—верхнему лейасу. 3. Медноколчеданное (полосчатые руды) оруденение является гетерогенным, т. е. осадочным с последующим метаморфизмом и с наложенным метасоматическо-гидротермальным полиметаллическим оруденением.

Исследования автора позволили прийти к выводу о регенерационно-гидротермальном генезисе медноколчеданных руд. Оруденение возникло в результате переотложения в высокопроницаемых породах лейаса или дизъюнктивных нарушений пирита, выщелоченного из глинисто-песчаных отложений. Полиметаллическое оруденение имеет типично гидротермальное происхождение и наложено на медноколчеданное. Указанные типы оруденения связаны с единым послемагматическим циклом. Выщелачивание пирита из вмещающих пород происходило в стадию кислотного выщелачивания, накопление медноколчеданных руд—в стадию повышающейся щелочности (стадия «отложения»), образование полиметаллических руд—в позднюю щелочную стадию. В наиболее проработанных зонах отмечается интенсивное окварцевание с тенденцией к образованию монокварцитов. Интенсивность окварцевания зависит от удаленности того или иного участка от швов тектонических нарушений.

Р. И. Петраченко
(ДВГИ ДВНЦ АН СССР)

Марганцевый метасоматоз на золоторудных полях Дальнего Востока

Дорудный и синрудный метасоматоз изучался на золотых и золото-серебряных проявлениях—представителях убогосульфидной и умеренно сульфидной рудных формаций, образовавшихся в условиях малых и средних глубин. Общей чертой геологического строения изученных рудопоявлений является связь их с вулканоплутоническими комплексами в области тектоно-магматической активизации или наложенных вулканических поясов. Вмещающие породы—гранитоиды или вулканыты кислого—среднего состава. Метасоматиты рудных полей, вне зависимости от глубин и температур образования, представлены в основном продуктами кислотного выщелачивания исходных пород.

На фоне широко известных фаций и типов дорудного и синрудного метасоматоза, образующихся при участии галогенно-кислотных, кремнекислотных, калиево-кремнеземистых, железо-магнезиальных растворов, обращают на себя внимание проявления марганцевого метасоматоза в дорудную и внутрирудную стадии. Он подтверждается образованием марганецсодержащих минералов, повышенными содержаниями окиси марганца в породах и высокими цифрами привноса марганца при подсчете баланса вещества с учетом пористости пород.

На рудопоявлении с золото-полиметаллической минерализацией, относящемся к наиболее высокотемпературному из изученных нами типу, рудоносные метасоматические зоны залегают в палеозойских гранитоидах, занимающих ядро крупной вулканоплутонической структуры в области активизации. Грейзены, несущие оруденение, необычны—они содержат гранаты альмандин-спессартинового ряда с 50—60 % спессартиновой молекулы, т. е. с 20—25 % MnO в составе граната. Гранаты присутствуют в нескольких зонах метасоматической колонки, сложен-

ной биотит-мусковит-турмалиновыми грейзенами. Содержания MnO в метасоматитах 1,5—2,7 % при 0,80 % в исходных гранитах, что дает громадные цифры привноса марганца — до 1500—3100 %. Примеси марганца устанавливаются в рудных минералах, в том числе и в золоте.

На проявлении с золото-серебряной минерализацией, сформированном в широком диапазоне температур, с инверсиями физико-химических условий, вмещающие породы — вулканы среднего состава, преобразованные в пропилиты и слюдястые метасоматиты. Дорудный метасоматоз проходил при участии кремнисто-калиевых и магниезиальных кислых растворов. Но в одну из стадий рудного этапа повысилась активность марганца и образовались родонит, родохрозит, марганецсодержащий кальцит. Золото и сульфиды содержат примеси марганца. По данным других исследователей, в продуктивных ассоциациях присутствуют собственные минералы марганца.

На одном из рудопроявлений в пределах вулканического пояса с преобладанием среднетемпературных процессов минералообразования марганцевый метасоматоз выразился в развитии пьедонита и тулита в пропилитах дорудной стадии метасоматоза.

Известна повышенная марганцовистость околорудных хлорит-серицит-мусковитовых метасоматитов на кварцево-золото-сульфидном рудопроявлении жильного типа в палеогеновых гранитоидах пояса.

Проведя аналогии с известными в литературе рудопроявлениями, для которых установлено обильное развитие собственно-марганцевых минералов в парагенезисах рудного этапа, можно сделать заключение о неслучайности появления марганцевой минерализации в дорудную и рудную стадии гидротермальной деятельности. Формы выделения марганца обусловлены, вероятно, температурой и окислительно-восстановительным потенциалом среды. Распределение марганца в измененных породах может служить дополнительным прогностическим критерием оруденения.

*Р. И. Петраченко, Б. Л. Залищак,
В. Р. Беляева
(ДВГИ ДВНЦ АН СССР)*

Состав и зональность апогранитных метасоматитов на золоторудном проявлении

Проявление относится к золото-полиметаллическому типу среднеглубинной рудной формации. Расположено оно в пределах крупной вулкано-плутонической очаговой структуры, в одной из зон мезозойской активизации складчатой области. Рудные тела — зоны метасоматических пород с прожилково-вкрапленным оруденением — развиваются в палеозойских гранитоидах, слагающих ядро структуры. Аналогичные зоны известны и в более молодых гранитоидах.

Метасоматиты и переходные разности слабо измененных гранитов характеризуются присутствием в разных количествах и соотношениях следующих вторичных минералов: биотита, амфибола ортоклаза, основного плагиоклаза (вплоть до анортита высоких номеров), мусковита, серицита, турмалина, граната, кварца, пирита, сфена, эпидота, пренита, цеолитов, кальцита. Последние три минерала наблюдались преимущественно в прожилках.

Разнообразие минералов, их неравновесность, формы зерен отражают сложную и многостадийную историю образования измененных пород, прошедших стадии термального метаморфизма и катаклаза, щелочного и кислотного метасоматоза.

Следы термального метаморфизма устанавливаются по присутствию роговикового кварца. Катаклаз выразился в дроблении минералов

с образованием гранобластовых агрегатов. Наличие амфибола, одного из гранатов (гроссуляр-андрадитового ряда), эпидота, основного плагиоклаза — это результат существования в каком-то ограниченном пространстве (судя по малой мощности зон с ассоциациями таких минералов) щелочных и высокотемпературных условий с малой подвижностью кальция, магния, железа. Большая часть объема тел метасоматитов сложена продуктами кислотного выщелачивания — породами грейзенового типа. Они состоят из кварца, ортоклаза, биотита, мусковита, турмалина, граната, сфена, апатита, пирита.

Зональность крупных линзовидных тел метасоматитов в гранитах выражается в смене от внешних границ к центральной части следующих разновидностей пород:

1. Гранит ороговикованный (с биотитом), эпидотизированный, слабо серицитизированный, с гранобластовым кварцем, реликтовым средне-кислым плагиоклазом и кварцем. Второй вариант внешней зоны: катаклазированный гранит или гранодиорит с новообразованиями кварца, кальцита, хлорита по биотиту, амфибола.

2. Метасоматит сложного состава: биотит, основной плагиоклаз (вплоть до анортита № 93), ортоклаз, мусковит, гранат, сфен. Иногда наблюдаются биотит-кварц-анортитовые породы.

3. Турмалин-гранат-мусковит-кварцевый метасоматит с реликтами биотита, переходящего в мусковит, с непостоянным ортоклазом; гранат альмандин-спессартинового ряда с высоким содержанием MnO .

4. Мусковит-кварцевая порода с малой примесью турмалина или граната. Два последних минерала здесь уже неустойчивы и уступают место биминеральной мусковит-кварцевой ассоциации, отвечающей зоне максимального выноса компонентов. Наблюдаемые мономинеральные кварцевые образования носят скорее прожилковый, чем метасоматический характер. Вкрапленность и прожилки рудных минералов концентрируются в трех-четырёх зонах.

Минеральный состав пород не позволяет отнести их к определенной формации метасоматитов, но с некоторой долей условности можно назвать центральные зоны гранатовыми грейзенами, а внешние зоны с основным плагиоклазом — анортитовыми метасоматитами и провести аналогию с описанными И. Ф. Григорьевым (1953) грейзенами Забайкалья.

А. В. Волков (ЦНИГРИ)

Околорудные изменения даек андезито-базальтов на рудном поле с золото-серебряным жильным оруденением

Важной задачей при геологических исследованиях на золоторудных полях является выявление типоморфных поисковых признаков богатых участков оруденения (бонанц). Решение этой задачи позволяет более целенаправленно проводить разведочные работы. Одним из таких важных поисковых признаков служат околорудные изменения. На рассматриваемом рудном поле жильное оруденение почти не изменяет вмещающие породы, только дайки в местах пересечения с рудными телами в некоторых случаях подвергаются интенсивной гидротермальной проработке.

Золото-серебряные жилы на рудном поле залегают в терригенных породах верхнего триаса, представленных переслаивающимися алевролитами, глинистыми сланцами и линзами песчаников. Отложения прорываются дайками андезито-базальтового состава, слагающими на северо-восточном фланге рудного поля субширотный пояс. Линзообразные кварцевые жилы, несущие оруденение, выполняют субмеридиональные разрывные нарушения. Дайки представляют собой сложные

по морфологии, линзообразные, ветвящиеся тела с многочисленными апофизами. Материал их хорошо раскристаллизован (основная масса имеет долеритовую структуру), причем степень раскристаллизации меняется вкрест и по простиранию. В дайках обычно отмечаются миндалины кварца и кальцита. Рудные жилы пересекаются с дайками под прямым или острым углом. В месте пересечения жила обычно выклинивается, а дайка подвергается заметному изменению. На поверхности такие места отмечаются резким переходом серовато-зеленой окраски дайки в буро-красно-желтую, обусловленную интенсивным развитием в породе окислов, гидроокислов и карбонатов железа и марганца. В некоторых случаях, когда мощность дайки значительно превышает мощность жилы, интенсивного изменения не происходит, но, по данным спектрального и химического анализов, в месте пересечения в дайке на порядок возрастает содержание золота, серебра, свинца, сурьмы, меди и других элементов, темноцветные минералы превращаются в хлорит, развивается серицитизация, карбонатизация и окварцевание, местами проявляется адуляризация. Результаты химического анализа материала дайки из мест пересечений с жилами показывают повышенное содержание калия, что объясняется его привнесением гидротермами.

При детальном изучении оруденения на рудном поле устанавливается, что повышенные содержания золота и серебра приурочены в рудных жилах к их пересечениям с дайками, по мере удаления от которых содержание полезных компонентов уменьшается.

Таким образом, метасоматические изменения даек при пересечении их рудными телами могут служить важным поисковым признаком богатого золото-серебряного оруденения. Калиевая специализация гидротермальных растворов является фактом, подтверждающим генетическую связь золото-серебряного оруденения в терригенных породах с вулканизмом. Наложенность гидротермальных изменений на дайки свидетельствует о дорудном возрасте последних.

В. Ю. Эшкин (ЛГУ)

Хрусталеносные метасоматиты и их формационное положение

1. Хрустальные гнезда развиваются в процессе переработки горных пород. Основные компоненты минералов гнезд (в том числе и кристаллов кварца) выносятся из боковых и в меньшей степени из подстилающих горных пород, благодаря чему минеральный состав гнезд и окружающих измененных пород зависит от состава вмещающих пород.

2. Процессы хрусталеобразования протекают в три стадии, характеризующиеся постепенным повышением кислотности растворов. Для каждой стадии отмечается относительное повышение щелочности растворов от начальных периодов к заключительным. В наиболее щелочной среде первой стадии образуется дымчатый кварц, в более кислых средах второй и третьей стадий появляются соответственно цитрин и аметист. Растворы первой стадии могут быть и более кислыми, что приводит к повышению доли цитрина или оливкового кварца (смешанный цитриново-дымчатый кварц) в кварце первой генерации.

3. Под влиянием щелочных растворов около гнезд в зависимости от состава боковых пород наряду с продуктами выщелачивания развиваются мусковитовые, мусковит-хлоритовые, хлоритовые, альбит-мусковитовые, альбит-мусковит-хлоритовые и альбит-хлоритовые метасоматиты, а при более кислых растворах — диккит-(каолинит)-гидрослюдистые аргиллизиты.

4. Второй стадии хрусталеобразования сопутствуют ограниченные по масштабам процессы аргиллизации, к типоморфным признакам которых относится появление галлуазита. Наименее отчетливые измене-

ния сопутствуют аметисту (третья стадия). Даже на промышленных месторождениях аметиста эти изменения выражены в образовании гидрослюды в непосредственной близости от жилы. Во всех метасоматитах присутствует кварц.

5. Физико-химические особенности процессов хрусталеобразования и их эволюция однотипны, по существу, на всех месторождениях во всех хрусталеносных провинциях. Различия заключаются в масштабах проявления (вплоть до полного отсутствия) каждой стадии хрусталеобразования, уровне кислотности—щелочности растворов и как результат — в распространенности разновидностей кварца, отличающихся содержанием изоморфных примесей, пьезоэлектрическими и оптическими свойствами. Объединяет все конкретные проявления процессов хрусталеобразования общая их направленность — создание условий формирования кристаллов кварца как внутри гнезд, так и в окружающих гидротермально-измененных породах. Такие процессы, но в ограниченном масштабе отмечаются на многих рудных месторождениях.

Вместе с этим околосредовые метасоматиты по существующей номенклатуре могут относиться к аргиллизитам, пропилитам, порой они похожи на грейзены и многие другие метасоматиты.

6. Целесообразно выделение единой формации хрусталеносных метасоматитов с условным подразделением ее на две субформации в зависимости от кислотности растворов главной стадии их образования. Субформации включают фации, отличающиеся парагенезисами метасоматических минералов в зависимости от состава боковых и подстилающих пород.

7. Формация включает низко-среднетемпературные (350—300° и ниже) метасоматиты, формирующиеся при перепаде давления от более высокого для поровых растворов в первичных породах до низкого (значительно менее 1 кбара) внутри хрусталеносной полости. Это затрудняет оценку глубинности формирования хрусталеносных метасоматитов.

Г. И. Крылова
(ВНИИСИМС, г. Александров)

Метасоматизм хрусталеносных районов Урала

Обширные сведения по геологии месторождений горного хрусталя и по параметрам роста кристаллов кварца позволяют констатировать следующее:

1. При конвергентном характере хрусталеобразования промышленное значение имеют кварцево-жильные месторождения метаморфогенного класса. Метаморфогенный генезис горного хрусталя доказывается генетической связью с процессами ультраметаморфизма или постгранитизационного регрессивного метасоматоза. На перспективных территориях устанавливается наложение двух типов (по А. А. Маракушеву) метаморфизма: II — с сопутствующей плагиогранитизацией и III — с нормальными калиевыми гранитами. Хрусталеносность связана с кремнещелочным метасоматозом, проявлявшимся по периферии областей гранитизации калиевого профиля, и наложена на зоны эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма III типа.

2. Метасоматические изменения и их зональность определяются средне- и низкотемпературными параметрами кремнещелочного метасоматоза. Формирование метасоматической зональности связано с благоприятными литолого-структурными факторами и кислотно-щелочной дифференциацией растворов в условиях градиента температур. При этом кварцевые жилы формирования формировались на стадии кислотного выщелачивания и накладывались на зоны ранней щелочной стадии. Горный хрусталь рос на фоне повторной локальной альбитизации в

позднещелочную стадию. Характер метасоматоза был в основном инфльтрационный или комбинированный, но в гнездовой этап он сменялся диффузионным в условиях застойных слабощелочных растворов.

3. Хрусталеносные гнезда образовывались латераль-секреционным путем за счет выщелачивания кремнезема из вмещающих пород и перекристаллизации кварцевых жил. Образующийся около гнезд зональный ореол осветленных метасоматитов прямо пропорционален объему гнезд, а смена парагенезисов в направлении к гнездовой полости показывает нарастание кислотности по всем типам вмещающих пород — различных сланцев (кроме углистых), кварцитов, плагногнейсов, амфиболитов, доломитовых мраморов. На преобладающем большинстве объектов регрессивный ряд зональности достигает стадии аргиллизации, хотя отмечено и несколько проявлений с отклонением зональности в цеолитовую фацию с повышением щелочности растворов.

4. По параметрам начала гнездового этапа выделено три типа месторождений: $T=400-350$ °С, $p \approx 1000$ атм, $T=340-280$ °С, $p \approx 600$ атм, $T=250-190$ °С, $p \approx 300$ атм. Такой диапазон начала хрусталеобразования объясняется тем, что составы хрусталеобразующих растворов по каждому району имели определенную специфику и в ходе их кислотно-щелочной дифференциации оптимальные условия роста кристаллов горного хрусталя создавались в зависимости от многих локальных факторов. Температурные градиенты (по вертикали) для хорошо изученных объектов определены в $130-150$ °С/км для начальных и $50-70$ °С/км для завершающих стадий хрусталеобразования.

5. Хрусталеобразование является заключительным этапом герцинского эндогенного минерагенеза в соответствующих районах, где отсутствует рудная минерализация. Граничат с хрусталеносными иногда золото-сульфидные, тантал-ниобиевые и вольфрамоносные объекты.

Е. П. Мельников

(ИГ Башкирского фил. АН СССР)

Метасоматиты, сопровождающие образование горного хрусталя, гранулированного и разлистованного кварца

Окологнездовые и околожилные метасоматиты, связанные с формированием хрусталеносных пегматитовых и кварцевых жил, а также кварцевых образований, сложенных гранулированным и разлистованным кварцем, относятся к категории неклассифицированных и слабоизученных. Можно назвать несколько главных причин, способствовавших созданию такого положения: 1) отсутствие промышленных концентраций рудных компонентов в эндогенных образованиях рассматриваемой группы, что, естественно, снижало интерес исследователей к их изучению; 2) редкая природная встречаемость месторождений горного хрусталя, гранулированного и разлистованного кварца; 3) различный генезис монокварцевых и существенно кварцевых тел, когда одни кварцевые жилы, имеющие постмагматогенное происхождение, сопровождаются околожилными метасоматическими изменениями, а другие, имеющие метаморфогенное происхождение и являющиеся изофациальными с вмещающими породами, не несут ярко выраженных околожилных изменений, что затрудняло их классификацию; 4) диафорический характер развития процессов хрусталеобразования, грануляции и разлистования жильного кварца, усложняющий общую картину метасоматических процессов.

Систематизация фактического материала, накопленного геологами-кварцевиками за полувековой период поиска и разведки месторождений горного хрусталя, гранулированного и силекситового разлистованного кварца на Урале, проводившаяся нами на базе детального изучения эн-

догенных кварцевых образований и вмещающих их метаморфических и интрузивных комплексов на Среднем и Южном Урале, рекогносцировочного обследования проявлений и месторождений кварца Северного, Приполярного Урала, Мугоджар, Казахстана, Средней Азии, Прибайкалья, Якутии, а также обобщение материалов по другим провинциям СССР и зарубежным странам с использованием формационно-металлогенического анализа и рассмотрением совокупности имеющихся данных в историко-генетическом аспекте, позволили установить: 1) процессы хрусталеобразования, грануляции, разлистования и попутной рекристаллизации являются наложенными, развивающимися по ранее сформированным пегматитовым, силекситовым и кварцевым жилам, 2) в зависимости от генезиса метасоматирующих растворов, времени и физико-химических условий проявления метасоматоза хрусталеобразование, грануляция и разлистование (рекристаллизация) сопровождаются определенными метасоматическими формациями изменения вмещающих пород.

Так, наиболее типичными сопровождающими метасоматическими формациями являются: для хрусталеобразования—грейзеновая и оксеталитовая в пегматитах, оксеталит-аргиллизитовая в силекситах и оксеталит-аргиллизитовая, пропилитовая и пропилит-аргиллизитовая в средне-, низкотемпературных кварцевых жилах; при грануляции кварца—альбитовая в пегматитах и оксеталитовая в силекситах и высокотемпературных кварцевых жилах; при разлистовании и частичной рекристаллизации кварца—оксеталитовая (березит-лиственитовая) в силекситовых телах и пропилит-аргиллизитовая в кварцевых жилах. Подробнее конкретные примеры проявления метасоматических формаций и их сопряженных систем в неметаллоносных эндогенных кварцевых образованиях рассматриваются в докладе.

М. И. Исмагилов
(ИГ Башкирского фил. АН СССР)

Вариации состава карбонатов в ореоле околорудных метасоматитов пирротинсодержащих колчеданных залежей

1. Неметаморфизованные колчеданные месторождения со значительным скоплением пирротина сопровождаются околорудными метасоматитами, в составе которых присутствуют железо-магнезиальные и известковистые карбонаты в ассоциации с кварцем, серицитом, хлоритом и альбитом. В околорудном ореоле различаются зоны метасоматических пород, состоящих из новообразованных минералов, и зоны пород, измененных частично. В ореоле метасоматических пород различаются зоны хлоритового, тальк-хлоритового, серицит-кварцевого, хлорит-кварцевого составов, содержащие непостоянное количество карбонатов. Причем хлоритовые (тальк-хлоритовые) породы практически не содержат карбонатов.

2. В составе карбонатов определены сидерит, анкерит, доломит и кальцит. Соответственно в околорудном ореоле различаются кальцитовая, анкеритовая и сидеритовая зоны. Сидеритовая зона является центральной. Этот минерал развит около зоны пирротина. Анкеритовая зона является промежуточной. Масштабы развития анкерита значительно больше, чем у сидерита. Кальцитовая зона—периферическая, наиболее удаленная от пирротинсодержащих руд. В пределах сидеритовой зоны в направлении к зоне анкерита намечается изменение состава карбонатов от сидерита до пнетомизита. Между названными зонами прослеживаются промежуточные, где присутствуют карбонаты соседствующих зон.

3. Устанавливается нечетко выраженный парагенезис карбонатов с другими метасоматическими минералами. Сидерит ассоциирует с кварцем и серицитом. Анкерит и доломит распространены в хлоритсодержащих метасоматитах. Кальцит характерен для зон частичного метасоматоза и встречается в парагенезисе с альбитом, эпидотом, гематитом, пумпеллитом. Смена карбонатов в последовательности сидерит—анкерит—кальцит намечается в направлении по вертикали вниз.

4. Таким образом, широкое развитие и зональное размещение карбонатов в ореоле околорудных метасоматитов и появление пирротина в составе руд указывают на нетипичные для большинства колчеданных месторождений условия минерализации, которые обусловили также широкое развитие талька и хлоритов вблизи колчеданных залежей. Карбонаты могут быть использованы в решении практических задач при поисках глубокозалегающих рудных тел.

Г. Т. Волостных (ВСЕГЕИ)

Низкотемпературные метасоматиты

Низкотемпературный метасоматоз проявляется в филлосиликатной (водные формы), карбонатной, цеолитной, полевошпатовой, гидроокисной и сульфидно-сульфатной минеральных модификациях, из которых две первые являются преобладающими и нередко проявляются в чистом виде. Предпочтительная минеральная форма, зональность и структурная сложность, рудная специализация ореолов определяются особенностями структурно-металлогенических зон складчатых областей и платформ, составом исходных пород и особенностями кислотно-щелочной эволюции.

Выделяются две группы низкотемпературных метасоматитов; а) в полиформационных метасоматических комплексах с предшествующими субсинхронными высокотемпературными метасоматитами (например, альбитито-грейзеново-аргиллизитовые), где ореолы обычно конформны интрузиям; б) в автономных вариантах секущих и конформно-стратиформных тел филлосиликатных, карбонатных, цеолитовых и других метасоматитов.

Рассматриваются типичные модели зональности низкотемпературных метасоматитов жильных и стратиформных месторождений в масштабе одиночных ореолов, полей измененных пород, крупных структурно-металлогенических единиц.

Синхронное рудообразование характерно для вариантов автономных низкотемпературных метасоматитов в вулканогенных и осадочных толщах. Значительно реже оно проявляется в принтрузивных полиформационных комплексах гипабиссального уровня с альбитито-грейзеновым, биотитовым предшествующим метасоматозом.

Для метасоматитов на основе филлосиликатов устанавливается прямая корреляция рудонасыщенности ореолов не со всем объемом метасоматического продукта (V_{Σ}), а лишь с частью его ($V_{ч}$), соответствующей стадии щелочного метасоматоза и образующейся путем замещения продуктов опережающего кислотного выщелачивания ($V_{к}$). Масса руды в ореоле (R) связана с новообразованным продуктом породы соотношением $R = \alpha \cdot V_{ч} = \alpha (V_{\Sigma} - V_{к})$, где α — удельная рудоемкость рудосопровождающего минерала. Рудосопровождающий метасоматоз проявляется в моно- и полиминеральной формах, в изо- или полихимических вариантах. Смена одной химической формы другой (например, калиевого натриевым) соответствует наращиванию рудосопровождающего преобразования и рудонасыщенности. Сходные явления намечаются для карбонатной и цеолитной модификаций метасоматитов.

Вертикальная зональность низкотемпературных метасоматитов рассматривается в двух аспектах: а) как составляющая зональности полиформационных комплексов; б) как функция градиента физико-химических условий среды по вертикали, интенсивности проявления стадий эволюции метасоматоза и расстояния до вмещаемых рудных тел.

О. В. Андреева, В. А. Головин
(ИГЕМ АН СССР)

О цеолит-монтмориллонитовом типе ураноносных метасоматитов

Низкотемпературные метасоматические преобразования с интенсивным развитием монтмориллонита, цеолитов, а также селадонита, кристобалита, халцедона очень характерны для областей современного, а также и мезокайнозойского вулканизма. Однако рудная минерализация в связи с этими метасоматитами отмечается крайне редко. В последнее время установлено, что в некоторых урановорудных провинциях цеолит-монтмориллонитовые метасоматиты вмещают месторождения и проявления урана и являются наиболее поздними по отношению ко всем другим типам метасоматических преобразований, в том числе и ураноносным. Метасоматической проработке подвергнуты вулканогенно-осадочные толщи и отчасти породы кристаллического основания. Метасоматитам свойственны пластообразные и трещинно-пластообразные формы, при мощности до 500—600 м площади их распространения достигают десятков квадратных километров. Урановое оруденение также образует в основном пластообразные залежи, мощность которых несоизмеримо меньше мощностей вмещающих метасоматитов. Рудные минералы представлены в основном коффинитом, настураном, присутствуют также самородный мышьяк, реальгар, флюорит. Метасоматическая зональность практически не развита. Общая интенсивность преобразований увеличивается лишь в связи с разрывными нарушениями и в контактах с рудными залежами. Монтмориллонит в метасоматитах является резко преобладающим минералом, он представлен диоктаэдрической разностью $Al:Si=1:2,8$. Цеолиты высококремнистые: морденит, клиноптилолит, гейландит, они могут быть и метасоматическими и прожилково-метасоматическими. Смешаннослойные хлорит-монтмориллониты, сапонит, нонтронит тяготеют к прослоям основных лав. В контактах с рудными залежами отмечают иногда скопления шамозита. Характерна повышенная устойчивость плагиоклазов, калиевого шпата и биотита, метасоматическим замещениям подвержен, главным образом, стекловатый пеплово-пемзовый материал.

Особенности минерального состава метасоматитов свидетельствуют об очень низких температурах процесса, не более 150—160 °С, и о субнейтральной или даже слабощелочной среде минералообразования, что резко выделяет их из числа других разновидностей околорудных метасоматитов. Однако ураноносными они могут быть только в тех случаях, если развиты в непосредственной близости от рудных полей, где проявлены более ранние и более высокотемпературные урансодержащие метасоматиты.

О. В. Русинова, В. Л. Русинов,
Э. И. Альшеева (ИГЕМ АН СССР)

Метасоматиты с диоктаэдрическими хлоритами — своеобразный тип околорудных пород

В околорудных метасоматитах колчеданно-полиметаллических, золоторудных и ртутно-сурьмяных месторождений обнаружено широкое распространение диоктаэдрических хлоритов и смешаннослойных обра-

зований типа хлорит-монтмориллонит. Эти минералы находятся в парагенезисе с кварцем, гидрослюдой, иногда с диккитом, и занимают определенную позицию в ореоле околорудных метасоматитов: в колчеданно-полиметаллических месторождениях они располагаются между кварц-серицитовыми породами и вышележащими метасоматитами «сопряженного осаднения», в ртутно-сурьмяных они приурочены к внутренним зонам колонок околужильного выщелачивания, граничащим с монокварцевой зоной; в золоторудных составляют ореол кислотного выщелачивания околоскварцевых жил. С удалением от зон кислотного выщелачивания диоктаэдрические хлориты сменяются триоктаэдрическими.

Таким образом, по геологическому положению рассматриваемые метасоматиты являются кислотофильными сравнительно с метасоматитами, содержащими триоктаэдрические хлориты. Согласно результатам термобарогеохимических исследований, температурный интервал формирования таких метасоматитов составляет $150-250^{\circ}$ при давлении, соответствующем глубине порядка 0,3—1 км.

Закономерности геологического положения парагенезисов диоктаэдрических хлоритов влияют на особенности изоморфизма. Из двух типов гетеровалентного изоморфизма: 1) $2Al=Si+Mg$, 2) $2Al=3Mg$, тип 1-й характерен для триоктаэдрических разностей, в которых соблюдается примерное равенство Al^{VI} и Al^{IV} , а тип 2-й — для ди- и дитриоктаэдрических хлоритов, в которых Al^{VI} значительно преобладает над Al^{IV} .

В хлоритах, богатых алюминием, соотношение $Si:Al$ в тетраэдрах варьирует незначительно, а разнообразие составов связано главным образом с изменчивостью отношения $Al:Mg$ в октаэдрах, которое в сильной степени зависит от кислотности среды минералообразования. Таким образом, диоктаэдрические хлориты являются более кислотофильными по своим кристаллохимическим особенностям, чем «обычные», триоктаэдрические, что совпадает с геологическими наблюдениями.

Совокупность особенностей кристаллохимии диоктаэдрических хлоритов и закономерностей геологического положения их парагенезисов позволяет рассматривать метасоматиты с диоктаэдрическими хлоритами как своеобразные околорудные породы, возникающие в промежуточных по кислотности условиях между «обычными» хлоритсодержащими породами и продуктами интенсивного кислотного выщелачивания типа кварц-серицитовых пород.

В. П. Феоктистов (ВСЕГЕИ)

Околорудные изменения на Кужинском свинцово-цинковом месторождении

Кужинское месторождение располагается в южной части Башкирского поднятия. Оно локализуется в авзянской свите юрматинской серии среднего рифея. Месторождение относится к типу стратиформных свинцово-цинковых в терригенно-карбонатных формациях, для которых характерны низкотемпературные околорудные изменения, обусловленные проявлением эпигенетических процессов преобразования осадочных толщ.

Наиболее характерными околорудными изменениями, наблюдаемыми на месторождении, являются: доломитизация, окремнение, кальцитизация, оглеение, баритизация, проявление гидротермокарста.

Доломитизация выражается в замещении темно-серых тонкозернистых известняков, обогащенных органикой, серыми мелко-, среднезернистыми доломитами, а также в развитии многочисленных прожилков доломита. При доломитизации происходит перераспределение углистого и частично глинистого материала, вытесняемого в межзерновые пространства и в стилолитовые швы.

Доломитизация сопровождается баритизацией, иногда интенсивной. В породах развиваются баритовые и барит-доломитовые прожилки, а также вкрапленность и гнезда в основной массе.

Пространственно доломитизированные и баритизированные породы тяготеют к зоне развития водорослевых карбонатов и калькарени-тов, отличающихся повышенной пористостью и трещиноватостью.

Окремненные породы располагаются над сульфидными горизонтами. Окремнение отмечается как в основной массе доломита, так и в виде конкреционных выделений линзовидной формы или в виде тонких слоев кремня розоватого и темно-серого цвета. Непосредственно в породах, несущих галенит-сфалеритовую минерализацию, окремнение проявлено слабо и смещено к кровле рудоносного горизонта.

Оглеение охватывает пачку красноцветных аргиллитов, мергелей и алевролитов, перекрывающих рудоносную пачку. Отдельные измененные пласты красноцветов встречаются и в рудоносной пачке. Оглеение выражается в развитии зеленоватой окраски по первично красноцветным породам. Оно сопровождается сульфидизацией зеленоцветных разновидностей пород. Сульфиды представлены вкрапленностью пирита и халькопирита. Эти же породы подвергаются заметной кальцитизации. Кальцит развивается как в основной массе пород, так и в виде прожилков.

В целом в разрезе рудовмещающей толщи на Кужинском месторождении намечается вертикальная зональность в распределении околорудно-измененных пород. Снизу вверх по разрезу выделяются следующие зоны: 1) доломитизации, сопровождающейся сульфидизацией и баритизацией; 2) окремнения; 3) оглеения и связанной с ним слабой сульфидизации и кальцитизации; 4) доломитизации и сопровождающей ее сульфидизации и баритизации. В соответствии с двумя уровнями доломитизации выделяется два горизонта галенит-сфалеритовых руд. Наиболее интенсивная минерализация установлена в нижнем горизонте.

Рудовмещающие доломиты характеризуются кавернозными, пористыми, брекчиевидными текстурами, возникшими, вероятно, в результате проявления палеогидротермокарста. Гидротермокарст следует рассматривать как одно из проявлений эпигенетических процессов изменения карбонатных пород под воздействием двигавшихся подогретых пластовых вод в артезианских палеобассейнах.

Б. И. Омеляненко (ИГЕМ АН СССР)

Околорудные изменения на стратиформных урановых месторождениях Колорадского плато

Урановые месторождения Колорадского плато одними исследователями относятся к экзогенно-эпигенетическим, другими — к гидротермальным. В решении этого вопроса большое значение имеют особенности околорудно-измененных пород.

На основе анализа обобщающих и частных работ суммированы наиболее общие особенности измененных пород, имеющих важное значение для понимания условий формирования и генезиса месторождений.

1. Вмещающие породы представлены преимущественно красноцветными континентальными осадками перми, триаса, юры, мела и третичного возраста. Рудная минерализация и сопровождающее ее осветление пород отмечаются в пределах всего стратиграфического разреза.

2. Всеми исследователями признается важное поисковое значение осветленных пород. Мощность зон осветления составляет десятки метров, а протяженность — от десятков метров до первых километров.

3. Осветленные породы имеют неровные зубчатые контуры и контролируются следующими особенностями залегания: а) пластовой фор-

мой, согласной со слоистостью вмещающих пород; б) секут слоистость под разными углами; в) локализуются вдоль крутопадающих тектонических нарушений; г) контролируются зонами обрушения и трубками взрыва.

4. Хотя оруденение тяготеет к участкам скопления органики, однако оно полностью отсутствует вне зон осветления даже в участках, находящихся в пределах рудоносных горизонтов и резко обогащенных органикой.

5. Осветление пород обусловлено выносом или восстановлением железа с образованием пирита и сидерита и примерно двухкратным увеличением содержания глинистых минералов (каолинит, гидрослюда $1M$ и $2M_1$). Образование гидрослюд происходит несколько позже каолинита. Осветление сопровождается выщелачиванием кальцита и местами окварцеванием. Содержание урана в осветленных породах возрастает в 5—10 раз по сравнению с неизмененными.

6. На осветленные породы накладывается карбонатизация, особенно интенсивная там, где нижележащие горизонты содержат прослой известняков. Рудоотложение происходит позже осветления и карбонатизации и сопровождается новообразованием хлорита.

7. Всеми исследователями признаются: восходящее движение, повышенная температура, реакционная способность и ураноносность растворов, однако если одни исследователи считают источником растворов глубокозалегающие водоносные горизонты, то другие приписывают им послемагматическую природу.

8. Из многочисленных признаков гидротермального генезиса наиболее веским является направленность метасоматических реакций, выражающаяся в смене кислотного выщелачивания стадией повышающейся щелочности. Смена кварц-каолинитового изменения гидрослюдизацией, затем карбонатизацией и, наконец, рудоотложением с сопутствующей хлоритизацией полностью отвечает эволюции растворов, установленной для гидротермальных месторождений. Такая последовательность минералообразования не находит удовлетворительного объяснения с позиций экзогенно-эпигенетической концепции.

В. К. Денисенко, М. Ф. Кутырева
(ВСЕГЕИ)

«Пластовые» метасоматиты стратиформных типов вольфрамового оруденения

В последние годы как в СССР, так и за рубежом выявлены вольфрамовые месторождения и рудопроявления новых стратиформных типов, которые в формационном отношении могут быть подразделены на ряд самостоятельных групп: шеелит-амфибол-скарноидную, шеелит-серицит-кварцевую, тунгомелан-окисномарганцево-кварцевую, вольфрамоносных эвапоритов и кор выветривания. Стратиформные месторождения существенно отличаются от ранее известных магматогенных типов вольфрамового оруденения по многим особенностям геологического строения, размещения и условий формирования. Главнейшими из таких особенностей являются: отсутствие видимой связи месторождений с массивами гранитоидов, четкая приуроченность оруденения к определенным стратиграфическим или литологическим горизонтам пород, согласное с элементами залегания вмещающих толщ расположение рудных тел, однотипный характер деформации руд и вмещающих их пород и др.

Весьма своеобразно проявляются и сопутствующие рудоотложению процессы метасоматического преобразования вмещающих пород. Метасоматически-измененные породы четко локализованы в пределах рудо-

носных горизонтов и проявляются практически на всем их простирании, что обуславливает пластовый характер их размещения. Интенсивность метасоматоза зависит от интенсивности проявления оруденения: в участках рудоносных горизонтов с убогой минерализацией фиксируется лишь слабое метасоматическое преобразование пород, в то время как в зонах с высокими содержаниями трехоксида вольфрама породы практически нацело превращены в рудоносные метасоматиты, в которых лишь на отдельных участках сохраняется слоистость исходных пород.

Весьма специфичны рудоносные метасоматиты стратиформных вольфрамовых месторождений и по их вещественному составу. В большинстве случаев они представлены своеобразными неклассифицированными типами метасоматически-измененных пород.

Так, в горизонтах развития оруденения шеелит-амфибол-скарноидного формационного типа вмещающие породы под влиянием региональных процессов железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза оказываются скарнированными, амфиболлизированными, окварцованными, хлоритизированными, серицитизированными и сульфидизированными. Наиболее интенсивно проявлены процессы скарнирования и амфиболлизации (как правило, актинолитизации), приводящие к образованию не типичных высокотемпературных контактово-метасоматических скарнов, а скарноподобных пород — так называемых скарноидов или реакционных скарнов, образовавшихся на контакте мраморов и гнейсов в позднюю стадию регионального метаморфизма. Для зон развития оруденения шеелит-серицит-кварцитового и тунгомелан-окисномарганцево-кварцитового типов также характерно проявление разнообразных низко-, среднетемпературных метасоматических процессов — окварцевания, окремнения, серицитизации, хлоритизации, омарганцевания, графитизации, сульфидизации и др. Преобладают процессы окварцевания и серицитизации, приводящие к возникновению в интенсивно минерализованных участках своеобразных березитоподобных метасоматитов.

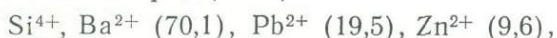
Слабая изученность стратиформных вольфрамовых месторождений, с одной стороны, и их важное промышленное значение — с другой, указывают на необходимость тщательного изучения черт строения известных на территории СССР проявлений этого типа и, в первую очередь, метасоматически-измененных пород — одного из ведущих поисковых признаков.

В. И. Фомичев (ИГН АН КазССР)

Рудно-метасоматическая зональность на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях в карбонатных толщах как показатель эволюции окислительно-восстановительного потенциала рудообразующих систем (на примере Казахстана)

Для стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах характерна специфическая зональность, выражающаяся в последовательной смене (от центра к периферии) зон: кварцевая — баритовая — баритово-свинцовая — свинцово-цинковая — цинковая. Эти рудно-метасоматические образования являются производными гидротермально-метасоматического этапа. По периферии они сменяются реликтовой пирит-сфалеритовой зоной гидротермально-осадочного этапа. Руды гидротермально-метасоматического этапа формируются на разнотипных восстановительных (углеродистых, углеродисто-закисномарганцевых, углеродисто-закисномарганцево-сульфидных) геохимических барьерах. Первично-окислительные гидротермальные растворы, попадая в восстановительные условия, отлагают компоненты по мере понижения окислительно-восстановительного потенциала рудообразую-

щих систем в последовательности уменьшения их сродства к сульфидной сере относительно сульфатного кислорода. Отлагающиеся элементы в порядке убывания относительного сродства к сульфидному кислороду ($\Delta Z_{298}^{H_2SO_4} - \Delta Z_{298}^{H_2S}$) образуют, по данным А. А. Маракушева (1980), последовательный ряд (ккал):



полностью соответствующий ряду зональности свинцово-цинковых месторождений. Он отображает последовательный ряд компонентов, образующихся при повышении восстановительного режима. В концентрациях зон, где господствовала более окислительная среда, отлагались кварц-баритовые метасоматиты. При понижении окислительно-восстановительного потенциала систем, вызванного взаимодействием поступающих растворов с обогащенными восстановителями горизонтами пород, осаждался свинец, а затем в более восстановительных условиях — цинк.

Наиболее полно рудно-метасоматическая зональность проявлена на месторождениях Жайремского рудного района (Скрипченко и др., 1971; Рожнов и др., 1976, 1977), Карагайлы (Цай, 1979) и Узынжал (Митряева, Ли, 1962). На многих свинцово-цинковых месторождениях в зависимости от окислительно-восстановительного режима рудообразующих систем максимальное развитие получили те или иные фрагменты этой зональности. На месторождении Миргалимсай проявлены свинцово-баритовые руды. По периферии, где господствовали более восстановительные условия, они сменяются кольцеобразной оторочкой галенит-сфалеритовых руд. Аналогичная закономерность свойственна и для месторождений округа Паин-Поинт (Канада), где обогащенные свинцом центральные зоны обрамляются существенно цинковыми (Kyle Richard I., 1980). Напротив, полиметаллические руды месторождения Шалкия, формирующиеся в более восстановительных условиях, чем на Миргалимсае (степень окисленности рудообразующих систем $Ig fO_2$ оценивается соответственно —38 и —35), характеризуется свинцово-цинковым составом с преобладанием цинка над свинцом и полным отсутствием бария.

Зависимость рудно-метасоматической зональности от физико-химических условий образования имеет важное значение для выяснения генезиса стратиформных месторождений.

В. П. Феоктистов (ВСЕГЕИ)

Околорудные (эпигенетические) изменения на месторождениях медистых песчаников

Одной из характерных особенностей месторождений медистых песчаников является наличие специфических изменений рудовмещающих пород, обусловленных проявлением относительно низкотемпературных эпигенетических процессов преобразования осадочных толщ. Диагностика и оконтуривание этих своеобразных низкотемпературных околорудных метасоматитов сопряжены с известными трудностями, так как изменения, обусловленные наложением эпигенетических процессов, часто затрагивают лишь отдельные литологические разности, а в них — отдельные компоненты состава и не всегда могут быть зафиксированы микроскопически.

Основными типами околорудных изменений на месторождениях медистых песчаников являются карбонатизация, оглеение (осветление красноватов за счет выноса окисного железа), гидрослюдизация, хлоритизация, сульфидизация, альбитизация, цеолитизация, окремнение, сульфатизация (огипсование и т. п.) и гематитизация.

Медное оруденение в составе рудоносных формаций локализуется в линзах пестро- и сероцветных пород с характерными гидрослюдисто-карбонатными околорудными изменениями. Породы, контролирующие медное оруденение, выделяются прежде всего своей зеленовато-серой окраской, результатом их оглеения кислыми пластовыми водами, а также наличием в терригенных разностях вторичного коррозионного карбонатного цемента. Карбонаты обычно представлены кальцитом, иногда с примесью доломита, нередко отмечаются гидрокарбонаты меди. Рудоносные породы характеризуются широким развитием гидрослюды и железистых хлоритов. Кроме того, они нередко отличаются повышенной альбитизацией и цеолитизацией. Красноцветные породы практически не содержат сульфидного оруденения. Для них характерен регенерационный кремнистый цемент и интенсивная гематитизация.

Степень интенсивности эпигенетических процессов определяла как характер околорудных изменений, так и параметры медного оруденения. Наиболее благоприятные условия для протекания эпигенетических процессов существовали в орогенных прогибах, чем и объясняется локализация в них всех крупных скоплений медных руд, сопровождающихся наиболее четко выраженными околорудными изменениями. В платформенных условиях эпигенетические процессы носили очаговый характер и проявлялись слабо, в связи с чем скопления медных руд в платформенных чехлах незначительны, а околорудные изменения выражены плохо.

Околорудно-измененные породы могут быть использованы в качестве надежного поискового признака медного оруденения в красноцветных толщах. Зоны их развития имеют большие площадные размеры по сравнению с участками оруденелых пород и могут быть легче выявлены. В метаморфизованных красноцветных толщах наиболее надежным индикатором медного оруденения являются породы с эпигенетической серой окраской. В докембрийских терригенных толщах, утративших красноцветную окраску, в качестве наиболее характерного поискового признака могут быть использованы песчаники с вторичным карбонатным цементом, хорошо выделяющиеся по характерной бурой ребристой поверхности выветривания. В то же время загипсованность или гематитизация пород указывают на маловероятность обнаружения в них медного оруденения.

Ореолы развития эпигенетически (околорудно)-измененных пород следует рассматривать как один из критериев прогнозной оценки рудоносности красноцветных формаций, наряду со структурным, стратиграфическим и другими критериями.

И. Ф. Габлина (Ин-т литосферы АН СССР)

Метасоматические процессы при формировании медистых песчаников

1. Месторождения медистых песчаников формируются в красноцветных континентальных толщах в результате осаждения металлов из хлоридно-сульфатных пластовых вод вмещающих формаций на биогеохимических сероводородных барьерах. Возникновение последних обусловлено проникновением в красноцветные толщи углеводородов (УВ), мигрирующих в процессе катагенеза из подстилающих морских битуминозных отложений.

2. В местах подземной разгрузки УВ-содержащих вод, формирующих биогеохимические барьеры, в красноцветных проницаемых породах возникают ореолы вторичных изменений, связанных с привнесением вещества и резким изменением физико-химической обстановки среды.

Метасоматические процессы при этом протекают по следующей схеме: растворение первичного кальцитового цемента под воздействием органических кислот, CO_2 , понижения рН — внедрение битумов — растворение окислов и гидроокислов железа под воздействием понижения окислительного потенциала — осаждение железа в сульфидной форме.

3. В дальнейшем явления метасоматоза, в том числе и рудообразование, обуславливаются реакцией окислительных медьсодержащих пластовых вод красноцветной толщи на обстановку сероводородного заражения. Суть этой реакции заключается в осаждении меди под воздействием H_2S в сульфидной форме. По мере приближения к сероводородному барьеру в пластовых водах падает концентрация меди и увеличивается содержание H_2S , что приводит к зональному распределению сульфидов меди и железа: по движению потока пластовых вод халькозиновые руды сменяются борнитовыми и халькопиритовыми, а затем — ореолом пиритовой минерализации. Длительное поступление меденосных вод, обладающих сравнительно высоким окислительным потенциалом, приводит к метасоматическому смещению зоны халькозиновых руд в сторону борнитовой и халькопиритовой зон, а в конечном итоге — к постепенному перемещению рудных тел ближе к очагу подземной разгрузки УВ-содержащих восстановительных вод, где количество сероводорода, расходуемого на сульфидообразование, постоянно пополняется.

4. Метасоматическое выделение и переотложение сульфидов происходит за счет вытеснения обломочных и новообразованных силикатов. Переотложение последних осуществляется на месте в форме регенерационных кварцевых и альбитовых каемок вокруг обломочных зерен или метакристаллов этих минералов в сульфидной массе. Часть силикатного материала, по-видимому, мигрирует за пределы зоны влияния восстановительных растворов, где осаждается в форме регенерационного цемента.

5. В зоне, испытавшей воздействие УВ-содержащих восходящих вод, в результате их смешения с хлоридными высокоминерализованными пластовыми водами красноцветных толщ происходит осаждение карбонатов поздней генерации (преимущественно железистого кальцита или доломита). В результате возникает карбонатный цемент коррозионно-метасоматического типа, разъедающий обломочный каркас рудовмещающих песчаников и аутигенные образования цемента, в том числе и рудные минералы.

*Б. Б. Сюсюра, Л. А. Родыгин,
А. В. Кислицын (КазИМС)*

Геохимия гидрогенного метасоматоза меденосных красноцветных формаций

Геохимическая специализация осадочных формаций определяет набор присущих только им рудных ассоциаций. Стабильность основной металлогении однотипных осадочных отложений, проявляющаяся вне зависимости от возраста и геотектонического положения, позволяет рассматривать их как метасоматические рудообразующие системы. С красноцветными терригенными формациями пространственно ассоциируются стратиформные месторождения медистых песчаников и сланцев.

Геохимия меднорудного метасоматоза в этих отложениях рассмотрена на примере Джекказганского района Казахстана. Продуктивные отложения пермо-карбонового возраста образуют песчано-алевролитовый комплекс красноцветных пород, в песчанистых прослоях которого по направлениям к рудным залежам происходит постепенная смена ок-

раски на серую, увеличивается интенсивность проявления аутигенных новообразований минералов: альбитизации, окремнения, хлоритизации и др.

Геохимические спектры содержаний микроэлементов в породах различных участков в общем аналогичны, что позволяет рассматривать геохимию красноцветных отложений региона в целом. Для рудообразующих элементов (Cu, Pb, Fe, S) четко устанавливается геохимическое сопряжение областей пониженных их содержаний в породах конседиментационных отрицательных структур, оконтуривающих рудные залежи. Последние локализируются по периклинали палеоантиклиналей, выступающих как зоны аккумуляции. В продуктивных отложениях, которые характеризуются как нефтегазоносные, установлено увеличение битуминозности органического вещества пород и подземных вод от безрудных к рудным участкам.

Миграция органического вещества и скопление его в ядерных частях антиклинальных структур определило появление здесь сероводородного барьера биогенной природы, на котором локализируются руды медистых песчаников джекказганского типа. Последнее подтверждается изотопным составом серы сульфидов руд (δS^{34} от 4 до 50 ‰), что характерно для процессов микробиологической сульфатредукции. Палеогидродинамические реконструкции водообмена на стадии литификации пород показали ведущую роль элизионных явлений в рудообразовании.

В случае перекрытия красноцветных толщ битуминозными карбонатными отложениями или наличии среди красноцветных кластитов прослоев известняков, углистых алевролитов или углефицированного детрита они также выступают в роли геохимических барьеров. На них формируются руды соответственно мансфельдского, донбасского или приуральского типов медистых песчаников и сланцев.

Следовательно, в красноцветных формациях создаются благоприятные условия для меднорудного метасоматоза гидрогенной природы, что определяет их металлогеническую специализацию. С различными фациально-климатическими типами красноцветных формаций сопрягаются определенные типы стратиформных медных руд, формирование которых определяется геохимико-фациальными особенностями красноцветных отложений, а распределение — направленностью рудообразующего артезианского водообмена.

Ю. Д. Панков (ИГиГ УНЦ АН СССР)

Стратиформные метасоматические железистые кварциты

Наряду с седиментогенными в природе широко развиты метасоматические железистые кварциты. Главным доказательством природы последних служит то, что они замещают вмещающие породы.

В истории развития эвгосинклиналей и их более ранних аналогов — зеленокаменных поясов и гранито-зеленокаменных областей метасоматические железистые кварциты на протяжении одного тектономагматического цикла сначала появляются в связи с формированием вулканических комплексов (Туркин, 1978). Позже в этих же структурах они возникают под влиянием двух разорванных во времени магматических мигматизаций артеритового типа — плагиогранитной и гранитной — в связи с формированием гнейсовых куполов.

Во всех трех случаях кварциты, кроме других пород, замещают соответствующие магматиты, что дает основание выделять поствулканическую, постплагиогранитную и постгранитную формации метасоматических железистых кварцитов. Кварциты всех формаций являются

типичными продуктами кислотного выщелачивания. Они образуются в условиях интенсивного стресса, приводящего к формированию зон расланцевания, которые и контролируют метасоматоз. Именно этим обстоятельством обусловлена стратиформность месторождений, в частности выдержанность рудных тел и тонкая полосчатость руд. Стрессом же обусловлено наличие кристаллизационной сланцеватости в кварцитах. По существу, метасоматические железистые кварциты являются типичными blastsmilonitami, но образовавшимися не изохимически, а с приносом вещества, в том числе и рудного.

Наиболее широко развиты кварциты постплагногранитной формации. Они накладываются на метаморфическую зональность плагногранитного этапа и установлены во всех фациях этой зональности. В то же время парагенезисы железистых кварцитов изменяются сопряженно с изменением парагенезисов вмещающих метаморфитов, которые кварциты замещают. Это дает основание выделять температурные фации метасоматических железистых кварцитов.

В пределах гнейсовых куполов размещение кварцитов контролируется зонами разломов. В них кварциты развиваются, главным образом, по метаультрабаазитам, которые играют здесь роль осадителя рудного вещества из кислых растворов. При этом образуется четкая метасоматическая зональность, состоящая обычно из следующих зон (от периферии к центру): магнезиальные метаультрабаазиты, железистые безмагнетитовые метаультрабаазиты, железистые магнетитовые метаультрабаазиты, железистые кварциты. Каждая более внутренняя зона замещает смежную внешнюю.

Реже рассматриваемые кварциты замещают метабаазиты, а также лептиты и плагномигматиты. Со становлением метасоматических железистых кварцитов генетически связаны несколько более поздние безрудные метасоматические кварциты. Еще позднее руды и вмещающие породы подвергаются сульфидизации, а затем карбонатизации.

Р. А. Мусин (ИГиГ АН УзССР)

О некоторых разновидностях «пластовых» метасоматитов

Пластообразные залежи кварц-алунитовых, кварц-аргиллизитовых метасоматитов широко распространены в Кураминской структурно-фациальной подзоне Тянь-Шаня. Они располагаются в строго определенных структурных ярусах, фиксирующих границу среднего и верхнего палеозоя, или же в ранней и поздней перми.

Исходные слабопреобразованные разности указанных метасоматитов, как правило, слабо оруденелы и не проявляют четкой приуроченности к очагам вулканизма.

Однако районы и стратиграфические уровни их развития располагаются вблизи рудоносных площадей и являются одним из надежных рудоконтролирующих критериев.

*Л. А. Козюренко, В. В. Демский
(ВСЕГЕИ)*

Два типа глинистых метасоматитов в черных сланцах Центральных Кызылкумов

В Центральнокызылкумском районе развития позднепротерозойско-раннепалеозойских черносланцевых толщ выявлено два типа глинистых метасоматитов, образовавшихся по черным углеродисто-слюдистым филлитовидным сланцам и по зеленокаменно-измененным вул-

канитам типа диабазовых порфиритов, метагаббродиабазов и туфов основного состава.

Глинистые метасоматиты первого типа характеризуются:

1) четко проявленной вертикальной зональностью, выражающейся в смене (сверху вниз) каолинитовой, каолинит-гидросланцевой и гидросланцевой зон;

2) окислением-«выгоранием» углеродистого вещества и, как следствие, интенсивным осветлением черных углеродистых сланцев;

3) сильной окисленностью раннедиагенетического, метаморфогенного и гидротермального пиритов с выносом железа без псевдоморфного замещения гидроокислами железа.

Перечисленные особенности, присущие процессам каолинитового выветривания, позволяют отнести глинистые метасоматиты первого типа к образованиям, сформировавшимся в результате корообразующих процессов, произошедших, как это установлено по геологическим данным, в триас—раннеюрское время.

Второй тип глинистых метасоматитов характеризуется следующими признаками:

1) структурной приуроченностью к крутопадающим и пологим разрывным нарушениям, причем интенсивность глинистого изменения определяется, в первую очередь, степенью тектонической проработки пород и на глубине местами проявлена сильнее, чем на поверхности;

2) отсутствием четкой вертикальной зональности в изученном интервале глубин от поверхности до 200—250 м;

3) наличием горизонтальной околотрещинной зональности, по составу зон в общем сходной с вертикальной зональностью глинистых метасоматитов первого типа, и резким преобладанием каолинита в центральной зоне;

4) сохранностью раннедиагенетических и метаморфогенных пиритов; во внутренних зонах глинистых метасоматитов по зеленым сланцам иногда фиксируется обильная вкрапленность и прожилки новообразованного пирита;

5) устойчивостью углеродистого вещества при глинистом изменении: даже полностью глинизированные сланцы сохраняют первично черную и темно-серую окраску.

Указанные признаки свидетельствуют об образовании глинистых метасоматитов второго типа в условиях, отличных от окислительных обстановок каолинитовой коры выветривания.

Вопрос о их генезисе окончательно не решен. Возможно, что они образуются в восстановительных (глеевых) обстановках глубинных частей древней линейной каолинитовой коры выветривания. Вместе с тем многие признаки сближают глинистые метасоматиты второго типа с гидротермальными околотрещинными аргиллизитами. Не исключено также, что они представляют собой водородные околотрещинные глинистые метасоматиты, еще не имеющие аналогов в современных классификациях.

В литературе сходные глинистые метасоматиты по черным углеродистым сланцам и диабазам в другом районе охарактеризованы Б. И. Омеляненко (1978).

В. А. Баженов (Томский ун-т)

Метасоматическая каолинизация пород в нефтеносных районах Томской области

Зона контакта доюрских образований с платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты является перспективным нефтегазопромысловым объектом. Эта зона характеризуется сложным геологическим стро-

ением, выраженным в многообразии слагающих ее пород и сильной зачастую полной, измененностью их. В настоящее время этот измененный горизонт рассматривается как реликт уцелевшей от размыва и погребенной коры выветривания доюрского возраста. Однако более детальные минералогические и геологические исследования не позволяют согласиться с этим выводом.

Как показали работы в Нюрольской впадине (Томская область) наибольшая мощность измененных пород связана с кремнистыми породами (спонголитами), а на карбонатных породах они либо отсутствуют, либо маломощны. Кроме того, пока не удалось установить какой-либо значимой связи с рельефом поверхности палеозойских пород.

Кроме таких, в целом обычных, процессов, как сидеритизация и окварцевание, в измененных породах наблюдается хлоритизация и слабая рассеянная сульфидизация. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом и галенитом, но наибольший интерес представляет каолинизация. Это самый распространенный процесс во всех изученных разрезах. Каолинит имеет все признаки метасоматического происхождения, причем метасоматической каолинизации подвергаются весьма своеобразные породы — спонголиты и известняки. Так, в скважине Сельвейкинская-2 пласт спонголитов мощностью около 100 м на всем интервале интенсивно замещается каолинитом. Каолинит необычайно крупнокристаллический, образует вермикулитоподобные кристаллы. Метасоматическое замещение спонголита каолинитом начинается по трещинкам, затем спонголиты приобретают брекчиевидный облик. Каолинизация известняков выражена значительно слабее. Новообразования каолинита наблюдаются и в существенно глинистых породах каолинит-гидрослюдистого состава, причем стяжения каолинита здесь как бы обрастают новообразованным кварцем.

Таким образом, метасоматическая каолинизация — процесс повсеместный, развитый в породах различного состава; отличия состоят только в масштабах этого явления.

Несмотря на внешнее сходство измененных пород с породами коры выветривания, приходится признать, что по минеральным особенностям они весьма различаются. Исходя из геохимических условий, существующих в приконтактной зоне, сделан вывод об эпигенетической природе этих пород. Эпигенетические метасоматические изменения вызываются водами седиментационного происхождения, нагретыми до температуры 90—100 °С. Такие воды по своему конечному действию и продуктам весьма сходны с низкотемпературными гидротермальными растворами.

А. А. Байков, Г. А. Семенов (Ростовский ун-т)

Травертинообразование как следствие метасоматических процессов в карбонатно-сульфатных толщах

Травертинами принято называть хемогенные известняки, являющиеся производными термальных углекислых источников, насыщенных бикарбонатами кальция. В зонах разгрузки воды теряют CO_2 , растворимость углекислого кальция резко уменьшается и происходит его осаждение. По И. И. Алексенко и др. (1978), H_2S также способствует нахождению в растворе $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Нами сделана попытка привлечь травертины как одно из минеральных новообразований к проблеме поиска самородной серы в областях распространения карбонатно-сульфатных толщ, считающихся по литологическим признакам наиболее перспективными на серное орудование в благоприятных структурно-тектонических условиях.

Для отложения травертинов необходимы: достаточно высокая концентрация в подземных водах ионов Са и способность этих вод быстро освобождаться от их избыточного количества при определенных параметрах раствора. Этим условиям очень хорошо соответствуют реакции метасоматоза, происходящие в сульфатно-карбонатных толщах в присутствии углеводородов, H_2S , CO_2 , которые приводят к образованию залежей самородной серы (Соколов, 1974).

При метасоматическом возникновении кальцитовых серных руд из сульфатных пород сероводород и углекислота одновременно способствуют растворению известняков и гипсов агрессивными водами различного состава, не насыщенными по кальцию, причем кальций не осаждается до тех пор, пока из системы не будет выделено 50—80 % H_2S (Алексенко и др., 1978). Протекание одновременного карбонатного и серного метасоматоза по сульфату возможно благодаря «мозаичному» характеру условий среды серообразования. Присутствие в рудообразующем растворе свободного CO_2 приводит к тому, что общая концентрация гидрокарбоната Са остается достаточно высокой за счет растворения $CaCO_3$. Если такой раствор, двигаясь по нарушениям, достигнет дневной поверхности, CO_2 и H_2S улетучиваются, и гидрокарбонат переходит в осадок — травертин.

Известны случаи совместного нахождения серы и травертинов. На месторождении Сенгель-Корт (Чечено-Ингушетия) сера встречается в трещинах известняков верхнемелового возраста. Под делювием залегают минеральные грязи с резким запахом сероводорода (Отрешко, 1971). Отложение аморфной серы за счет окисления H_2S у источника сероводородно-углекислых терм происходит в травертинах горы Машук (Макаренко, 1951). Малкинское проявление серы (Центральный Кавказ) также сопровождается многочисленными выходами травертинов и травертинизированных пород.

На крупнейших месторождениях Предкарпатья и Средней Азии травертины, по-видимому, не сохранились, но их аналогами в Юго-Западном Гиссаре мы считаем натечные кальциты и мраморные ониксы, которые возникли, очевидно, на заключительных стадиях формирования месторождений серы (Гаурдак, Кугитангтау и др.).

Таким образом, для сульфатно-карбонатной толщи наиболее вероятны реакции, приводящие к накоплению серы и парагенных ей минералов — кальцита, целестина, гипса, заканчивающиеся отложением травертинов, которые следует рассматривать как новый поисковый признак на серное оруденение.

С. И. Набоко, С. Ф. Главатских
(Ин-т вулканологии ДВНЦ АН СССР)

Постэруптивный пневматолитический метасоматоз и эксгалационное рудообразование

На островодужных вулканах в постэруптивную их стадию развивается галоидный, сульфатный, карбонатный метасоматоз, происходит окисление вулканитов с специфическим для каждого из них рудообразованием. На вулканах мира определено более 100 пневматолитических минерала из класса самородных, сульфидных, окисных, сульфатных, галоидных, карбонатных (реже других), из них более 30 рудных.

Процесс пневматолитического метасоматоза и эксгалационного рудообразования всесторонне изучен для постэруптивной (1976—1980 гг.) стадии большого трещинного толбачинского извержения (БТТИ). Она, как и само извержение отличалась высокой активностью. В связи с трещинным характером извержения в 1975—1976 гг.

и образованием вдоль зоны разлома цепочки базальтовых конусов с различным характером извержения и постэруптивных процессов синхронно во времени, но зонально в пространстве развиваются пневматолитический метасоматоз и рудообразование различной интенсивности и характера.

Наиболее специфичным является фторметасоматоз, отражающий обогащенность подкоровой базальтовой магмы под Ключевской группой вулканов фтором. Фторметасоматиты сопровождают камерную, околотрещинную и рассеянную медную минерализацию. Наиболее интенсивно эти процессы происходят на конусе 2 Северного прорыва БТТИ, отражая продолжающуюся в течение 5 лет дегазацию силикатного расплава. Медное рудообразование формируется при температурах около 600 °С, фторметасоматоз — около 300 °С. Медная минерализация обеднена фтором, фторметасоматиты — медью.

Несмотря на интенсивность постэруптивного процесса, метасоматиты заняли не более 1 % площади конуса (на конусе 2 около 20 тыс. м²). При рудообразовании из концентрированного металлоносного флюида в поверхностных условиях мобилизовано всего лишь около 2 % меди, менее чем по 1 % свинца и цинка, доли процента других халькофильных элементов. В субазральных условиях создается огромный неиспользованный резерв металлов и рассеяние их в окружающей вулкан среде.

Крайним продуктом фторметасоматоза являются бескремнистые и безжелезистые метасоматиты из ральстонита, селлаита, флюорита с сохранением структуры вулканита или без такового. Сопровождаются фторметасоматиты высококремнистыми (тридимитовыми) образованиями, возникающими при переотложении вынесенной газами серы (подобие отложения выщелоченных компонентов при гидротермальном метасоматозе). Ряд подвижности элементов при фторметасоматозе: Fe, Si, Na, K, Al, Mg, Ca; ряд замещения минералов: магнетит, оливин, вулканическое стекло, плагноклаз, пироксен.

Пневматолитический хлорметасоматоз развивается одновременно с фторметасоматозом при тех же высоких температурах, но при повышенной влажности. Он проявляется в интенсивном окислении вулканита и в гематитизации. Сульфатный метасоматоз протекает при более низких температурах и при еще более повышенной влажности. Он выражается в сернокислотном разложении вулканитов — развитии опалитов, серы, гипса и по характеру приближается к гидротермальному выщелачиванию в областях разгрузки гидротермальных систем (поверхностная зона окисления растворов в присутствии серосодержащих компонентов).

Одновременное изучение элементного состава магматических — фумарольных газов, аэрозолей, солей на поверхности эксплозий атмосферных осадков [Меняйлов и др., 1980], рудопроявлений и метасоматитов позволяет определить баланс вещества при дифференцированном перераспределении металлов между рудопроявлением на вулкане и окружающей его средой, степень концентрирования и рассеяния металлов в эруптивную и постэруптивную стадию базальтового вулкана с мантийным источником питания.

Н. И. Бойко, А. А. Голикова-Заволженская (Ростовский ун-т)

Особенности формирования метасоматических доломитов верхнеюрской карбонатной формации Западного Предкавказья

Отложения верхнеюрской карбонатной формации, датируемые поздним келловеем — кимериджем (?), получили широкое распространение в Западном Предкавказье. Представлены они преимущественно

известняками, доломитами и переходными между ними разностями пород. Перекрываются карбонатные породы образованиями галогенной формации, а подстилаются глинистыми отложениями нижнего — среднего келловая или средней юры.

По степени доломитности карбонатных пород верхней юры в пределах Западного Предкавказья по резкой границе выделяются две зоны: восточная (междуречье Кубань — Белая), характеризующаяся незначительной степенью доломитности, и западная (междуречье Белая — Курджипс) — с резко повышенной доломитностью.

В результате выполненных нами минералого-петрографических исследований установлена метасоматическая природа подавляющей части доломита восточной зоны и всех доломитов западной зоны.

В восточной зоне за исключением верхней части разрезов, метасоматические доломиты связаны с отложением и диагенетическим преобразованием известково-магнезиальных илов смешанного состава. Накопление их происходило в мелководном эпиконтинентальном бассейне с ограниченным подтоком морской воды и широко развитым биотермообразованием. При наличии сухого и жаркого климата минерализация рапы резко повышалась, что приводило к химическому осаждению кальцита и в качестве примеси к нему доломита. Последний энергично перераспределялся и, метасоматически замещая известковые отложения, обуславливал образование редких неравномерно рассеянных идиоморфных кристаллов седиментационно-диагенетического доломита.

Сплошные массы сильно пористых ожелезненных доломитов верхней части разрезов восточной зоны образовались в результате метасоматического замещения известковых пород по реакциям Мариньяка и Гайдингера. Источником магния при этом служили высокоминерализованные растворы вышележащей галогенной формации. Повышенная роль эпигенетического доломитообразования объясняется заменой растворов, отдавших магний, новыми его порциями, поступающими сверху, что и привело к наблюдаемому увеличению степени доломитности отложений формации в верхних частях разрезов.

В западной части изучаемого региона метасоматические доломиты формировались в результате непрекращающегося до настоящего времени гипергенного растворения и последующего переотложения седиментационно-диагенетических доломитов перекрывающей галогенной формации. Процессы растворения и сопровождающая их доломитизация переработали практически всю толщу карбонатной формации.

Резкое увеличение содержания метасоматических доломитов в зонах тектонических нарушений дает основание говорить об определенной роли в поставке магния наложенных процессов. Особенно сильно эпигенетическая доломитизация проявилась в зонах Курджипского и Цицинского конседиментационных разломов. Наблюдаемые здесь доломиты образовались, по всей видимости, в результате циркуляции богатых магнием вод вверх по ослабленным зонам в известняках.

Таким образом, в строении верхнеюрской карбонатной формации Западного Предкавказья принимают активное участие метасоматические доломиты как диагенетической, так и эпигенетической (наложенной) стадий формирования пород. При этом образование первых обусловлено в основном палеогеографическими, вторых — гидрогеологическими и структурно-тектоническими особенностями региона.

О связи серного оруденения с метасоматическими процессами (Центральный Кавказ)

1. Известно, что сера — такой минерал, который образуется при глубинном гипергенезе, и все ее главнейшие мировые месторождения образовались метасоматическим путем по гипсам и ангидритам.

2. В последние годы в Кабардино-Балкарии обнаружен целый ряд проявлений серы, связанный с переслаивающимися толщами сульфатных и карбонатных пород верхнеюрской карбонатно-галоогенной формации. Здесь еще раз получено подтверждение тому, что повсеместно гипс и ангидрит метасоматически преобразуются в серу и вторичный кальцит, создавая метасоматическую зональность.

3. Серное оруденение в районе рек Чатысу и Большие Кураты размещается в пределах кавернозных карбонатных тел, сложенных вторичным кальцитом (аналогия с «кастилями» западнотехасских месторождений).

4. Серообразование происходит при бактериальной сульфатредукции (все толщи верхней юры и нижнего мела Кабардино-Балкарии обогащены битумом) и окислении получающегося при этом сероводорода до серы. Образовавшаяся сера, вторичный кальцит, целестин и другие минералы замещают ангидрит и гипс.

5. Сульфат образует выделения, разнообразные по размеру, в виде сохранившихся реликтов среди вторичного кальцита. Обнаружены псевдоморфозы серы по отдельным кристаллам ангидрита с характерной для сульфатов призматической формой.

Форма кристаллических индивидов кальцита в виде сферолитов и их взаимное расположение также свидетельствуют о метасоматическом процессе.

Характерно, что признаки метасоматического замещения ангидрита (гипса) отмечены не только для серы и кальцита, но и для целестина, барита, которые исследователями серных месторождений считаются парагенными сере.

Е. Д. Кравцов (ЛГУ)

Особенности сульфатного метасоматоза сульфидных руд в криолитозоне

В условиях криолитозоны сульфиды железа, меди, цинка, никеля, кобальта способны относительно быстро окисляться. Полное или частичное окисление сульфидов с одновременным образованием сульфатов типа милантерита происходит в нижней части зоны окисления на глубинах 10—200 м от дневной поверхности. По существу, этот процесс является низкотемпературным сульфатным метасоматозом.

Генетические особенности сульфатного метасоматоза: 1) протекает при отрицательных температурах; 2) протекает при отсутствии легкоподвижной воды и жидкой фазы; 3) вторичными минералами являются многоводные кристаллогидраты, которые в условиях криолитозоны выполняют роль малоподвижных водных растворов.

Динамические особенности сульфатного метасоматоза: 1) убывающее с глубиной, поступление к окисляющимся сульфидам кислорода путем диффузии его от дневной поверхности через мерзлые горные породы обуславливает наличие вертикальной, а также горизонтальной (от боков рудного тела к центру) зональности; 2) отсутствие выноса

продуктов реакций обуславливает накопление их в зоне окисления с многократным (до 7 раз) увеличением объема.

Сульфатный метасоматоз, протекающий с увеличением объема вторичных минералов, обуславливает проявление оригинальных процессов, служащих как бы механизмами компенсации возрастающего объема рудной массы. На рудных телах жильной формы эти механизмы следующие: 1) уменьшение до нуля естественной пористости руды; 2) отжимание сульфатов в открывающиеся трещины во вмещающих породах и в самой руде; 3) рудный диапаризм (отжимание окисленной руды внутри полости жилы в направлении дневной поверхности); 4) раздвигание контактов рудного тела. На жилах малой (до 1 м) мощности основное значение имеет четвертый механизм, а на жилах большой мощности — третий. На рудных штокверках компенсационные механизмы следующие: 1) уменьшение до нуля естественной пористости; 2) отжимание сульфатов в отдельные открывающиеся трещины, которые создают вторичную глыбовую текстуру; 3) рудный диапаризм (поднятие окисленной руды и перекрывающих пород).

В полуокисленной руде по условиям нахождения выделяются две морфологические разновидности сульфатов: сульфаты, находящиеся на месте замещенных сульфидов (метасоматические), и сульфаты, отжатые в трещины, которые секут как неокисленные сульфаты, так и жильные минералы или вмещающие породы (перемещенные). В полностью окисленной руде в случае высокого исходного содержания сульфидов, когда несulfидные минералы не образуют жесткого каркаса, а только вкрапления среди сульфидов, различие между метасоматическими и перемещенными сульфатами исчезает. Однако на штокверках с относительно низким содержанием сульфидов различие между двумя формами сульфатов хорошо сохраняется.

Дальнейшие превращения сульфатов в полностью окисленной руде приводят уже к уменьшению объема продуктов последующих реакций. Вблизи границы с деятельным слоем происходит окисление сульфатов закисного железа до окисных. Это сопровождается некоторым уменьшением объема рудной массы, а часть (10—20 %) бывшей кристаллизационной воды выделяется в свободном виде. Сульфаты меди, цинка и других металлов образуют с этой водой незамерзающие растворы и мигрируют из зоны окисления. В деятельном слое под действием грунтовых вод сульфаты окисного железа гидролизуются с осаждением лимонита и выносом всей сульфатной серы и, как минимум, $\frac{2}{3}$ железа. Осажденный охристый лимонит имеет объем, не превышающий объема исходных сульфидов.

В. А. Высоцкий, А. М. Карпунин
(ВСЕГЕИ)

Редкометальное оруденение в линейных корах выветривания

1. С разновозрастными кора́ми выветривания связаны многочисленные проявления различных металлов (алюминия, железа, серебра, золота, олова, россыпи редких металлов).

2. В последние годы коры выветривания стали привлекать внимание в связи с редкометальным оруденением. Относительно их генезиса существуют различные точки зрения. Линейные коры выветривания и связанное с ними оруденение рассматриваются как гидротермальное образование (Разумова, 1979), как остаточные ореолы рассеяния эндогенного оруденения в материнских породах (Мезенцев, 1976) и как гипергенные образования, сформированные при активном участии микроорганизмов (Мань, 1976).

3. Авторами изучалось редкометальное оруденение в линейной коре выветривания одного из районов, основные признаки которого дают основание относить его к низкотемпературным (гипергенным) метасоматитам. Кора выветривания мезозойского возраста мощностью 150—200 м развита в зоне контакта углеродистых сланцев и песчаников протерозоя с палеозойскими гранитоидами. Основными минеральными новообразованиями коры выветривания являются каолинит и пирит.

Редкометальное оруденение локализуется в нижних горизонтах коры выветривания и в породах, слабо затронутых процессами выветривания. Минерализация представлена коффином в ассоциации с глобулярным пиритом. Возраст оруденения около 10 млн. лет. Характерно повышенное содержание свинца, хрома, серебра, серы, органического углерода. Источником металлов служили материнские породы палеозоя — протерозоя.

4. Полученный материал свидетельствует о низкотемпературной метасоматической природе рудоформирующих процессов в линейной коре выветривания. Редкометальное оруденение, образованное в результате указанных процессов, в определенных обстановках может представлять промышленный интерес.

З. Д. Сапронова (ИМР, г. Симферополь)

О процессах метасоматоза в бокситовых породах Украинского щита

Бокситы в пределах южного склона Украинского щита приурочены к аллювиальным и аллювиально-озерным отложениям древних (меловых и палеогеновых) эрозионно-тектонических впадин и представляют собой изолированные линзы пород со слоистыми или косо-слоистыми текстурами. Бокситы залегают на коре выветривания кристаллических пород, вторичных каолинитах и перекрываются кварцевыми и кварцево-глауконитовыми песчаниками верхнего мела или верхнего эоцена.

Продуктивный горизонт представлен бокситами и бокситоподобными породами с неяснобобовой, бобовой и обломочной текстурами, песчаниками, гравелитами, конгломератами с обломками пород коры выветривания и гиббсит-кварц-каолинитовым цементом. Эти отложения представляют собой неравномерно латеритизированный материал, претерпевший интенсивный метасоматоз, который можно разделить на две стадии.

1. Гидрометасоматоз (Бушинский, 1977). В результате воздействия проточных вод в период осадконакопления на переотложенные продукты выветривания из них были вынесены железо и кремний, что сказалось в неравномерном частичном или полном обелении пород, зерна кварца интенсивно корродированы или полностью замещены гиббситом, каолинитом, цемент между обеленными обломками латерита выполнен кристаллическим гиббситом или каолинитом. В участках периодического затопления бокситовых залежей вынос кремния и железа менее значителен, чем в участках постоянного затопления (погребенные озерные залежи).

В нескольких участках установлены бокситовые породы, которые представляют собой конкреции (бобовины) пирита, сцементированные кристаллическим гиббситом и каолинитом. Эти породы образовались в условиях закрытого (непроточного) водоема при наличии органического вещества.

2. Щелочной метасоматоз. Бокситовые залежи южного склона VIII перекрываются морскими кварцевыми или глауконит-кварцевыми песками киевской свиты верхнего эоцена. В верхней ча-

сти бокситовой залежи и в нижней части перекрывающих отложений (0,1—0,5 м) бокситовые породы и кварцевые песчаники сцементированы цеолитом, халцедоном и каолинитом. Цеолиты представлены филлипситом и гейландитом. Затопление эрозионно-тектонических депрессий морем в киевском веке способствовало привносу щелочных катионов Na, Ca, K.

Наличие гелей кремнезема, глинозема в аллювиально-озерных водах, привнос химически активных катионов Na, Ca, K, повышение щелочности растворов и возрастание за счет этого концентрации кремнезема в придонной воде способствовали образованию цеолитов, а затем при понижении щелочности растворов — отложению халцедона.

Имеются основания полагать, что поступление морской воды было неоднократным, а изоляция водоемов приводила к испарению вод, повышению в них концентрации солей, pH растворов и, в конечном итоге, — к образованию цеолитов.

В зоне гипергенеза, в частности в континентальных отложениях, связанных с корами выветривания, метасоматические процессы распространены особенно широко. При образовании и захоронении залежей осадочных бокситов на южном склоне VIII процессы метасоматоза играли существенную роль.

П. В. Семенов, В. П. Семенов
(Воронежский ун-т)

Гипергенные метасоматиты мезокайнозоя Воронежской антеклизы

Ранее некоторые типы кремнистых фосфатных и других пород мезокайнозоя Воронежской антеклизы относились к продуктам субаквального литогенеза осадочных пород и далее к вулканогенным образованиям. В настоящее время их гипергенно-метасоматическая природа не вызывает сомнений. Так, в этих породах отчетливо унаследована структура терригенно-органогенных осадочных пород. Метасоматиты или зоны с метасоматической минерализацией залегают среди неизмененных осадочных пород и их границы с последними секут не только седиментационный порядок напластования и диагенные структуры, но и границы между ярусами.

По особенностям генезиса гипергенные метасоматиты могут быть отнесены к двум группам. Первую группу объединяет принадлежность к остаточным корам выветривания разных эпох мезокайнозоя. Общим для метасоматитов этой группы является псевдоморфное неполное замещение материнского субстрата, но с унаследованием мельчайших элементов его структуры. Так, каолинит отчетливо наследует структуру терригенных полевых шпатов, слюд; гидрогетит замещает диагенный пирит и др. В некоторых литофациях коры выветривания терригенно-карбонатных пород метасоматический опал-кристобалит выполняет главную порообразующую функцию, наследуя структуру кальцитовых органических остатков.

Вторую группу метасоматитов объединяет принадлежность к зонам инфильтрационной гипергенной цементации и метасоматоза. Время образования этих зон совпадает с основными эпохами субаэрального литогенеза мезокайнозойского времени. Общим для метасоматитов этой группы является замещение материнского субстрата с цементацией порового пространства, часто без сохранения мелких элементов исходной структуры. Условно зоны цементации, к которым приурочены метасоматиты, могут быть разделены на поверхностные, приповерхностные и глубинные. Из них поверхностные связаны с палеоландшафтно-испарительными барьерами. С ними ассоциируют кварц-кристобалитовые, гетит-лепидокрокитовые (области повышенной аэрации водонос-

ных толщ), алунитовые, кварц-кристобалит-гематитовые и другие метасоматиты (области эфемерных бассейнов). Приповерхностные зоны связаны со сменой геохимических обстановок в основании профилей коры выветривания. К этим типам геохимических барьеров приурочиваются кварцевые, сидерит-гематитовые, франколитовые и другие самые разнообразные метасоматиты. Глубинные метасоматиты приурочены к зонам контакта водоносных толщ различной минерализации и газоводообмена. Здесь обычны кварц-пиритовые (зоны застойных вод в пределах водоносного горизонта) и кварц-баритовые метасоматиты (контакты нисходящих водоносных горизонтов с областями распространения «метаморфизованных» вод).

Минеральная специфика гипергенных метасоматитов определялась типами геохимических барьеров, а химический состав — преобладанием привноса или перераспределения того или иного компонента. Климат, палеорельеф, свойства и состав материнского субстрата определяли тип (остаточный — цементационный), характер локализации и возможность формирования метасоматитов в мезокайнозойских отложениях Воронежской антеклизы.

И. М. Экман, Р. А. Хазов (ИГ Карельского фил. АН СССР)

Низкотемпературные метасоматиты Приладожья

В пределах комплексного оловянно-редкометалльно-флюоритового месторождения в скарново-грейзеновой залежи по тектоническому нарушению развиты монтмориллонит-гидрохлоритовые метасоматиты (линейная кора выветривания).

Мощность метасоматитов около 30 м, на глубину они прослежены до 60 м. Представлены слабо сцементированными песчано-глинистыми образованиями или пластичными глинами, включающими различные по размерам обломки сильно измененных скарнов и апоскарновых грейзенов, «первичных» минералов — кварца, халцедона, флюорита, слюды, шеелита, касситерита и др. Степень замещения пород заметно убывает по разрезу сверху вниз. Это отражается в изменении химического состава — уменьшаются содержания (в %): SiO_2 — с 51,38 до 37; K_2O — с 6,02 до 2,18 и увеличиваются: Fe_2O_3 — с 1,82 до 7,24; FeO — с 0,14 до 0,29; MnO — с 0,04 до 0,25; MgO — с 3,26 до 6,61; CaO — с 0,74 до 8,07; H_2O — с 0,43 до 2,67; практически без изменения остаются Al_2O_3 — от 26,36 до 26,48 и Na_2O — от 0,14 до 0,17.

По данным рентгенографических и термических исследований установлено: буровато-коричневые глины, залегающие в нижних и средних частях разреза, сложены разбухающими хлоритами (гидрохлоритами), а глинистая составляющая верхних частей разреза представлена смешаннослойным гидрослюдисто-монтмориллонитовым минералом.

В локальном углублении рельефа кристаллических пород сохранилась от эрозии зона гидратации и начального гидролиза (глубокого выщелачивания). Нижняя и средняя части этой зоны, состоящие из гидрохлорита, развиты по серпентинизированному и грейзенизированному скарнам, а верхняя — гидрослюдисто-монтмориллонитового состава — образовалась по апоскарновым грейзенам. Зона выщелачивания книзу, видимо, сменяется зоной дезинтеграции. Более высокие зоны (конечного выщелачивания и гидролиза) эродированы.

Смешаннослойные минералы, обладая большой емкостью поглощения катионов, сорбируют некоторые редкие элементы, что может быть использовано при поисках, так же как наличие в рассматриваемых метасоматитах первичного касситерита и шеелита может указывать на возможность нахождения их россыпей.

Геохимические особенности каолинового корообразования при выветривании кристаллических пород Украинского щита

Корообразующий гипергенный метасоматоз может быть отнесен к ионно-диффузионному. Все породообразующие алюмосиликатные минералы (полевые шпаты, амфиболы, пироксены и др.) в ходе гипергенных преобразований замещаются глинистыми и окисными минеральными ассоциациями. Гипергенное минералообразование происходит в условиях активного выноса, при почти полном отсутствии приноса (за исключением воды и кислорода).

Нами были изучены мезокайнозойские каолиновые и железисто-каолиновые коры выветривания Украинского щита (УЩ), составляющие более 96 % всех кор данного региона. Всего было изучено 225 разрезов кор выветривания. Применяемые методы исследования (петрографический, электронно-микроскопический, рентгеноструктурный, термический, различные геохимические и др.) были целенаправлены на выяснение закономерностей перераспределения вещества в ходе каолинового корообразования.

Было установлено, что каолиновое корообразование проходит практически по всем породам УЩ — от кислых до основных, на различных уровнях дифференциации вещества. В ходе каолинообразования выносились все минералообразующие элементы, и суммарный их вынос изменялся от 24,70 до 76,30 %. Наиболее интенсивно выносились элементы с низкой плотностью заряда и в первую очередь — щелочные и щелочноземельные. По средним данным вынос этих компонентов в первый этап выветривания достигает 50,7 %, в конечном счете приближается к 91,7 %, а их коэффициенты концентрации (K_k) в коре выветривания колеблются от 0,204 до 0,596. Менее активно выносились железо и марганец, и в первые два этапа каолинизации отмечается их относительное накопление (K_k — до 1,159). В заключительный этап вынос их активизируется, что приводит к уменьшению коэффициентов концентрации до 0,840. Интенсивность выноса кремнезема сходна с выносом железа, однако относительная его концентрация отмечена только в начальные этапы выветривания (K_k — 1,025), которая значительно уменьшается в последующие этапы (K_k — 0,897). Устойчиво концентрируются в корях выветривания алюминий и титан. Их коэффициенты концентрации достигают соответственно 1,688—2,202, тогда как средний вынос не превышает 22,1—24,2 % от исходного содержания.

Н. А. Журавлева (Свердловский горный ин-т)

Экзогенный метасоматоз в погребенных преобразованных корях выветривания гипербазитов

Метасоматические и инфильтрационно-метасоматические процессы широко распространены в погребенных корях выветривания целого ряда гипербазитовых массивов. К таким массивам относятся: Устейский, Кольский (Северный Урал), Халиловский (Южный Урал), Малкинский (Северный Кавказ) и др.

Экзогенный метасоматоз проявляется в результате замещения серпентинитов при выветривании, а также более поздних наложенных на кору выветривания процессов. После формирования коры выветривания в ее пониженных участках возникли озерно-болотные водоемы, а возвышенности явились областью сноса алювия. Со дна озерно-болотных водоемов в рыхлые продукты выветривания, а по трещинкам

и тектоническим нарушениям в глубь плотных слабо выветрелых пород проникли минерализованные воды в условиях дефицита кислорода и повышенного количества углекислоты. В корях выветривания аюгарцбургитовых серпентинитов образовались инфильтрационные и инфильтрационно-гипергенно-метасоматические минералы: шамозит, сидерит, манганосидерит, родохрозит, пирит, миллерит и др., которые замещают как гипогенные реликтовые минералы, так и гипергенные. Метасоматическая зональность следующая: шамозитизация, сидеритизация, сульфидизация. Сульфидизация и сидеритизация развиты слабее, чем шамозитизация. Шамозитизации подвергаются все породы коры выветривания. Количество шамозита в оврах и сильно выщелоченных серпентинитах варьируют от 1 до 30—40 %. С глубиной процесс замещения постепенно убывает.

Для погребенных преобразованных кор выветривания гипербазитов предлагается классификация минералов, в которой по условиям образования все минералы делятся на гипогенные и гипергенные. Среди гипогенных (реликтовых) минералов выделяются две группы: магматогенные и гидротермальные, среди гипергенных — новообразованные (первичные) и инфильтрационно-наложенные (вторичные). Новообразованные минералы подразделяются на две группы: гипергенно-метасоматические и осадочные из растворов, а инфильтрационно-наложенные: на инфильтрационно-гипергенно-метасоматические и инфильтрационные.

Экзогенные метасоматические процессы вызвали перераспределение вещества и тем самым изменение минерального, химического состава в верхних зонах коры выветривания и искажение не только количественных соотношений выноса и накопления вещества, но и общую направленность процесса выветривания. Метасоматические образования представляют практический интерес, так как с ними связаны никеле- и, особенно, кобальтоносные горизонты, более богатые этими элементами, чем те, в которых наложенные процессы не проявились.

Б. Л. Щербов, Э. П. Солотчина
(ИГиГ СО АН СССР)

Низкотемпературная метасоматическая зональность и поведение бора в корях выветривания

Коры выветривания Енисейского кряжа, Юго-Западного Салаира, Томь-Колыванской зоны, Кокчетавской глыбы, Ангренской депрессии и других регионов характеризуются отчетливой метасоматической зональностью, выражающейся в смене доминирующей гипергенной минерализации по вертикальному разрезу элювиальных профилей. В профилях выветривания для удобства сравнения их между собой выделяются зоны: начальных продуктов гипергенного изменения (дизинтеграции) и конечных продуктов (глинистая). Зоны резко отличаются друг от друга многими параметрами (плотность пород, рН суспензий, степень выноса породообразующих компонентов и т. п.), среди которых важнейшим для понимания характера поведения бора является минеральный состав элювиальных образований.

В зависимости от состава материнских пород и условий выветривания в зоне дезинтеграции главными гипергенными минералами являются: гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойные минералы вермикулит, хлорит, каолинит. В зоне глин основным гипергенным новообразованием служит каолинит, имеющий в различных разрезах разные структурные характеристики, и реже — галлузит.

Количественные соотношения глинистых минералов по профилю выветривания и структурная упорядоченность каолинита, возникаю-

щая в процессе роста кристалла (несовершенство слоев, дефекты их упаковки и размеры областей когерентности), определяемые методами рентгенографии и ИК-спектроскопии, несут важную генетическую информацию об условиях образования вертикальной зональности коры выветривания.

Поведение бора в корях выветривания четко зависит от типа гипергенной минерализации. Образование гидрослюд и других минералов с высокой сорбционной емкостью способствует удержанию и даже накоплению бора в зонах дезинтеграции изученных кор выветривания.

Распределение бора в соответствии с метасоматической зональностью, установленное в период формирования элювиального профиля, часто осложняется вторичными (наложенными) процессами, в результате чего возникают зоны вторичного (по отношению к коре выветривания) борного обогащения, как правило, в верхних горизонтах элювиальных профилей.

Таким образом, наложенные процессы могут затушевывать зависимость распределения бора в корях выветривания от метасоматической зональности.

А. Г. Бороденков, Н. Н. Перцев
(ИГЕМ АН СССР)

Околожильная зональность в продуктах изменения океанских базальтов

В керне скважин океанского бурения встречена необычная околожильная зональность в базальтах, макроскопически проявляющаяся в виде различно окрашенных зон. Микроскопически установлено, что цвет зонам придают соответствующие по цвету глинистые минералы и продукты окисления железа. Данная зональность представляет собой так называемый «окислительный» тип изменений, накладывающийся на «фоновый» «неокисленный» тип вторичного преобразования базальтов. С глубиной происходит инверсия зон метасоматической колонки, последующее выклинивание боковых зон и замещение центрального прожилка, сложенного глинистым минералом, кальцитом.

С помощью электронного микроанализатора были определены составы глинистых минералов окрашенных зон и «фонового» измененного базальта, а также составы титано-магнетитов. Оказалось, что характер распределения элементов в колонке формально не подчиняется правилу изменения содержаний элементов по зонам в диффузионном процессе: наблюдаются «незакономерные» максимумы в содержании железа, калия, кальция и натрия при минимумах алюминия, магния и кремния в промежуточных зонах колонки. Предполагается, что это связано со специфическими окислительно-восстановительными условиями, задающимися режимом кислорода в циркулирующих по трещинам океанических водах. Активность кислорода в растворах оказывает влияние, прежде всего, на степень окисления железа, гидрокислы которого придают зонам соответствующие бурые или красные тона, а также градиент рН в зонах, сопряженно воздействующий на изменение активностей ряда компонентов, в особенности калия. С учетом этого обстоятельства поведение элементов по зонам колонки находит объяснение в рамках модели диффузионной метасоматической зональности Д. С. Коржинского. Инверсию зон метасоматической колонки «окислительного» типа, вероятно, можно толковать не столько сменой окислительных условий на более глубоких горизонтах, сколько повышением давления и сопряженного с этим роста концентрации компонентов в поровом растворе. Этот фактор может привести к рез-

кому изменению соотношений концентраций трещинного и порового растворов и обусловить инверсию в направлении диффузии некоторых элементов, например калия и кальция.

А. А. Ганзеев (ИМГРЭ)

О происхождении калиевых базальтов в Центральном Марокко

Широко распространенные в Центральном Марокко толеитовые платобазальты триасового возраста включают гиперкалиевые разновидности, содержащие от 5 до 9% K_2O . Базальтовая толща имеет ритмически слоистое строение, обусловленное последовательным напластованием горизонтальных потоков мощностью в 4—30 м, число которых может достигать 15. Каждый поток хорошо индивидуализирован, верхняя часть его представлена амигдалоидными базальтами, внутренняя и подошвенная части сложены плотными кристаллическими разностями долеритовых базальтов без миндалин.

Долеритовые базальты состоят из среднего плагиоклаза и пикролита с небольшим количеством стекла. Прикровлевые миндалекаменные базальты состоят, главным образом, из измененного стекла, санидина вместо плагиоклаза, селадонита, хлорита и карбоната. При переходе от долеритовых базальтов к миндалекаменным структурный рисунок породы сохраняется, смена полевых шпатов происходит резко на расстоянии в 20 см и может быть установлена лишь под микроскопом.

Химический состав свежих долеритовых базальтов близок к средним платобазальтам при обычном для этого типа пород преобладании натрия над калием. В миндалекаменных разностях резко повышено содержание летучих компонентов (до 10—15%), а содержание калия в несколько раз превышает содержание натрия.

Очевидно, что никакой механизм дифференциации на стадии существования магматического расплава не мог привести к наблюдаемому соотношению нормальных базальтов с гиперкалиевыми породами, поскольку здесь отсутствуют переходные разности между ними, сам переход осуществляется очень резко, а вертикальная мощность отдельно взятого магматического тела недостаточна для осуществления газового переноса.

Палеореконструкция условий формирования красноцветных доломитовых аргиллитов района, которые служат подстилающими и перекрывающими породами по отношению к базальтовым потокам, показала, что отложение их происходило в эфемерических соленых озерах. Потоки базальтовых лав реагировали с соленой водой этих озер, однако в отличие от обычного гальмиролиза процесс изменения базальтов проходил значительно интенсивнее. Большая часть примесных элементов при этом не меняла своего содержания — к ним относятся Co , Ni , Cr , Sc , Ta , Hf , Th , TR . Для меди отчетливо устанавливается факт мобилизации в ходе изменения. Вместе с калием весьма интенсивно накапливаются редкие щелочные металлы, что не имеет аналогов среди базальтоидных пород, подвергшихся гальмиролизу.

С базальтами района ассоциируют мелкие рудопроявления меди, что может быть связано с процессом взаимодействия неостывших вулканических пород с водами соленых озер. Наличие метавулканитов с пониженным против местного фона содержанием меди может служить косвенным указанием на возможность появления рудных скоплений этого металла.

Минеральные продукты палагонитизации субмаринных базальтов и их роль в образовании колчеданных руд

1. Палагонитизация, представляющая собой метасоматическое преобразование базальтовых стекол в процессе взаимодействия их с морской водой, широко проявлена как в современных, так и в древних областях субмаринного базальтового вулканизма. В современных морских и океанических бассейнах базальтовое стекло замещается криптозернистым агрегатом глинистых минералов из группы монтмориллонита, цеолитами, гидроокислами железа и марганца. В древних областях палагонитовые изменения маскируются зеленокаменным метаморфизмом, приводящим к преобразованию перечисленных минералов в агрегат хлорита, эпидота, карбоната, окислов железа (магнетита, маггемита, гематита) с изредка сохраняющимися реликтами монтмориллонита и гетита.

2. Наиболее интенсивной палагонитизации подвергаются дезинтегрированные стекловатые продукты базальтового вулканизма (гиалокластиты, лавы с мелкошаровой и капельной текстурами, «аквагенные туфы») вследствие значительного увеличения суммарной площади контакта порода—вода по сравнению с обычными пиллоу-лавами. Эта особенность ярко выражена как в древних областях базальтового вулканизма, где перечисленные вторичные минералы наиболее интенсивно развиты в толщах и потоках существенно гиалокластитового состава, так и в современных океанах (Бонатти, Кашинцев и др., 1974).

3. Механически нестойкие продукты палагонитизации, образующие корки на обломках базальтовых стекол, способны к переотложению на значительные (до 2000 км) расстояния от места образования и аккумуляции в депрессионных участках морского дна. При переотложении они дифференцируются с образованием существенно силикатных (смектитовых, цеолитовых), железоокисных (гетитовых), марганцево-железоокисных и кремнисто-железоокисных осадков в углублениях между базальтовыми пиллоу-лавами в более крупных понижениях морского дна. По мнению Э. Бонатти (1967), с процессом палагонитизации связано образование металлоносных железо-марганцевых осадков Тихого океана.

4. Переотложенные продукты палагонитизации базальтовых стекол довольно часто встречаются в депрессионных структурах, вмещающих залежи колчеданных руд, также формирующихся в субмаринных условиях. Они могут быть представлены согласными пластовыми телами хлоритовых (первично-монтмориллонитовых) пород, железоокисных (первично-гетитовых) руд гематитового, магнетитового, маггемит-магнетитового состава, марганцевых руд (первичный состав не установлен), сложенных разнообразными окислами и силикатами Mn. Палагонитовая природа этих минеральных накоплений установлена по идентичности химического состава хлоритовых пород с современными смектитовыми палагонитами и по сходству магнитных параметров железоокисных руд колчеданных месторождений с заведомо палагонитовой железоокисной минерализацией в интерстициях базальтовых пиллоу-лав.

5. Отложение окислов железа длилось дольше, чем сульфидообразование. При этом окислы железа, накапливаемые до и одновременно с сульфидообразованием, подвергаются замещению сульфидами и сохраняются в виде реликтов лишь в участках депрессий, удаленных от рудовыводящих каналов, а также в виде микровключений в сульфидах, иногда трассирующих теневые контуры замещенных метаколлоидных агрегатов окислов железа.

Приведенные сведения позволяют по-новому подходить к проблеме источников железа для образования колчеданных руд и отчасти объясняют пространственную связь колчеданных месторождений с толщами гналоклитов и гналобазальтов, имеющих мелкошаровую текстуру (офиолитовые разрезы Мугоджар, Кипра, Ньюфаундленда, контрастные формации Южного и Северного Урала).

А. П. Казак, Э. А. Багдасаров
(ВСЕГЕИ)

К вопросу генезиса метаморфитов, ассоциирующих с офиолитами (на примере Урала)

Геолого-петрографическое изучение метаморфитов, ассоциирующих с офиолитами в пределах Уральской складчатой области, позволило выделить среди них следующие генетические типы: апогаббровые и апогипербазитовые. Они образуют самостоятельные комплексы и повсеместно обнаруживают тектонические взаимоотношения с габбро-гипербазитовыми комплексами, располагаясь в краевых частях в виде тектонических блоков с автономной структурой.

Первая группа пород представлена пироксеновыми, двупироксеновыми, скаполитовыми, цонзитовыми, гранатовыми амфиболитами, горнблендитами, эклогитами и эклогитоподобными породами, состав которых определяется парагенезисом и соотношением натрового пироксена, амфибола, цонзита, плагиоклаза и граната. Последний является характерным для этих пород минералом, состав которого варьирует в широких пределах: пироп — от 20 до 30 %, альмандин — от 40 до 60 %. В некоторых разностях метаморфитов отмечаются до нескольких генераций граната. Сопутствующими минералами являются рутил, ильмено-рутил, ильменит, магнетит, муассанит и др. Данная ассоциация минералов позволяет полагать, что породы были метаморфизованы на значительной глубине в условиях гранулитовой и эклогитовой фации метаморфизма и, возможно, их следует отнести к метаморфитам «базальтоидного типа».

Вторая группа пород, пользующихся наибольшим развитием на Южном Урале в пределах Кемпирсайского гипербазитового массива, представлена гранатовыми пироксенитами, шпинель-гранатовыми вебстеритами, эклогитоподобными породами, пироповыми амфиболитами, тылантами и blastsмилонитами. Петрохимический состав этих пород характеризуется парагенезисом ортопироксена, моноклинового пироксена, эденита, дистена, шпинели и граната с высоким содержанием пиропового компонента (от 30 до 40 %). Метаморфиты нередко включают чистый пироп, зеленую шпинель, хром-диоксид, хромистый гранат, сапфирин и другие высокобарические минералы. Характерный парагенезис породообразующих минералов свидетельствует о том, что по условиям образования апогипербазитовые метаморфиты устойчивы в p - T -условиях верхней мантии и могут быть отнесены к «мантийным метаморфитам». Для всех метаморфитов офиолитовой ассоциации достаточно определенно устанавливается многоэтапность и длительность эволюции исходных пород. Эти образования представляют единый метаморфический ряд, отражающий последовательно регрессивную направленность процессов от эклогитовой через амфиболитовую до зеленосланцевой фации метаморфизма.

Совместное сонахождение метаморфитов и габбро-гипербазитовых массивов указывает на близость их пространственного положения. Метаморфиты были выведены на поверхность вместе с габбро-гипербазитовыми пластинами. Следует полагать, что выведение на дневную поверхность блоков метаморфитов происходило в напряженных тектони-

ческих условиях, испытавших пластические деформации, о чем свидетельствуют зоны бластомилонитов и тылаитов.

Метаморфиты включают высокобарические минералы (пироп, хромдиопсид, хромистый гранат, сапфирин, муассанит и др.), которые могут быть несомненными спутниками других высокобарических минералов.

А. С. Сергеев (ЛГУ)

К проблеме систематики метасоматитов

1. Приложение принципов формационного анализа к метасоматическим образованиям предполагает учет вещественного состава метасоматитов, его эволюцию в объеме метасоматических тел (зональности) и в процессе замещения (стадийности). Эти формационные признаки зависят от концентраций минералообразующих компонентов в растворах и субстрате метасоматитов, а также от температуры; давление имеет второстепенное значение. Целесообразно рассматривать щелочность растворов, основность субстрата и температурные обстановки в качестве таксонообразующих при создании формационно-генетических классификаций метасоматитов.

2. По уровню щелочности растворов возможно выделение трех формационных групп метасоматитов: а) малощелочной (в тыловых зонах колоннок не возникают обогащенные щелочами минералы); б) умеренной щелочности (в тыловых зонах новообразованные ассоциации включают полевые шпаты и слюды); в) повышенной щелочности (в тыловых зонах возникают фельдшпатоиды). В каждой из формационных групп на основании различий в составе субстрата выделяются метасоматические формации (апогранитоидные, апобазитовые, апокарбонатные и др.), подразделяемые на субформации по температурным условиям процесса.

3. Примеры взаимных переходов метасоматитов, обычно выделяемых в ранге метасоматических формаций (фельдшпатоиды → скарны, грейзены; скарны → пропилиты; грейзены → вторичные кварциты, березиты; пропилиты → аргиллизиты и др.), лишь иногда могут объясняться изменением состава субстрата, чаще же являются следствием эволюции химизма и температурного режима растворов, что указывает на формационное единство метасоматитов.

4. Анализ данных для более детально изученных апогранитоидной и апобазитовой формаций формационных групп умеренной и повышенной щелочности показывает, что в высокотемпературных субформациях характерно обогащение ранних минеральных ассоциаций (внешние зоны) натрием, а поздних ассоциаций (внутренние зоны) — калием. В низкотемпературных субформациях имеет место обратная последовательность.

5. По сравнению с апобазитовыми, метасоматические формации с менее основным типом субстрата характеризуются редуцированным спектром высокотемпературных субформаций. Это обусловлено принципиальной невозможностью протекания метасоматических процессов при достижении субстратом плавления.

6. Отмечаются закономерности пространственного развития метасоматитов различных формационных групп. Метасоматиты формационной группы повышенной щелочности наблюдаются лишь в четко структурно-локализованных проявлениях (внутриразломные зоны метасоматоза) и не известны в ареальном развитии. Для метасоматитов формационной группы умеренной щелочности, наряду с четко структурно-локализованным, наблюдается и ареальное развитие, причем

последние количественно преобладают. По-видимому, в еще большей степени ареальный тип развития характерен для метасоматитов, сформированных при участии малощелочных растворов.

Ю. Л. Капустин (МГРИ)

Приконтактные метасоматиты в связи с карбонатитами

1. Карбонатиты постоянно сопровождаются интенсивным изменением окружающих пород. В гипабиссальных массивах СССР эти изменения проявлены значительно интенсивнее, чем вблизи от субвулканических и вулканических штоков карбонатитов. В карбонатных лавах и туфах из вулканов Восточной Африки встречены ксенолиты глубоководных эклогитов, пироксенитов, гнейсов, гранитов и отдельные мелкие обломки кварца, окруженные с периферии тонкими реакционными оторочками (до 5 мм).

2. Тела относительно высокотемпературных ранних карбонатитов имеют резкие линейные контакты с реакционными оторочками 1—10 см или сопровождаются зонами брекчирования мощностью до 100 м с изменением пород по всей этой мощности. Масштабы таких зон брекчирования не зависят от размеров тел карбонатитов. Окружающие породы претерпевают различные изменения: наименьшие — оливиниты и пироксениты, наиболее значительные — кварц-полевошпатовые и нефелин-полевошпатовые. Во всех случаях на контактах ранних карбонатитов развиваются ассоциации: пироксен—амфибол—биотит, оливин—

Минеральный состав приконтактных реакционных зон вокруг тел карбонатитов

Вмещающие породы	Ранние карбонатиты		Поздние карбонатиты	
	внешние зоны	внутренние зоны	внешние зоны	внутренние зоны
Оливиниты, камафориты	Форстерит, тетраферрифлогопит, флогопит, рихтерит	Магнетит, апатит, кальцит, клиногумит, монтичеллит	Серпентин, магнетит	Хлорит, доломит, пирит
Пироксениты	Диопсид, флогопит	Магнетит, апатит, кальцит	Хлорит, флогопит	То же
Ийолиты, меланократовые фениты	Биотит, диопсид-авгит, сфен	Апатит, кальцит, пирротин, оливин	Канкринит, цеолиты, хлорит	Цеолиты, хлорит, доломит, пирит, анатаз
Нефелиновые сиениты, лейкократовые фениты	Биотит, эгирин, альбит, ортоклаз, арфведсонит	Кальцит, биотит, апатит, пирротин	Альбит, хлорит, цеолиты, ортоклаз	Анкерит, пирит, хлорит
Сланцы и гнейсы	Биотит, альбит, арфведсонит	Биотит, апатит, кальцит	Альбит, эгирин, кварц, ортоклаз, хлорит	Доломит, пирит
Граниты и гнейсы	Диопсид-авгит, ортоклаз	Диопсид, флогопит, апатит	Альбит, арфведсонит	Кварц, анкерит, барит, пирит
Характерные компоненты	Al, K, Na, Mg, F	Ca, P, CO ₂ , Fe, Sr	Si, Al, Mg	Si, CO ₂ , Mg, Fe, Ba, S

флогопит—магнетит, биотит—эгирин—альбит, реже — нефелин—биотит—пироксен с постоянной высокой примесью апатита и кальцита (таблица).

3. Поздние более низкотемпературные карбонатиты повсеместно сопровождаются широкими полями метасоматитов, превышающими по мощности карбонатитовые тела в 5—20 раз. На контакте с ними окружающие породы замещены агрегатом хлорита, альбита, кварца, пирита, иногда — эгирина и арфведсонита во внешних частях метасоматических ореолов (таблица). С этими карбонатитами связаны поля альбитизации, в которых концентрируются Nb, TR и Ba.

4. На контакте с ранними карбонатитами во внешних зонах в основном фиксируются Al, K, Na, Mg, Fe, F и во внутренних — Ca, P, CO₂, Fe, Sr (фтористо-углекислотно-щелочной метасоматоз); на контакте с поздними карбонатитами фиксируются во внешних зонах — Si, Al, Mg, Sr, S и во внутренних — Si, CO₂, Mg, Fe, Ba, S (сернисто-углекислотный метасоматоз).

*Э. А. Ланда, Н. И. Краснова,
А. Н. Тарновская (ВСЕГЕИ)*

О генезисе апатитовой минерализации в щелочно-ультраосновных комплексах по данным о распределении редкоземельных элементов в апатитах

Распределение редкоземельных элементов в апатитах из карбонатитов, фосфоритов, нельсонитов, апатитолитов, апатитизированных ийолитов, франколитовых брекчий следует единому четко выраженному тренду, главными факторами изменчивости которого являются общее содержание редкоземельных элементов и иттрия и соотношение легких и тяжелых лантаноидов. Этот факт с учетом температуры кристаллизации апатитов, режима кислотности—щелочности среды минералообразования, состава и кристаллохимических свойств апатитов, концентрационных факторов приводит к выводу, что апатитоносные породы формировались в ходе единого сложного петрогенетического процесса. Агентами его были фосфатно-карбонатные расплавы (расплав—растворы) и надкритические постийолитовые (?) богатые щелочами, фосфором и фтором флюиды. Температурная эволюция расплавов и их взаимодействие с боковыми породами обуславливали образование фосфоритов—карбонатитов. Под влиянием постийолитовых (?) флюидов на вмещающие породы метасоматически или путем кристаллизации в полостях возникали сегрегации апатитолитов (например, в Ковдорском флогопитовом месторождении), имела место апатитизация ийолитов. Франколитовые брекчии образовались на поздних низкотемпературных (гидротермальных) этапах флюидной деятельности в щелочно-ультраосновных массивах. При этом существенную роль играл подток в зону минералообразования вадозовых вод или вод смешанного происхождения.

*С. И. Демченко (Геологосъемочная
экспедиция Красноярского ПГО)*

О генезисе апатит-пироксеновых руд массивов Маган, Ыраас Маймеча-Котуйской провинции

Апатит-пироксеновые руды, выявленные в последние годы в массивах Маган, Ыраас на севере Сибирской платформы, являются новым важным типом минерального сырья. В массиве Маган они слагают почти кольцевую зону протяженностью около 19 км при ширине

80—700 м. Содержание P_2O_5 в них 4—7 %. Прогнозные запасы предварительно оцениваются в 200 млн. т P_2O_5 . На массиве Ыраас выходы таких руд имеют относительно небольшие размеры.

Почти всеми исследователями образование апатит-пироксеновых руд связывается с щелочным метасоматозом в магматическую стадию (фенитизацией), причем определяющая роль придается существенно градиенту химического состава фенитизирующего щелочного флюида и ультракислой вмещающей среде (кварцевые песчаники, аргиллиты, алевролиты).

В отличие от общепризнанной точки зрения автором предполагается, что образование наиболее богатых залежей апатит-пироксеновых руд связывается с воздействием высокотемпературных флюидов не щелочной, а карбонатитовой магмы, проникшим по тектонически активным зонам в уже сформировавшиеся породы пироксенового и полевошпат-пироксенового состава. Об этом свидетельствуют следующие данные.

1. Основная часть апатита в апатит-пироксеновых рудах явно наложена по отношению к пироксеновому и полевошпат-пироксеновому субстрату. Типичными являются вкрапленные, гнездовые, прожилковые, иногда брекчиевые текстуры руд.

2. Отмечаются постепенные переходы между апатит-пироксеновыми рудами и апатитовыми карбонатитами (apatит-флогопитовые карбонатиты → апатит-флогопит-пироксен-кальцитовые породы → апатит-пироксеновые руды в массиве Далбыха).

3. Имеются зональные прожилки, в которых центральные части сложены пироксен-кальцитовой породой, а периферические — апатит-пироксеновой (массивы Маган, Далбыха).

4. Наблюдается локализация апатит-пироксеновых руд и карбонатитовых прожилков в одних и тех же тектонических зонах (массив Маган).

5. Несмотря на существенные различия минерального состава, химический состав апатит-пироксеновых руд и карбонатитов во многом близок. В тех и других отмечаются высокие содержания $CaCO_3$ (30—44 %), $Fe_2O_3 + FeO$ (4,07—10,11) и крайне низкие Na_2O (0,09—3,06 %), K_2O (0,25—0,58). Количество кремнекислоты в наиболее богатой пироксен-apatитовой руде в среднем составляет 22,39 %.

6. В апатите из руд и карбонатитов массива Маган установлены близкие соотношения редкоземельных элементов (SeO_2/La_2O_3 в апатите из карбонатитов — 1,9, из пироксен-apatитовых руд — 1,9—2,1; $SeO_2/\xi TR_2O_3$ для тех и других равно 0,5).

7. Встречаются единичные случаи перехода апатит-магнетитовых жил в апатит-пироксеновые (массив Ыраас).

Следует отметить, что для образования апатит-пироксеновой руды необходимо сочетание целого ряда благоприятных факторов, из которых главным является наличие карбонатитового расплава-раствора и силикатной вмещающей среды.

Таким образом, основная концентрация апатита в контактовой зоне массива Маган связана, вероятно, с карбонатитовым, а не фенитовым этапом. Это позволяет существенно расширить круг ультраосновных — щелочных массивов, перспективных для обнаружения апатит-пироксеновых руд, а также предположительно, что с глубиной они сменяются апатит-магнетитовыми.

Метасоматиты скарново-магнетитовых месторождений Главного железорудного пояса Тургайского прогиба

Типы метасоматитов весьма разнообразны и зависят от состава замещаемой горной породы, от геохимических особенностей растворов, от температуры и глубины формирования.

Метасоматиты развиты в осадочно-вулканогенной толще, в которой выделяются четыре геохимические группы горных пород: вулканические и вулканотерригенные андезито-базальтового состава, вулканические кислого состава и карбонатные, кремнисто-сульфатные.

К геохимическим особенностям растворов относятся их щелочность—кислотность и сопряженная с нею химическая специализация, выражающаяся в переносе и осаждении тех или иных химических элементов (железа, магния, кальция, натрия, калия и пр.).

О температуре растворов можно судить по развитию минеральных парагенезисов (высоко-, средне- и низкотемпературных).

Глубинность формирования метасоматитов выявляется при сравнении месторождений, расположенных в нижнем, среднем и верхнем ярусах строения палеовулканических аппаратов.

Зональность в размещении метасоматитов выражена плохо и может быть разделена на несколько порядков. Зональность высокого порядка (микрizonaльность) проявлена на расстояниях, измеряемых сантиметрами и десятками сантиметров, и обусловлена диффузионным метасоматозом. Зональность в пределах рудных тел и месторождений носит статистический характер и обусловлена инфильтрационным метасоматозом. Зональность в пределах рудных полей связана с глубиной формирования месторождений и тоже обусловлена инфильтрационным метасоматозом.

Инфильтрационный метасоматоз по морфологическим особенностям может быть разделен на объемный и околотрещинный. Особенность инфильтрационного метасоматоза состоит в неравномерном его развитии по сети пор и трещин, в наличии многочисленных блоков-реликтов незамещенных или полузамещенных пород, что затушевывает метасоматическую зональность и придает ей статистический характер — постепенно меняется в пространстве количество реликтов первичных горных пород, находящихся на различных стадиях метасоматоза.

Инфильтрационный метасоматоз обладает стадийностью и телескопированием — наложением парагенезисов поздних стадий на ранние. Степень телескопирования возрастает при уменьшении глубины формирования метасоматитов.

Д. Н. Щербак (ИГФМ АН УССР)

Опыт использования изотопных данных при изучении альбититов

1. Проведенные минералого-петрографические исследования показали, что натриевые метасоматиты, развитые среди пород ультраметаморфического докембрийского комплекса, характеризуются следующим строением: неизменный гранит (микроклин+олигоклаз № 20+ кварц+биотит+гранат) → гранит хлоритизированный (микроклин+олигоклаз № 20+кварц+хлорит) → гранит альбитизированный (микроклин+олигоклаз № 20+альбит № 0—5+кварц переотложенный+хлорит) → альбит (альбит № 0—5+эгирин+рибекит).

2. При изучении изотопного состава кислорода главных порообразующих минералов, а также водорода газово-жидких включений неизмененных и в различной степени альбитизированных гранитов получены нижеприведенные результаты.

Порода	$\delta D, \text{‰ (SMOW)}$	Минерал	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰ (SMOW)}$	$T^\circ \text{C}$
Неизменный гранит	-64	Олигоклаз Кварц	7,2 6,4—7,0	} 800
Гранит альбитизированный	-51	Альбит Кварц Кальцит	1,0 3,2 10,9	
Альбитит	От -45 до -180	Альбит Кварц Магнетит Кальцит	0,7—7,3 3,7 -9,5 10,7—21,5	} 390—200

3. Температура образования неизменных гранитов, согласно данным изотопного геотермометра (по паре кварц—олигоклаз), близка к 800°C , в то время как формирование альбититов происходило при температурах от 390 до 200°C (по парам кварц—альбит и альбит—магнетит).

4. На основании приведенных данных можно заключить, что изотопный состав кислорода и водорода воды раствора, обусловившего образование альбититов, соответствует интервалам значений: $\delta^{18}\text{O}$ от $-1,4$ до $+13,6\text{‰}$ и δD от -51 до -180‰ . Это свидетельствует о смешанном источнике воды (глубинном и поверхностном), участвующей в процессе натриевого метасоматоза.

Дж. А. Азадалиев (ИГ АзССР)

Систематика метасоматических образований в связи с их рудоносностью (на примере южной части Малого Кавказа)

Систематика метасоматических процессов и их продуктов, получивших широкое развитие в пределах южной части Малого Кавказа, проводится в соответствии с проявлением магматизма, эволюцией гидротермальных растворов и принципами формационного анализа (см. таблицу), а также по типоморфным парагенетическим минеральным ассоциациям.

Специально изучено геологическое положение, взаимоотношение метасоматических изменений, явление замещения минералов, состав и характер устойчивых и типоморфных минеральных парагенезисов, температурные условия их формирования, формационная принадлежность, зональность формаций и фаций, металлогеническая и геохимическая специализация метасоматических образований.

Выяснение соотношения магматизма (эоценовый геосинклинальный вулканизм — формирование андезито-дацитово-формации, олигоцен-миоценовый орогенный интрузивный магматизм — консолидация Мегри-Ордубадского сложного плутона, плиоценовый посторогенный наземный вулканизм — локализация андезито-дацит-липаритовой формации) с постмагматическими явлениями, последовательности и физико-химической направленности гидротермальных процессов в силу изменения кислотности—щелочности растворов, выявление закономерностей формирования метасоматических комплексов рассматриваемого региона оказалось весьма полезным в связи с их рудоносностью. Представление по этому вопросу, по существу, предопределило и другие генетические построения, в частности генетическую классификацию и фациальное расчленение рудосных метасоматитов, что дало возможность определить взаимоотношение околорудных изменений с оруденением, установить конкретные региональные и локальные метасоматические критерии для прямого поиска полезных ископаемых.

**Схема генетической классификации метасоматических процессов
и их продуктов южной части Малого Кавказа**

Этапы метасоматизма	Стадии метасоматизма	Магматические процессы (формации) и связанные с ними метасоматические изменения и рудообразования			
		Эоценовый геосинклинальный вулканизм (андезито-лацитовая формация)	Олигоцен-миоценовый орогенный гранитоидный магматизм (Мегри-Ордубадский плутон)	Плиоценовый посторогенный наземный вулканизм кальдерного типа (андезито-лацит-липаритовая формация)	
Постмагматический	Магматический	—	Отсутствуют	Ороговикование, фельдшпатизация, ортоклазизация, магнизиальный метасоматоз	Отсутствуют
	Ранняя щелочная	Не известны	Фельдшпатизация, магнизиальный метасоматоз, полевошпатизация, известковые скарны, скарновые эпидозиты и др.	Не известны	
	Выщелачивания (кислотная)	Пропилиты, вторичные кварциты (с выраженной алунитовой фацией), кварц-серицитовые метасоматиты, сольфатарные аргиллизиты	Магнетитовое оруденение, сопряженное со скарнообразованием, грейзенизация и сопряженные с ней вольфрамовое с оловом и медно-молибденовое оруденения; пропилиты, вторичные кварциты и др.	Пропилиты со значительной цеолитизацией, вторичные кварциты (опалиты с самородной серой), сольфатарные аргиллизиты, алунитовые метасоматиты	
	Поздняя щелочная (стадия осадения)	Колчеданно-полиметаллическое оруденение	Медно-порфировое, медно-молибденовое, медно-золоторудное оруденение, сопряженное с грейзенами и вторичными кварцитами и сопровождаемые околожилными оторочками серицит-кварцевого и хлорит-серицит-кварцевого составов	Золотое и ртутное оруденение	
	Заключительная (нейтральная)	—	—	Кварц-кальцитовые и кальцитовые жилы и прожилки	—

О моно- и полипородных метасоматических формациях и принципах выделения генетически единых ассоциаций метасоматических пород (на примере эпитрапповых метасоматитов Сибири)

Главные метасоматические формации (вторичнокварцитовая, грейзеновая, кварц-фельдшпатитовая, пропилитовая, известково-скарновая, магнезиально-скарновая и др.) представляют собой образования, более или менее однородные в петрографическом смысле. И хотя вариации состава пород в рамках конкретных породных ассоциаций такого рода могут быть довольно широкими, в целом тенденция к вещественной однородности в них выражена достаточно определенно. Если оперировать не «видовыми», а «семейственными» подразделениями метасоматических пород, то указанные формации можно считать практически монопородными, что нашло отражение в их общепринятых названиях. При рассмотрении наборов метасоматических формаций, фигурирующих в классификациях разных авторов (Н. И. Наковник, Ю. В. Казницын, Д. В. Рундквист и И. Г. Павлова, В. А. Жариков и Б. И. Омеляненко, Е. В. Плющев и др.), складывается впечатление, что вся совокупность вообще возможных ассоциаций смежных метасоматитов исчерпывается подобными существенно монопородными формациями.

Анализ материалов по петрографии целого ряда пространственно единых метасоматических комплексов показывает, что в действительности картина формационного разнообразия метасоматических образований значительно более сложна. Наряду с «классическими» монопородными формациями существуют и широко распространены принципиально иные, явно полипородные (гетеропородные) формации. В их состав в качестве равноправных по масштабам развития членов породного парагенезиса могут входить не просто различные, но и весьма контрастные метасоматиты.

Существенно полипородные метасоматические формации могут быть выявлены только на основе парагенетического принципа выделения формаций (В. И. Васильев, В. И. Драгунов, Д. В. Рундквист), когда с помощью определенных критериев устанавливают, является ли данная ассоциация смежных метасоматитов различного состава парагенетической ассоциацией. Хорошую возможность для выяснения этого предоставляет имманентное метасоматизму вообще явление метасоматической зональности. Основная задача заключается в том, чтобы определить, соответствует ли наблюдаемая совокупность смежных зон понятию о единой метасоматической колонке. Использование указанного принципа выделения формаций (в конкретизированном его виде) может быть продемонстрировано на эпитрапповых метасоматитах, которые дают яркие примеры именно полипородных метасоматических формаций.

Изучение формационных соотношений эпитрапповых метасоматитов позволило выявить важную общую закономерность ассоциирования существенно различных метасоматических пород, заключающуюся в их комбинировании в разных формациях. Это комбинирование реализуется в конструкции обобщенных метасоматических колонок, типичных для тех или иных формаций. Оно включает не только различные «сочетания» метасоматитов в колонках, но и их «перестановки». Именно явление комбинирования различных метасоматитов обуславливает значительно большее, чем представлялось до сих пор, разнообразие и многочисленность метасоматических формаций вообще (как формационных видов).

О железистости слюд и физических методах ее определения

1. Парагенетический анализ слюд в породах различных формаций показывает, что слюды кристаллизуются в широком диапазоне изменения температур и давления, в условиях различной кислотности среды минералообразования и активности в них калия, магния, железа и др. Широкие вариации состава устанавливаются для железо-магнезиальных слюд в метасоматитах и породах различных комплексов, где слюды совместно с сосуществующими минералами (анатитом, кальцитом и др.) обладают индикаторными особенностями. Выявлены закономерные вариации состава слюд в зависимости от интенсивности проявления метасоматических процессов, геологического положения, гипсометрического уровня метасоматитов и др. Таким образом, состав слюд, в особенности железистость, является важнейшим типохимическим параметром, используемым при решении различных петрогенетических задач.

2. При вычислениях железистости в качестве исходных данных принимают весовые проценты окислов, молекулярные соотношения их или числа атомов кристаллохимической формулы минералов. Естественно, полученные различными способами значения железистости не являются эквивалентными. Для проведения соответствия между общей железистостью слюд, определенной по данным весовых содержаний окислов и рассчитанной на основе кристаллохимической формулы минерала, предлагается уравнение: $y = 700 x : (304 + 3,96 x)$, где y — железистость по весовым содержаниям окислов, x — железистость по числам атомов кристаллохимической формулы. Сопоставление диаграмм, построенных на основе эмпирических данных и расчетных, показывает полное совпадение.

Описанные в литературе относительно экспрессные методы определения железистости основаны на взаимосвязи состава и физических параметров минерала и характеризуются различными ошибками измерения.

3. Существующие диаграммы зависимости оптических свойств и железистости слюд ряда флогопит—биотит—аннит и аналитические уравнения этой зависимости показывают, что ошибки в определении железистости в ряде случаев превышают 10 %. Это связано с различным влиянием на светопреломление минерала содержания окисного и закисного железа, титана, марганца и других элементов. Существенные различия в удельной рефракции указанных окислов, а также алюминия и фтора практически исключают возможность универсального использования существующих диаграмм зависимости состав — оптические свойства рассматриваемых слюд.

4. Рентгенометрические методы определения состава слюд (Gower, Francini), основанные на зависимости соотношений интенсивностей рентгеновских отражений от 004 до 005 и величины отношения $Fe/Fe+Mg$, дают точность в пределах ± 5 %. Однако анализ данных по составу слюд рассматриваемого ряда, приводимых рентгенометрическим методом, показывает, что существующие диаграммы нуждаются в корректировке, в особенности в пределах крайних членов серии.

5. Изучение зависимости между составом слюд и их плотностью позволяет заключить, что этот параметр является наиболее жестким, четко фиксирующим изменение соотношения ионов в составе слюд. Построенная на эмпирических данных, диаграмма зависимости состава и плотности слюд показывает, что точность составляет в среднем 5—7 %. Она может быть более высокой, если плотность слюд определять на термоградиентных приборах (ТПП-1 и др.). Этот метод позволяет обнаружить дифференциальную картину распределения плотности в изучаемой выборке, исключить случайные ошибки и определить статистические параметры.

В. Л. Русинов (ИГЕМ АН СССР)

Условия проявления вертикальной метасоматической зональности

Вертикальная метасоматическая зональность, т. е. закономерная смена в вертикальном разрезе метасоматических фаций, является характерной особенностью метасоматизма в условиях малых и умеренных глубин. Ее возникновение связано со стационарными градиентами T и pO_2 в гидротермальной системе и с явлениями кислотно-основной дифференциации в восходящем потоке фильтрующихся растворов. Метасоматитам в мощных литологически однородных толщах на удалении от интрузивных тел свойственна неконтрастная зональность (аргиллизированные породы ртутных месторождений). В наиболее приповерхностных условиях, а также в экзоконтактах интрузивных массивов зональность проявлена контрастно (грейзены, скарны, вторичные кварциты).

Наиболее отчетливо характер вертикальной метасоматической зональности зависит от градиентов T и pH . Схема этой зависимости построена на основании синтеза экспериментальных данных и геологических наблюдений. На схеме отражены возможные варианты вертикальной зональности с одновременным уменьшением T и pH из глубины вверх; для близейтральных pH : альбит-кальцитовые пропилиты—цеолитовые аргиллизированные породы. В более кислой среде при повышенных температурах: эпидотовые пропилиты—кварц-серицитовые породы—вторичные кварциты с пирофиллитом. Для низких температур следовало бы ожидать: альбит-кальцитовые пропилиты—березиты—аргиллизированные породы—каолининовые кварциты. Однако падение парциального давления углекислоты в приповерхностных условиях вызывает сильное сокращение поля березитов и делает возможным непосредственный переход пропилитов в аргиллизированные породы и кварциты. При этом расширяется поле цеолитов.

Прохождение опережающей волны кислотных компонентов особенно заметно сказывается на зональности колчеданно-полиметаллических месторождений, в частности типа «куроко». Снизу вверх сменяются пропилиты, кварц-серицитовые породы и хлоритовые метасоматиты, непосредственно подстилающие залежь массивного колчедана. Изменение кислотности в вертикальном разрезе при этом отражается в вариациях состава хлоритов из разных зон. В пропилитах железистость хлоритов повышается в направлении к кварц-серицитовым породам. При переходе от последних к продуктам сопряженного осаднения первыми отлагаются богатые глиноземом хлориты, которые выше и ближе к колчеданной руде сменяются ассоциацией магнезиального хлорита с гипсом, характерной для более щелочной среды.

Выделяются три области глубинности по характеру проявления вертикальной метасоматической зональности. Приповерхностная область характеризуется большими вертикальными градиентами T и окислительных условий. Область малых глубин, соответствующая гипабис-

сальной и частью субвулканической фаций глубинности, является областью, где главным фактором служит градиент температуры. В глубинной области для случаев незначительного температурного градиента роль, по-видимому, играет фильтрационный эффект.

Д. В. Рундквист (ВСЕГЕИ)

О двух типах региональных метасоматитов

При анализе процессов рудообразования представляется целесообразным выделение двух структурно-морфологических типов региональных метасоматитов: «стратифицированных» и «секущих», отличающихся природой, временем развития в ходе становления геологических формаций, зональностью, парагенезисами и рудоносностью.

По составу и структуре минералов-новообразований, развивающихся в относительно малоизмененных породах, они могут быть близкими или даже однотипными и относиться к пропилитизированным, скарнированным, грейзенизированным, альбитизированным, серпентинизированным, метасоматически оливинизированным и другим породам.

Региональные метасоматиты первого типа неразрывно связаны с региональным метаморфизмом, диагенезом и аутометаморфизмом горных пород. Они развиваются субгоризонтально, примерно согласно с напластованием осадочных и вулканогенных пород, обладают вектором максимальной изменчивости минерализации, ориентированным вертикально. Важнейшими факторами, контролирующими их развитие, являются палеорельеф, поверхность палеогеоида, первичное напластование, состав пород, палеогидрогеологический режим и геотермический градиент.

При образовании метасоматитов на верхних горизонтах существенное значение имеют поверхностные воды субгоризонтальной циркуляции, просачивающиеся по проницаемым горизонтам пород, в ряде случаев артезианские системы: в более глубоких частях — «захороненные» воды, а также воды, образующиеся при метаморфизме и процессах магматической кристаллизации.

Наиболее характерные образования этого типа описаны для областей современного вулканизма с четкой вертикальной температурной зональностью (Исландия — для основных пород, Охотско-Чукотский пояс — для средних и кислых).

Региональные метасоматиты этого типа в верхних горизонтах земной коры, как правило, предрудные. Они оказывают существенное влияние на потенциальную рудоносность интрузий, в значительной мере определяют тип и места локализации последующих рудных концентраций.

Региональные метасоматиты второго типа слагают внешние зоны метасоматических колонок, в центральных частях которых локализуются собственно рудоносные образования: жилы, прожилки, штокверки и т. д. Метасоматиты этого типа — неотъемлемая часть сопряженных метасоматических систем Ю. В. Казицына (1977). Метасоматиты контролируются крутопадающими системами зон повышенной проницаемости (трещиноватостью, разломами), а также зонами аномально высоких температур (над «горячими точками»). Динамика их развития пульсационна и определяется многочисленными кратковременными импульсами восходящих потоков растворов, сменяющихся конвекционными гидротермальными системами при все более возрастающей роли вадозовых вод. Региональные метасоматиты этого типа обладают отчетливой симметричной (билатеральной или центральной) горизонтальной зональностью и растянутой вертикальной, вектор максимальной изменчивости минерализации ориентирован вкост рудоконтролирующих

структур — зон повышенной проницаемости (разломов, контактов интрузий и т. д.). Метасоматиты этого типа сопровождают оруденение.

В истории геологического развития в пределах рудообразующих систем «стратифицированные» и «секущие» метасоматиты чередуются и сложно совмещаются друг с другом. Рудоносность и зональность возникающих образований в значительной мере определяются сочетанием как последовательно, так и одновременно развивающихся метасоматитов первого и второго типов. Выделение указанных двух типов региональных метасоматитов — необходимая задача при разработке методов прогнозирования и поисков гидротермальных месторождений.

О. В. Андреева, А. В. Зотов (ИГЕМ
АН СССР)

Вертикальная метасоматическая зональность измененных пород в областях современной гидротермальной деятельности

Современные термоявления как системы с резко выраженным градиентом внешних условий представляют благоприятный объект для изучения вертикальной метасоматической зональности. Гидротермальные преобразования вмещающих пород в зависимости от типа вод отчетливо подразделяются на три типа.

1. Изменения, связанные с воздействием субнейтральных хлоридно-натриевых вод. Это наиболее распространенный тип преобразований, известный практически во всех областях современного вулканизма. Для термальных вод характерны температуры до 200—270 °С, рН (до излива и дегазации) около 6—6,5. В общем случае вертикальная зональность представлена следующим чередованием зон сверху вниз: зона аргиллизации (монтмориллонитизации), зона преимущественной цеолитизации, зона развития адуляра с серицитом, вайрацитом и, наконец, зона пропилитизации.

2. Изменения, связанные с воздействием кислых и ультракислых сульфатных и хлоридно-сульфатных вод. Они обычно приурочены к вулканическим аппаратам островных дуг. Максимальные температуры достигают 250 °С, рН=0—4,5. Вертикальная зональность (сверху вниз) представлена сменой кварц- и опал-алунитовых пород кварц-каолинитовыми и кварц-каолинит-пиррофиллитовыми с гидрослюдой. Альбит, адуляр, цеолиты не характерны.

3. Изменения, связанные с воздействием перегретых рассолов в рифтовых областях. Для гидротерм характерна очень высокая минерализация (до 360 г/л), хлоридный К—Са—Na состав, высокие содержания CO₂. Температуры достигают 360—380 °С (Солтон-Си, Сьеро-Прето), рН=4,7—5,2. Вертикальная зональность проявляется в смене сверху вниз каолинита и монтмориллонита смешаннослойными слюда-монтмориллонитовыми фазами и затем серицитом, в замещении железосодержащих карбонатов кальцитом и появлении на глубине адуляра и эпидота. Цеолиты и альбит не характерны.

К основным факторам, определяющим возникновение вертикальной зональности, относится градиент температуры (для всех трех типов) и режим кислотности (для 2-го типа преобразований). Наблюдения в высокотемпературных скважинах, а также расчетные данные указывают, что одно только снижение температуры на 100—150° без скачкообразных изменений рН вызывает очень существенные изменения минерального состава метасоматитов. В гидротермальных системах с участием кислых вод (тип 2-й) режим кислотности определяется не только взаимодействием с вмещающими породами, но и процессами окисления сернистых газов. Гипотеза глубинного вскипания как один из возможных факторов формирования вертикальной зональности представляется

в свете имеющихся данных недостаточно обоснованной. Закономерности строения вертикальной зональности и положение в ней зон адуляризации, цеолитизации, серицитизации и других достаточно хорошо согласуются с температурными зависимостями констант равновесия соответствующих реакций.

*В. А. Рудник, Г. М. Беляев,
С. Д. Великославинский (ВСЕГЕИ)*

О взаимосвязи метасоматической зональности с геохимической (на примере флогопитоносных метасоматитов Алданского щита)

Данные о распределении в метасоматических породах петрогенных и малых элементов позволяют посредством соответствующей математической обработки ЭВМ выявлять геохимическую зональность, корреспондирующуюся с результатами геолого-петрологических исследований строения и последовательности формирования минеральных парагенезисов метасоматитов. Возможности геохимии в выявлении и в изучении зональности метасоматитов иллюстрируются на примере докембрийских флогопитоносных метасоматических образований Центральноалданского района, в составе которых важную роль играют породы существенно диопсидового состава, сформировавшиеся, как минимум, в два этапа.

Диопсидовые породы первого этапа представлены шпинель-, магнетит-, амфибол-, реже флогопитсодержащими разностями. Они образовались в процессе прогрессивного магнезиально-железо-кальциевого метасоматизма, сопряженного во времени и в пространстве с гранитообразованием палингенно-метасоматического типа. Эти диопсидовые породы комплементарны (генетически сопряжены) широко распространенным на щите биотит-амфиболовым гнейсо-гранитам умеренно кислого состава палингенно-метасоматического генезиса. Диопсидовые породы второго этапа представлены преимущественно флогопит-диопсидовыми, скаполит-диопсидовыми и паргасит-диопсидовыми, а также мономинеральными диопсидовыми образованиями, являясь производными регрессивного процесса кремнещелочного метасоматизма, и будучи в связи с этим комплементарными разнообразным по вещественному составу кварц-полевошпатовым метасоматитам. Диопсидсодержащие породы второго этапа проявлены в контрастной форме и нередко промышленно флогопитоносны, образуя типовую метасоматическую колонку следующего строения: (0) гранит или гнейс → (1) кварц-полевошпатовый метасоматит → (2) скаполит-диопсидовая порода → (3) паргасит-диопсидовая порода → (4) флогопит-диопсидовая порода → (5) флогопитовая порода. В случае образования этой метасоматической колонки по диопсидовым метасоматитам первого этапа 1-я и 2-я зоны редуцированы.

Анализ петрохимических данных с помощью факторного анализа методом главных компонент показал, что наиболее распространенные шпинель-диопсидовые, диопсидовые и скаполит-диопсидовые породы закономерно сменяют друг друга в согласованном ряду уменьшения содержания SiO_2 , Na_2O и увеличения TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , что в целом отвечает массообмену в процессе кремнещелочного преобразования шпинель-диопсидовых пород. Этому тренду изменения вещественного состава метасоматитов на соответствующей диаграмме перпендикулярен тренд, отвечающий формированию флогопит-диопсидовых пород и отражающий вынос SiO_2 , CaO и привнос K_2O , MgO , FeO , выявляя, таким образом, тенденцию преимущественного образования флогопит-диопсидовых пород по продуктам магнезиально-железо-кальциевого метасоматизма первого этапа.

Результаты обработки данных о содержании микроэлементов с помощью того же метода, что и для петрогенных компонентов, показывают, что поля фигуративных точек различных диопсидовых пород и кварц-полевошпатовых метасоматитов располагаются в пределах одной пологой кривой, отражающей тенденцию увеличения содержания литофильных элементов — Nb, Sc, Zr, Y, Mo и уменьшения сидерофильных — Co, Ni, Mn, V, Zп, Cr в ряду метасоматических пород: шпинель-диопсидовые → флогопит-диопсидовые → диопсидовые → скаполит-диопсидовые → кварц-полевошпатовые. Полное соответствие друг другу геохимической и метасоматической зональности свидетельствует об образовании диопсидовых пород второго этапа по шпинель-диопсидовым первого этапа в процессе кремнщелочного метасоматизма и об их генетическом родстве с кварц-полевошпатовыми метасоматитами.

*А. С. Павленко, В. С. Павленко,
Л. П. Орлова, Л. В. Филиппов (ГЕОХИ,
ИМГРЭ)*

Аллохимический метаморфизм и доагматический метасоматоз в истории внутриконтинентальных подвижных зон

Процессы метаморфизма и метасоматоза, предшествующие и сопровождающие появление магм в различных литолого-фациальных обстановках на последовательных стадиях развития внутриконтинентальных подвижных зон, являются регрессивными. Они отражают падение давления, связанное с инверсией (воздыманием геосинклиналей) и появлением ослабленных зон. Как и последующее плавление, они связаны с воздействием потока сквозьмагматических флюидов и могут протекать при постоянной или падающей температуре. При доагматическом метаморфизме и метасоматозе существует отчетливая зависимость состава серий пород, так же как и возникающих расплавов, от глубинности процесса и параметров флюидного потока на отдельных стадиях развития подвижных зон. Выявлены следующие серии глубинности палингенных гранитоидов. В гранулитовой фации в порядке понижения давления: анортозит-эндербитовая (Пл—Гип—Кли), чарнокит-мангеритовая (Пл—Орт—Гип—Корд), гранатовых диоритов (амфиболитов) — лептинитов (Пл—Огр—Гр); в амфиболитовой фации: в фациальной серии высокого давления с кианитом (типа Барроу) образуется формация плагиогнейсов и плагиогранитоидов; в дистен-ставролитовой субфации промежуточного давления протекает гранитизация двуполевошпатового типа, существенно калиевая гранитизация орогенного этапа сопровождается метаморфизм пониженных давлений — ставролит-андалузитовые серии ладожского типа и гранат-кордиеритовые — бахемского.

На стадии доагматического метасоматоза возникает колонка зон, отвечающая в передовой части колонке осаднения с последовательно увеличивающимся числом минералов, а в тыловой — колонке растворения с последовательным исчезновением минералов. Воображаемый ликвидус колонки совпадает с линией плавления одной из гранитондных эвтектических систем, эвтектический минимум которых попадает в зону с максимальным числом минералов. Соотношение скоростей движения границ зон метасоматической колонки и изограды температуры плавления определяют варианты палингенеза: регрессивный, если колонка развивается в породах, нагретых выше эвтектической температуры, и прогрессивный, если до температуры плавления нагревается полностью сформированная колонка. Это обуславливает ряд обсуждаемых петрографических, петрохимических и геохимических особенностей доагматических метасоматитов в фациях разной глубинности и его

значение для геохимической специализации образующихся палингенных расплавов.

Для редких элементов в домагматических метасоматитах обнаружено волнообразное распределение и дифференциальная миграционная способность, объяснимые с позиций представления об обратном осмосе при фильтрации растворов через тонкопористые среды. Этот процесс, наряду с минералогическим составом пород и параметрами флюидного потока в различных фациях глубинности и щелочности, определяет особенности накопления элементов в домагматических метасоматитах последовательных палингенных формаций.

В. И. Шевченко, И. П. Щербань
(ИГФМ АН УССР)

Вертикальная зональность околорудных метасоматитов Никитовского ртутного месторождения

Околорудные метасоматиты Никитовского ртутного месторождения, как и других подобных месторождений Донбасса, а также ртутнорудных провинций, относятся к формации аргиллизитов. Это подтверждается широким развитием в них глинистых минералов, представленных каолинитом, гидрослюдой, донбасситом и др., особенностями наблюдаемой в них горизонтальной зональности, физико-химическими условиями образования этих пород и рядом других признаков.

В строении этих пород, вскрытых горными выработками и скважинами на глубину более 1500 м, наблюдается, хотя и не всегда четко проявленная, вертикальная метасоматическая зональность. Эта зональность выражается, во-первых, в постепенном уменьшении мощности метасоматических зон по мере возрастания глубины, во-вторых, в выклинивании внутренней зоны окварцевания, получившей развитие только на верхних горизонтах месторождения.

Вместе с тем известно, что в ряде случаев, в особенности в областях с широким проявлением вулканизма (Закарпатье и другие районы), метасоматиты формации аргиллизитов характеризуются более контрастно выраженной вертикальной зональностью. В результате чего отмечается полное выклинивание зон не только внутренней, но и средней, существенно каолинитовой, а иногда даже гидрослюдистой на глубинах 500—600 м и менее. Упомянутые различия в строении вертикальной зональности аргиллизитов на ртутных месторождениях Донбасса и Закарпатье, имеющие, по нашему мнению, принципиальное значение для понимания генезиса этих пород и оценки их поискового значения, обусловлены, вероятно, особенностями палеогеотермических градиентов в этих районах, в частности их интенсивностью.

В. Б. Чекваидзе (ЦНИГРИ)

Вертикальная метасоматическая зональность и морфогенетические типы ореолов околорудных изменений колчеданно-полиметаллических месторождений

Главные элементы структуры вертикальной метасоматической зональности на колчеданно-полиметаллических месторождениях определяются соотношениями уровней выщелачивания и осаждения компонентов. Выделяются два морфогенетических типа ореолов изменения: закрытый (с закономерным перекрытием зон выщелачивания зонами осаждения) и открытый (с преимущественным развитием лишь зон выщелачивания). Важное значение имеет также пространственная позиция руд и синрудных метасоматитов, в одних случаях наложенных на зоны

выщелачивания (телескопированный подтип), в других — сменяющих эти зоны по вертикали (нетелескопированный подтип).

Закрытые нетелескопированные ореолы свойственны рудноалтайским месторождениям, локализующимся в складчато-блоковых районах (Орловское, Золотушинское, Ново-Золотушинское, Риддер-Сокольное и др.). Для них характерно слабое проявление вертикальной зональности на уровне выщелачивания и отчетливая дифференциация метасоматитов осаднения с выделением в общем случае снизу вверх следующих зон: хлоритовой, серицит-карбонат-хлоритовой, карбонат-серицитовой и существенно серицитовой. Закрытые телескопированные ореолы устанавливаются на объектах региональных зон смятия Рудного Алтая (Иртышское, Березовское, Ново-Березовское, Тишинское и др.). Им свойственна «растянутая» зональность на уровне выщелачивания (с обособлением зон кварцитов-серицитолитов и серицит-кварцевых пород, включающих наложенные массы синрудных метасоматитов) и «сжатая» зональность на уровне осаднения (хлоритолитовые, карбонат-хлоритовые и альбитовые зоны метасоматитов). На объектах с ореолами закрытого типа метасоматической зональности нередко соответствует рудная.

Открытые телескопированные ореолы наблюдаются на месторождениях Малого Кавказа (Маднеули) и Среднегорской зоны в НРБ (Челопеч, Радка и др.). Вертикальная зональность на них отчетливая и выражается в смене от глубины к поверхности пропицитов хлорит-серицит-кварцевыми метасоматитами и далее — зональным комплексом сольфатарных продуктов с соответствующей дифференциацией рудного вещества. Открытые нетелескопированные ореолы проявлены на месторождениях Области зеленых туфов (Япония). К ним близки ореолы изменения ряда типичных цинково-медноколчеданных месторождений Южного Урала и Северного Кавказа. Общим для них является слабое проявление вертикальной метасоматической зональности.

Формирование ореолов закрытого типа свидетельствует о глубинной обстановке накопления метасоматитов и руд, а ореолов открытого типа — о близповерхностных условиях (субаэральных или субаквальных), при которых возможно выведение выщелоченных компонентов за пределы системы метасоматического минералообразования. Появление разных подтипов характеризует различную степень проявления кислотно-основной дифференциации растворов и разномасштабное влияние кислорода поверхности.

О. П. Ушаков (ВСЕГЕИ)

Возможное положение золотого и уранового оруденения, связанного с березитами, в вертикальной метасоматической зональности

Пространственное сонахождение месторождений U и Au проявлено очень четко. Однако совместно в одних и тех же гидротермальных месторождениях оба эти металла встречаются редко. Взаимоотношения месторождений U и Au рассматриваются исследователями в основном только с позиций их положения в тектонических структурах и последовательности образования во времени (Модников и др., 1974). Эти месторождения, связанные с березитами, заметно отличаются друг от друга деталями околорудных изменений. Золотоносные березиты характеризуются разнообразием и обилием сульфидов, крупнокристаллическим кварцем и крупночешуйчатым серицитом. Встречаются рутил, пирофиллит, турмалин. В ряде случаев отмечается увеличение роли кварца к поверхности, а с глубиной — карбоната (Сазонов, 1976). В ураноносных березитах, наоборот, карбонат присутствует в заметном количе-

стве и, как правило, ближе к поверхности, уступая на глубине место хлориту. Сульфидов немного, в основном — пирит. Их количество с глубиной уменьшается. Эти березиты имеют более мелкозернистый кварц и тонкочешуйчатый серицит, присутствует гидрослюда. Ураноносные березиты считаются более низкотемпературными и более поздними образованиями, чем золотоносные.

Сопоставляя особенности обоих типов березитов, можно предположить их взаимопереход (если таковой существует) в виде обратной зональности такого типа, как на ряде урановых месторождений. Вверху располагаются относительно высокотемпературные существенно кварцевые многосульфидные золотоносные березиты, в которых с глубиной увеличивается содержание карбоната, ниже — низкотемпературные существенно карбонатные малосульфидные ураноносные разности, в которых карбонат на глубине сменяется хлоритом. Предложенная схема вероятного соотношения двух типов березитов требует всесторонней проверки. Но тем не менее уже сейчас там, где в золотоносных березитах с глубиной отчетливо увеличивается роль карбоната и уменьшается количество сульфидов, необходимо учитывать возможность появления урановых руд.

Для выяснения взаимоотношения золото- и ураноносных березитов и других подобных вопросов следует воспользоваться предложением заменить при разведке промышленных месторождений изучение вещественного состава руд минералогическим картированием (Вертушков, 1972), т. е. обязательно рассматривать особенности минерального состава руд и околорудных изменений в пространстве.

Х. Х. Лайпанов, С. Д. Шер (ЦНИГРИ)

Зональность метаморфических и метасоматических образований на золоторудных месторождениях

В пределах золоторудных полей и месторождений различаются два зональных ряда измененных пород в зависимости от типа золотого оруденения, геологической обстановки и глубинности формирования.

1. Золото-серебряные месторождения формируются на небольших глубинах (0,2—1,5 км) в пределах вулканогенных поясов. Для метасоматитов и оруденения характерна резко выраженная зональность, отвечающая известному пропилитовому ряду, со сменой сверху вниз кварцитов аргиллизитами и пропилитами. Золото-серебряное оруденение отвечает уровню развития аргиллизитов монтмориллонит-гидрослюдистого, гидрослюдисто-хлоритового и гидрослюдисто-серицитового состава и адулярсодержащих метасоматитов. На более низких уровнях обычно располагаются хлорит-карбонатные и серицитовые метасоматиты с золото-сульфидным, свинцово-цинковым, олово-полиметаллическим оруденением. Они тяготеют к экзо- и эндоконтактовым зонам субвулканических образований или многофазных диорит-гранодиорит-гранитных интрузий и отвечают ореолу среднетемпературной пропилитизации, ортоклазитизации, скарнирования и ороговикования. Наряду с зональным расположением, в пределах рудных полей часто наблюдается неравномерно-блоковое проявление метасоматических процессов с наложением одних зон на другие и выпадением относительно высокотемпературных членов ряда.

2. Плутоногенные месторождения золота, относящиеся к золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формациям, сопровождаются лиственито-березитовыми и полевошпатовыми преобразованиями пород и формируются на глубинах более 1,5—2 км. Зональность в распределении метасоматитов и оруденения в пределах рудных полей контролируется разрывной тектоникой и грубо конформна гранитоидным интрузиям,

а также более мелким штокам и дайкам в надынтрузивной зоне. Обобщенный зональный ряд метасоматитов по направлению к гранитоидным интрузиям может быть представлен лиственитами-березитами, грейзенитами, гумбеитами, полевошпатовыми метасоматитами и пегматоидными образованиями. В зависимости от вмещающих пород, а также состава, параметров и характера эволюции гидротермальной системы происходит формирование с той или иной полнотой зонального ряда. В пределах золоторудных полей обычно отмечается преимущественное развитие лиственито-березитовых преобразований пород контрастного состава, которые отвечают наиболее удаленной зоне; реже золотое оруденение локализуется в кварц-кальциевых метасоматитах. Проявление грейзенов, гумбеитов, пегматоидных образований тяготеет к экзо- и эндоконтактовым зонам гранитоидных интрузий и сопровождается угнетенной золото-редкометальной минерализацией.

На золоторудных месторождениях сульфидно-вкрапленного типа околорудные преобразования пород выражены слабо или не проявлены. Золотое оруденение располагается в относительно широких зонах слабого преобразования алеволитов и песчаников, которое выражается в перераспределении и перекристаллизации серицита, хлорита, карбонатов, пирита и углеродистого вещества. Эти изменения напоминают, с одной стороны, лиственито-березитовые преобразования, с другой — зеленокаменное перерождение пород и располагаются в зонах, примыкающих к областям более высоких ступеней метаморфизма.

Е. Н. Граменицкий, Н. Г. Зиновьева
(МГУ)

Фаши метасоматитов кварц-полевошпатовой формации

1. Разнообразие типов колонок продуктивных метасоматитов вольфрамовых, молибден-вольфрамовых, молибденитовых и некоторых других типов месторождений, относящихся к формации кварц-полевошпатовых метасоматитов (Жариков, 1961), связано с различными причинами: химическим составом исходных пород («литологические фаши») и физико-химическими условиями образования.

2. При изучении месторождений главное внимание уделяется наиболее продуктивным апоскарновым метасоматитам. Однако самостоятельные рудные тела могут образовываться и по другим породам, особенно имеющим повышенную основность (амфиболиты, пироксеновые роговики, ультраосновные породы и др.).

3. Метасоматиты разных месторождений имеют как сходство, связанное с однотипностью процессов и исходных пород, так и различия, определяемые неодинаковыми физико-химическими условиями.

По парагенезисам порообразующих минералов четко выделяются несколько температурных фаций метасоматитов. Примером наиболее низкотемпературной (200—350 °С) (Власова, 1976) фации является месторождение Чорух-Дайрон (Средняя Азия), промежуточной (400—450 °С) — Яхтон (Средняя Азия), а наиболее высокотемпературной (400—550 °С) — Тырныауз (Северный Кавказ). Как правило, образование продуктивных метасоматитов каждого месторождения отвечает одной температурной фации. Однако в связи с формированием метасоматитов на фоне падения температуры, на месторождении могут быть представлены две и более фации — Чорух-Дайрон (Власова, 1976), Яхтон. В пределах больших рудных полей разные температурные фации могут развиваться синхронно, образуя своеобразную зональность (различия парагенезисов Центрального и Северного участков Тырныауза).

4. По парагенезисам главных рудных (молибдошеелит, молибденит) минералов выделяются фации различной активности кислорода и серы. Все изучавшиеся месторождения располагаются в поле устойчивости магнетита, причем продуктивные метасоматиты месторождения Тырнауза образуются в условиях, близких магнетит-вюститовому буферу, а метасоматиты месторождений Майхура, Ингичке и Чорух-Дайрон формируются во все более окислительных условиях. Исключение составляет месторождение Кумбель (Средняя Азия), метасоматиты которого образовались в наиболее окислительных условиях, в поле стабильности гематита.

5. В результате экспериментального моделирования образования метасоматитов кислотного выщелачивания получены различные типы колонок, причем вкрапленность шеелита приурочена к определенным зонам колонки.

*С. О. Ачикгёзьян, Э. М. Налбандян,
Г. А. Саркисян, К. И. Мурадян
(ИГН АН АрмССР)*

Характер и типоморфные особенности вертикальной зональности формации вторичных кварцитов и гидротермальных аргиллизитов (на примере главных рудных районов АрмССР)

В мезокайнозойских формационно-металлогенических зонах Мало-го Кавказа установлены долгоживущие магмато-генно-рудно-метасоматические системы, соответствующие известным главным рудным районам. В пределах последних выявлено, что метасоматизм и рудообразование (медноколчеданное, колчеданно-полиметаллическое, медно-молибденовое, ртутное, серное) контролируются вулканотектоническими мегаструктурами и локальными синвулканическими структурами.

Процессы формирования вторичных кварцитов и аргиллизитов имеют по геологическим и радиологическим данным среднеюрский, верхнемеловой, среднеэоценовый, позднеолигоценый, миоценовый, нижнеплиоценовый и раннечетвертичный возраст и связаны с синхронными магматическими комплексами разных формационных типов.

Исходными породами при формировании рассматриваемых формаций служат юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые вулканогенные и вулканомиктовые образования основного, среднего и кислого составов.

подавляющее большинство массивов вторичных кварцитов локализовано в полях развития палеоген-неогеновых вулканогенных образований пестрого состава; в областях юрского и мелового магматизма вторичные кварциты немногочисленны.

Минеральные фации формации вторичных кварцитов следующие: монокварцевая, алунитовая, каолинитовая (диккитовая), серицитовая (гидрослюдяная), пирофиллитовая, баритовая, зунитовая, андалузитовая, силлиманитовая, дюмортьеритовая, турмалиновая.

В отношении генезиса и температурно-глубинных условий формирования выделяются: а) вторичные кварциты высокотемпературного приконтактного выщелачивания гипабиссальной фации глубинности в связи с гранитоидным плутонизмом (андалузит-кварцевые, силлиманит-андалузитовые, андалузит-ортоклаз-кварцевые и др.); б) вторичные кварциты средне-низкотемпературного приконтактного сольфатарного выщелачивания субвулканической и приповерхностной фации глубинности в связи с кислым вулканизмом (субвулканы, экструзивы, стратовулканы).

Вторичные кварциты сольфатарного генезиса характеризуются отчетливо выраженной вертикальной метасоматической зональностью как

с алунитовым, так и с безалунитовым профилем зональности. Зональность массивов разновозрастных вторичных кварцитов алунитового профиля обычна, в массивах безалунитового профиля двойка: а) монокварциты→серицитовые кварциты→диккитовые кварциты→пропилиты; б) монокварциты→каолинитовые кварциты→гидрослюдяные кварциты→пропилиты.

Эндогенное рудообразование, сопряженное с формированием вторичных кварцитов и гидротермальных аргиллизитов, локализуется преимущественно в зонах перехода последних в пропилиты — в кварц-пиррофиллитовых, кварц-серицитовых (модификация $2M_1$), кварц-серицит ($2M_1$)-хлоритовых и кварц-серицит ($1M$)-карбонатных фациях.

С. О. Ачикгёзьян (ИГН АН АрмССР)

Рудно-метасоматические колонки Кафанского рудного района АрмССР

Формирование рудно-метасоматических колонок рассматривается на фоне эволюции юрско-меловых стратовулканов островного типа, сложенных породами андезито-базальтовой, андезитовой и габбро-тоналит-плагиогранитовой формаций. Отмечается наличие двух главных типов колонок пропилитов: а — увенчанных локально развитыми метасоматитами формации вторичных кварцитов и характеризующихся четкой и быстрой изменчивостью минеральных фаций по вертикали; б — имеющих широкое развитие при недостаточно ясно выраженной вертикальной зональности минеральных ассоциаций.

Выявлена четкая приуроченность пропилитов типа а и вторичных кварцитов к зонам наибольшей проницаемости (области аппаратов вулканов — в пределах жерловой и околожерловой фаций), в то же время как пропилиты типа б развиты по периферии стратовулканов, преимущественно по породам склоновых и удаленных фаций. Вертикальная зональность пропилитов типа а характеризуется закономерной сменой следующих минеральных фаций (снизу вверх): эпидот-хлоритовой (и/или пренит-пумпеллитовой), хлорит-карбонатной, хлорит-серицитовой, кварц-серицитовой, кверху переходящих в диаспоровые, диккитовые (или пиррофиллитовые) и алунитовые кварциты; монокварцевая фация редко сохранена.

Среди пропилитов типа б встречаются эпидот-хлоритовые, пренит-пумпеллитовые, хлорит-карбонатные, цеолит-карбонатные, цеолит-хлоритовые и цеолит-монтмориллонитовые ассоциации, в развитии которых не наблюдается достаточно четкой вертикальной зональности, однако в целом первые три парагенезиса больше тяготеют к зонам метасоматической колонки. Для пропилитов типа б характерно наличие большего количества реликтовых минералов исходных пород по сравнению с типом а.

Медноколчеданные, полиметаллические и медно-порфиновые месторождения и большинство рудопроявлений района размещены в контурах распространения пропилитов типа а, в пространстве и во времени приурочиваясь к пропилитам стадии кислотного выщелачивания — к хлорит-карбонатным, хлорит-серицитовым и кварц-серицитовым. Формирование руд жильного и прожилково-вкрапленного типов (нередко связанных взаимопереходами), вероятно, произошло в результате нарушения карбонатного баланса газогидротерм при их подземном кипении, выделении углекислого газа, окислении сероводорода до сильного обогащения растворов сульфат-ионом и последующего образования вторичных кварцитов. Качественный минеральный состав околожильных метасоматитов идентичен с таковым пропилитов стадии кислотного выщелачивания, развитых в межжильном пространстве.

Интенсивность и мощность собственно околожильных изменений зависят не столько от мощности жил, сколько от интенсивности и характера преобразований рудовмещающих пород.

Вышеуказанное позволяет говорить об околорудном генезисе пропилитов стадии кислотного выщелачивания, площадной характер развития которых обусловлен суммарным эффектом околотрещинных изменений в целом. Определенные отличия в количественном составе минеральных парагенезисов, развитых на различных расстояниях от жил, объясняются разной интенсивностью метасоматического минералообразования (и рудообразования), зависящего от тектонической подготовленности вмещающих пород и характера просачивания растворов.

Н. М. Жуков, Л. Е. Филимонова
(ИГН АН КазССР)

Вертикальная рудно-метасоматическая зональность медно-порфировых месторождений Центрального Казахстана как результат совмещения гидротермалитов двух стадий

Рудообразование и гидротермальные изменения пород, являющиеся на медно-порфировых месторождениях, естественно, неразрывными, но искусственно выделяемыми частями единого процесса, происходили в две основные стадии: щелочную и более позднюю — кислотную. Образование стадий обладают химически однотипной зональностью. Внешние зоны гидротермалитов обогащены железом, магнием, иногда кальцием, а внутренние — калием и кремнием. Наиболее богатое оруденение обычно приурочено к участкам перехода от внутренних зон к внешним. Минеральный состав сходных по химическому составу зон различен и отражает более высокие температуры образования продуктов щелочной стадии по сравнению с кислотной. Во внешних зонах первой стадии развита биотитизация, а во внутренних — калишпатизация и окварцевание. Во внешних зонах образований кислотной стадии проявлены хлоритизация и иногда карбонатизация, а во внутренних — серицитизация и окварцевание. Для метасоматитов обеих стадий характерно обогащение внешних зон окислами железа и титана, а внутренних и особенно промежуточных — сульфидами меди. Продукты центральной зоны кислотной стадии обогащены пиритом.

В продуктах щелочной стадии вертикальная зональность проявлена слабо: описанный характер горизонтальной зональности не изменяется до максимально изученных глубин. Только на отдельных месторождениях на глубинах свыше 400 м появляется ангидрит, наиболее интенсивно развитый в центральных зонах. Отмечается также уменьшение интенсивности рудной минерализации с глубиной, иногда сопровождаемое относительным возрастанием среди сульфидов роли борнита и появлением безжелезистых гипогенных сульфидов меди (халькозина, дигенита, ковеллина).

Продукты кислотной стадии на большинстве месторождений распространены только на верхних горизонтах, до глубин 300—400 м, редко глубже. В вертикальном направлении в них устанавливается та же зональность, что и в латеральном, на контакте с неизменными породами или продуктами щелочной стадии происходит вытеснение серицита хлоритом, а иногда и карбонатом при уменьшении общей интенсивности изменения. Несколько возрастает роль окислов железа и титана.

Вертикальная зональность заключается в смене с глубиной парагенезисов кислотной стадии таковыми щелочной при общем снижении степени гидротермальной переработки пород и интенсивности оруденения.

Общие черты околорудных метасоматитов ртутных месторождений Украины

На территории УССР выделяются две ртутнорудные провинции — герцинская Донецкого бассейна и альпийская Закарпатского внутреннего прогиба. Месторождения первой провинции представляют собой телетермальные образования, а второй — относятся к вулканогенному типу.

Ртутные месторождения Закарпатья, проявляя пространственную и временную связь с вулканизмом, локализуются в осадочно-вулканогенном комплексе неогена. В строении ореолов околорудных метасоматитов участвуют пропилитизированные, березитизированные и аргиллизированные породы. Среди последних выделяются каолиновые, гидрослюдистые и монтмориллонитовые разновидности. В размещении фаций метасоматитов наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность. Внешние зоны ореолов обычно представлены пропилитизированными породами, а внутренние — аргиллизитами и реже — окварцованными породами. Вертикальная зональность аналогична, но проявлена слабее и растянута на глубину. Нередко в околорудных ореолах присутствует промежуточная зона березитизированных пород. Оруденение во всех случаях локализуется в окварцованных породах и каолиновых аргиллизитах. Устанавливается угасающее с глубиной наложение процессов каолинизации и окварцевания на внешние ранее сформированные фации березитизированных пород и пропилитов.

В Донбассе ртутные месторождения локализуются в песчано-глинистых отложениях карбона. Наблюдается последовательная смена зон метасоматитов от неизменной породы к рудным телам: гидрослюдистая, хлоритовая (хлорит — ряда донбассит—кукент), диккитовая, кварцевая. Две последние являются признаком максимального развития метасоматической колонки и обычно несут в себе оруденение.

Начало формирования метасоматических колонок происходило в щелочных условиях среды минералообразования. Продуктами этого этапа на месторождениях Закарпатья являются березиты и гидрослюдистые аргиллизиты, а в Никитовской группе месторождений — хлоритизированные и гидрослюдизированные породы. Следующий этап без заметного перерыва наложен на продукты первого этапа и характеризуется кислой или близкой к нейтральной средой минералообразования и формированием каолиновых (Закарпатья) или диккитовых (Донбасс) аргиллизитов, а в зонах активной циркуляции растворов — окварцованных пород. С этим этапом связано массовое отложение киновари.

Месторождения Закарпатья характеризуются контрастной зональностью и телескопированием фаций околорудных метасоматитов. Рудовмещающие фации имеют тенденцию резкого выклинивания с глубиной в интервале первых сот метров. На месторождениях Никитовского рудного поля эта тенденция менее выражена и заключается в относительно более плавном уменьшении роли зон околорудной диккитизации на глубоких горизонтах, что позволяет оптимистически оценивать перспективы технически достижимых на сегодня глубин.

Отмеченные закономерности состава и строения ореолов околорудных метасоматитов, по-видимому, присущи монометалльным типам ртутных месторождений и являются важными критериями для прогнозирования и поисков подобного типа объектов.

Вторичные кварциты Гавы (Восточный Узбекистан) и медно-порфировое оруденение

Вторичные кварциты являются рудной формацией, с которой часто связано медно-порфировое (с молибденом), золотое, ртутное, глиноземистое и другие типы оруденения. Строение Гавасайской площади обусловлено интенсивной вулканической деятельностью. Широко распространены эффузивные, пирокластические образования и субвулканические тела основного, среднего и кислого состава (диабазы, диориты, дацит-порфиры, андезиты, сиенито-диориты, кварцевые порфиры). На площади выявлено несколько вулканических аппаратов, к которым пространственно тяготеют образования вторичных кварцитов. Выявлено зональное расположение фаций вторичных кварцитов (от внешних зон к внутренним): серицитовая → алунитовая (с диаспором, корундом и гематитом) → монокварцевая. Наблюдается постепенный переход внешних фаций в пропилиты. Различные фации вторичных кварцитов слагают мощные плащеобразные залежи и массивы, хорошо различимые в поле по цвету пород и рельефу. Минералы вторичных кварцитов (кварц, серицит) содержат постоянные примеси меди и молибдена.

Халькопирит-магнетитовая с золотом минерализация связана с субвулканическими телами сиенито-диоритов и кварцевых порфиров (Р—Т₁), внедрение которых сопровождалось широким развитием вторичных кварцитов по вмещающим их вулканитам. Широко развитая на левобережье р. Гава медножилевая формация (жилы кварц-карбонат-баритового состава с халькопиритом, гематитом и золотом) рассматривается, вслед за И. М. Головановым и Р. А. Мусиным, как апикальная зона скрытого медно-порфирового оруденения. Ниже халькопирит-содержащих жил должны появиться прожилково-жилевые, прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды. Перспективной на обнаружение скрытого медно-порфирового оруденения авторы считают полосу (длиной более 10 км) выходов сиенито-диоритов от участка Южный Булак-Баши до Восточного включительно. Эрозионным срезом вскрыты самые верхние части сиенито-диоритовых тел, что повышает перспективность площади.

Ю. В. Алтынцев, М. И. Баженов,
Г. В. Бекешов, Г. М. Комарницкий,
И. Я. Петров, А. С. Серых (ПГО
«Березовгеология»)

Метасоматическая зональность на рудных месторождениях в отложениях молассоидной формации верхнего палеозоя

Работами последних лет установлены рудные концентрации свинца, молибдена, селена и некоторых других элементов в пестроцветных отложениях молассоидной формации верхнего палеозоя.

Месторождения располагаются в крупных впадинах, заложившихся в посторогенный этап развития региона и претерпевших блоковые перестройки в более позднее время. Впадины приурочены к узлам пересечения крупных разломов в земной коре. Пестроцветные терригенные и морские осадки в пределах впадин обладают большой мощностью и практически амагматичны. В основании разреза почти повсеместно развиты покровные и субвулканические породы, налегающие на породы основания с резким структурным и стратиграфическим несогласием.

Рудовмещающими являются озерные или аллювиально-пролювиальные отложения, иногда содержащие туфогенный материал. Рудные тела в форме пласто- и линзообразных залежей приурочены к зеленоцветным озерным или аллювиально-пролювиальным сероцветным горизонтам среди красноцветных песчаников и алевролитов.

Максимальные концентрации свинца, селена и молибдена приурочены к наиболее глинистым отложениям или к «автокластическим» брекчиям, содержащим обломки зеленоцветных алевролитов.

Рудная минерализация представлена галенитом, молибденитом, селенидами железа, марказитом, пиритом, реже халькопиритом и сфалеритом, в некоторых случаях встречаются арсенопирит, леллингит и пирротин. Текстура минеральных агрегатов рассеянно-вкрапленная, полосчатая, тонкопрожилковая, сетчатая, петельчатая. Величина минеральных зерен от 0,01 до 0,8 мм.

Предрудные изменения вмещающих горных пород имеют две четко выраженные зоны: внешнюю и внутреннюю.

Внешняя зона представлена ассоциацией: кварц—альбит—кальцит, реже встречаются доломит и эпидот. Суммарное количество новообразованных минералов колеблется от 10 до 20 % относительно массы породы. Структура пород не меняется, но тип цемента от порового переходит к регенерационному. Зона характеризуется увеличением содержания Na_2O от 1,5 до 2,0 %, в неизменных породах до 3,5—4,5 %. Мощность зоны изменений составляет сотни метров.

Внутренняя зона представлена минеральной ассоциацией: анальцит—ломонтит—железистый кальцит—анкерит—зеленый хлорит, спорадически встречается флюорит. Суммарное количество новообразованных минералов в этой зоне составляет 15—30 % от массы породы. Изменяется тип цемента от порового и регенерационного на коррозионный. Мощность зоны — десятки—сотни метров.

Околорудно-измененные породы включают грязно-зеленый хлорит, монтмориллонит, гидрослюда, сульфиды свинца, меди, мышьяка, молибдена и тонкодисперсный гематит. Эта минеральная ассоциация корродирует минералы внутренней предрудной зоны. Текстура минеральных образований, как правило, пятнисто-полосчатая. Зона околорудных изменений фиксируется увеличением концентрации K_2O от 1,8—2,5 до 3,0—4,0 %, реже 5,5 %.

Мощность околорудно-измененной зоны превышает мощность рудных тел в 10—30 раз. Выдержанные по латерали продуктивные горизонты сопровождаются зоной околорудных изменений мощностью 60—250 м. Наиболее информативной является гидрослюдизация. Установлено, что между количеством гидрослюды в околорудной зоне метасоматитов и масштабностью оруденения существует корреляционная зависимость.

*А. А. Арустамов, И. Л. Фишман,
А. В. Потеха, А. Т. Соловьев (КазИМС)*

Единство пластовых и секущих метасоматитов в фундаменте и осадочном чехле (на примере Центрального Казахстана)

В Центральном Казахстане выделяются два структурных этажа, нижний из которых сложен полностью литифицированными вулканогенно-осадочными геосинклинальными и орогенными формациями нижнего—среднего палеозоя, а верхний — относительно слабо литифицированными полуплатформенными терригенными красноцветными формациями преимущественно верхнепалеозойского возраста. Закономерности проявления молодых (вероятно, триасовых) метасоматических преобразований в толщах обеих этажей, в том числе и на их границе, изу-

чены с помощью картирования метаморфических и метасоматических изменений.

Метасоматоз в области преимущественного распространения образований нижнего структурного этажа изучен на примере Чингизской складчатой системы. В пределах в различной степени метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ нижнекембрийского—среднедевонского возраста молодые метасоматические преобразования проявились вдоль зон региональных разломов, где они образуют протяженные (десятки и сотни километров) сравнительно узкие поля пропилитов и листвинитов. Системой приразломных метасоматитов охвачены также блоки, сложенные предварительно неметаморфизованной красноцветной средне-верхнедевонской формацией, представляющей уже верхний структурный этаж. В данной формации происходит площадное изменение с образованием кварц-альбитового цемента, аналогичного наблюдающемуся в классических районах распространения медистых песчаников. В области перехода от нижнего этажа к верхнему, в связи со сменой формы проницаемых участков с секущей на пластовую, изменяются морфологические особенности метасоматических зон. В минеральном их составе отмечается преемственность.

Аналогичный переход метасоматической системы от нижнего этажа к верхнему зафиксирован в южном борту Тенизской впадины, где зона калишпат-кварцевых метасоматитов наложена как на среднедевонские вулканиты фундамента, так и на основание осадочного разреза Тенизской впадины, представленное верхнедевонскими песчаниками. В последних по всему горизонту интенсивно развит существенно кварцевый цемент с переменным количеством калишпата.

Распространение метасоматитов в разрезе Тенизской впадины контролируется проницаемыми толщами, заключенными среди водоупоров. Анализ парагенетических ассоциаций позволяет заключить, что температурные условия метасоматоза соответствовали фациям метаморфизма от зеленосланцевой до цеолитовой. Температуры гомогенизации при этом изменяются от 400 до 165°. В метасоматической зональности участвуют серицит-калишпат-кварцевые, серицит-альбит-кварцевые, кальцит-альбит-кварцевые и кварц-альбит-ломонтитовые образования. Вертикальная зональность обусловлена падением температур от проницаемых горизонтов к подстилающему и перекрывающему водоупорам. Обнажающиеся в ядрах антиклинальных перегибов области наиболее высокотемпературных преобразований сменяются в латеральном направлении более низкотемпературными изменениями. Это указывает на центробежное по отношению к антиклиналям направление движения растворов и исключает возможность объяснения метасоматических преобразований элизионными и грунтовыми водами.

И в нижнем и в верхнем структурных этажах метасоматиты контролируют медно-свинцово-цинковое оруденение. В зависимости от подвергшейся метасоматозу толщи и локализованных в ней геохимических барьеров возникают различные типы оруденения: медистые песчаники, «манто», а также, вероятно, поздние этапы оруденения колчеданных и прожилково-вкрапленных месторождений.

К. Л. Бабаев, А. А. Абдукаюмов
(САИГИМС)

Особенности вертикальной зональности рудоносных пропилитов и березитов

Рассматриваемые метасоматиты глубинно-вулканической фации размещаются в центральной части Киргизского хребта, в периферии вулканогенных мульд и кольцевых структур среди вулканитов, туфокон-

гломератов, субвулканических тел андезит-диоритового ряда и частично в кварц-полевошпатовых песчаниках.

Локальные пропилиты контролируются разрывными нарушениями и относятся к эпидот-хлоритовой и эпидот-хлорит-альбитовой фациям, которые представлены различными минеральными ассоциациями в зависимости от эрозионного среза блоков. В слабо эродированных блоках эпидот-хлоритовая фация представлена кальцит-хлоритовой ассоциацией с эпидот-кальцитовыми прожилками сопряженного отложения.

Для эпидот-калишпат-хлоритовой фации установлено значительное развитие окварцевания и проявление синметасоматической медной минерализации в метасоматитах уровня кислотного выщелачивания.

Эпидот-хлорит-альбитовая фация характеризуется четким зональным строением, кислотным выщелачиванием катионов и содержит сопряженное олово-полиметаллическое оруденение. За счет выщелоченных из средних вулканитов катионов кальция, железа, магния в верхней пачке песчаников образуются кварц-кальцит-хлоритовые метасоматиты сопряженного осаднения с индикаторной рудной минерализацией; особенностью их является появление цинксодержащего хлорита.

Березиты и березитоподобные породы кварц-хлорит-серицитовой фации отличаются подчиненной ролью карбоната, нередко симметричным зональным строением в зальбандах сопутствующих кварц-сульфидных жил и пространственной связью с полями пропилитизации. На относительно более высоких гипсометрических уровнях кварц-серицитовая зона содержит маломощные кварц-сульфидные прожилки; далее наблюдаются зонки серицитизации, хлоритизации с пиритом. Изменению строения зон метасоматитов соответствует определенный состав прожилковой минерализации и жильного выполнения (снизу вверх): кварц-сульфидные жилы с симметричным расположением зон березитов в зальбандах — кварц-сульфидные прожилки в зонах серицитизации — кварц-кальцитовые прожилки с сульфидами — кварц-сульфидно-гематитовые прожилки верхнерудного уровня — кальцит-баритовые прожилки надрудного уровня. Изменение отношения мощностей промежуточной, внутренней зоны и минерализованного жильного тела показывает, что с глубиной интенсивность оруденения возрастает. При штокверковом типе минерализации в менее эродированном блоке развита сеть тонких прожилков сопряженного осаднения, в которых метасоматические минералы (хлорит, серицит, кварц) и сульфиды продуктивной ассоциации отлагались одновременно.

Учитывая близость во времени образования, пространственное совмещение, корреляцию фаций пропилитов и березитов по вертикали, представляется возможным использование установленной зональности для уточнения перспектив рудоносности отдельных блоков на глубину.

Отмеченная зональность обусловлена вертикальной кислотно-основной дифференциацией вещества (по Д. С. Коржинскому) в процессе эволюции гидротермального раствора. Этим объясняется развитие в мощных зонах минерализации отстающего типа кварц-сульфидного оруденения в нижней части метасоматической колонки березитов, т. е. в участке выщелачивания, и одновременного оруденения в метасоматитах сопряженного осаднения на верхних уровнях. Выделяемый в жильных проявлениях сопутствующий тип оруденения, представленный кварц-сульфидными жилами в центральной части зоны околотрещинных березитов, соответственно можно рассматривать как переходное звено между отстающим и одновременным оруденением.

Особенности зонального строения ураноносных низкотемпературных калишпатовых метасоматитов (гумбеитов)

Ураноносные гумбеиты, приуроченные к древним разломам кристаллического фундамента и связанные с мезозойской тектоно-магматической активизацией, характеризуются зональным строением. Обобщенная метасоматическая колонка в гумбеитах по кристаллическим сланцам, гнейсам, их гранитизированным разностям, гранитам может быть выражена следующим образом:

неизменная порода — Пл, Кпш_{исх}, Кв, Пи, Би, Ам →

→ внешняя зона — $\frac{\overbrace{\text{Аб—Сер, Кв, Кпш}_{\text{исх}}, \text{Кар—Мт—Пр, Фл}}}{(\text{Пи, Би, Ам}), \text{Пл}}$ →

→ промежуточная зона — $\frac{\overbrace{\text{Кпш}_{\text{н}}, (\text{Ад}), \text{Кпш}_{\text{исх}}, \text{Пр—Кар}}}{(\text{Аб—Сер}), \text{Кв}}$ →

→ внутренняя зона — $\frac{\overbrace{\text{Кпш}_{\text{н}}, \text{Ад, Пр—Кар}}}{\text{Кв, Кпш}_{\text{исх}}}$ →

→ внутренняя зона (интенсивный катаклиз, брекчирование) — Кпш_н, Ад, Пр—Кар

(Кпш_н — новообразованный калишпат, Кпш_{исх} — калишпат исходной породы). В числителе показаны вновь образованные устойчивые минералы, в знаменателе — метастабильные реликтовые фазы. Круглые скобки указывают на возможное отсутствие минерала, фигурная — на тонкое срастание минералов.

Детальный анализ метасоматической зональности показывает отчетливые признаки отклонения от условий равновесия. Причем гумбеиты являются ярким примером, подтверждающим особенности неравновесной метасоматической зональности, рассмотренные В. Л. Русиновым (1972) на примере «околожилых пропилитов». Признаки, свидетельствующие о недостигнутом равновесии, следующие:

1) Метасоматиты сложены ассоциациями, представленными совокупностью вновь образованных и реликтовых минералов, соотношение которых постепенно меняется от преобладания реликтовых фаз (переходные внешние зоны) до преимущественного развития парагенетических ассоциаций (внутренняя зона).

2) Нередко нарушается соотношение мощностей зон. Внешняя зона колонки оконтуривается условно, по постепенному изменению количественных соотношений минералов. В направлении к питающему каналу растет достоверность выделяемых границ зон.

3) Характерно образование метастабильных фаз (санидин-ортоклаз, микроклин, неупорядоченный альбит), не выявлены закономерности изоморфного замещения в минералах переменного состава (анкерит-доломит).

4) Равновесные ассоциации минералов образуются не строго одновременно. Так, во внешней зоне замещение темноцветных минералов пиритом, карбонатом, магнетитом опережает процесс деанортизации плагиоклаза с образованием альбита, серицита, карбоната. Во внутренней зоне широко проявлено разновременное отложение адуляровидного калишпата и карбоната.

Несмотря на отмеченные признаки, тенденция к достижению равновесия в направлении к внутренней зоне намечается достаточно отчетливо; внутренняя зона представлена преимущественно равновесной двух-трехминеральной ассоциацией (пирит + карбонат, калишпат + карбонат, пирит + карбонат + калишпат).

В пределах выделяемой зональности отмечается следующее распределение микроэлементов. В направлении к внутренним зонам на

блюдается увеличение содержаний Au, As, Ag, V, Tl, в меньшей степени Cu, Mo, Y, Nb. Незначительный привнос отмечен для W, Se, La, вынос — для Cr, Ni, Sn. Детальный анализ поведения тория (с помощью различных методик определения) однозначно свидетельствует об увеличении его содержаний по мере нарастания интенсивности гумбентизации и об отчетливой корреляции с содержаниями урана и в меньшей степени калия. Содержание урана отчетливо коррелирует с интенсивностью гумбентизации и брекчирования. О некотором его привносе в процессе формирования метасоматитов свидетельствуют результаты изучения минералов по зонам метасоматической колонки с помощью метода осколковой радиографии. Максимальные содержания урана связаны с участками более позднего брекчирования в пределах внутренней, реже промежуточной зоны.

В. Н. Сазонов (ИГиГ УНЦ АН СССР)

Критерии оценки оруденения, основанные на составе и зональности метасоматитов (на примере березит-лиственитовой формации)

Детальное исследование зональности метасоматитов березит-лиственитовой формации, их химического и минерального состава, а также состава слагающих их минеральных фаз позволило выделить пять оценочных критериев оруденения: 1) площади распространения метасоматических образований, сопровождаемых золотым и другим оруденением; 2) фации метасоматитов по глубинности; 3) пространственные и возрастные соотношения метасоматитов и оруденения; 4) величина эрозионного среза ореолов окolorудных изменений; 5) различный ход кривых распределения золота около рудных и безрудных кварцевых жил, разное поведение его в горизонтальных сечениях окolorудных ореолов рудных жил. Эти критерии могут быть использованы при площадном и локальном прогнозировании, в том числе слепых рудных тел, при оценке глубоких горизонтов эксплуатируемых месторождений, при поисково-разведочных и эксплуатационных работах.

Основой для разработки критериев послужили: материалы прогнозно-металлогенических (преимущественно мелкомасштабных) исследований (критерий 1); данные по реконструкции палеоповерхности над месторождениями в период их формирования, данные доломит-кальцитовой термобарометрии, отношения карбонат/(кварц+слюда) в метасоматитах внутренней зоны ореолов окolorудных изменений (критерий 2); результаты сопоставлений горизонтальных сечений окolorудных метасоматитов на различных высотных уровнях, а также изучения соотношения оруденения с сорудными и окolorудными метасоматитами (критерий 3); данные о положении внутренней зоны в концентрически-зональных телах окolorудных метасоматитов и о характере изменения отношений карбонат/(кварц+слюда) в ней снизу вверх (критерий 4); результаты исследования кривых распределения золота около кварцевых жил и поведения этого элемента в разных горизонтальных сечениях (выше внутренней зоны метасоматитов, под ней, в интервале ее развития) ореолов окolorудно-измененных пород (критерий 5).

Практическое значение разработанных критериев определяется тем, что с их помощью можно проводить: выделение структурно-фациальных зон, перспективных на определенный тип оруденения (критерий 1); выделение площадей, перспективных для выявления месторождений разной масштаботности и различных минеральных типов (критерий 2); выделение конкретных участков для постановки детальных поисков, а также выделение рудных зон для детальной разведки (крите-

рий 3); наиболее экономную и эффективную детальную разведку и эксплуатацию месторождений (критерий 4); разбраковку кварцевых жил по степени продуктивности, прогноз слепого оруденения, оценку перспектив глубоких горизонтов месторождений (критерий 5).

А. Р. Файзиев (Таджикский ун-т)

Зональность околожилльных метасоматитов на флюоритовых месторождениях Южного Гиссара и Каратегина (Центральный Таджикистан)

Околожилльный метасоматоз на флюоритовых месторождениях Южного Гиссара и Каратегина выражен в окварцевании, серицитизации, хлоритизации, эпидотизации, ортоклазизации, альбитизации, пиритизации и аргиллизации вмещающих гранитоидов. В размещении продуктов околожилльных изменений гранитоидов и последующем образовании флюоритовых жил наблюдается вертикальная фациальная зональность, которая схематически выражается в следующем: с глубиной вдоль ослабленных зон степень альбитизации пород увеличивается, до образования в нижних частях метасоматической колонки альбититовых тел, а степень серицитизации, карбонатизации и эпидотизации уменьшается; с глубиной уменьшается и степень ортоклазизации и аргиллизации пород. Взаимоотношение рудных тел и продуктов околорудного изменения показывает, что флюоритовая минерализация занимает определенное место в цепи кислотно-щелочной эволюции растворов и образуется в ее заключительной стадии — стадии осаждения выщелоченных оснований, занимая преимущественно верхние части метасоматической колонки. В связи с этим присутствие определенных минеральных парагенезисов на месторождениях может служить показателем величины эрозионного среза метасоматической колонки.

Наблюдается пространственная связь в размещении продуктов околорудной ортоклазизации и флюоритовой минерализации, причем мощность залежей флюорита находится в прямой зависимости от интенсивности этого типа изменений: большими запасами руд обладают месторождения, где ортоклазизация имеет наибольшее развитие. Проявления, в которых отсутствует метасоматическая колонка с зоной ортоклазизации, обычно являются непромышленными. В них разведочными работами выявлен незначительный вертикальный размах рудных тел. Поэтому мы допускаем, что зона ортоклазизации первоначально существовала на всех крупных проявлениях флюорита, но затем была размывта последующими денудационными процессами. Сохранилась она в месторождениях неглубокого эрозионного среза и может являться критерием перспективности месторождения на глубину. Таким образом, околорудную ортоклазизацию можно использовать как новый поисковый признак при поисково-съёмочных работах на флюорит.

Для оценки величины эрозионного среза месторождений флюорита может быть использована и околожилльная аргиллизация, поскольку продукты этого типа изменений локализуются в самой верхней части метасоматической колонки и, таким образом, могут рассматриваться как дополнительный критерий перспективности флюоритовых месторождений на глубину.

Роль структурно-литологических факторов в развитии элементов вертикальной зональности метасоматитов (на примере некоторых золоторудных месторождений)

Развитие элементов фациальной и формационной изменчивости метасоматитов из золоторудных месторождений Забайкалья в вертикальном направлении в значительной мере определяется особенностями строения растворопроводящих структур, которые предлагается разделить на простые и сложные, или комбинированные.

В простых структурах, представленных выдержанными по мощности зонами трещиноватости и трещинами отрыва и прослеженных на сотни метров по вертикали, локализуются месторождения жильного типа золото-кварц-сульфидной и золото-кварцевой формаций. В вертикальном разрезе околожильно-измененных пород месторождений золото-кварц-сульфидной формации выделяются следующие фации березитовой формации (снизу вверх, по составу внутренних зон): кварц-серицит-магнетит-сидеритовая, кварц-серицит-пирит-пистомезитовая и кварц-мусковит-пирит-анкеритовая. В березитах, вмещающих рудные жилы золото-кварцевой формации, зональность несколько иная и проявляется менее четко: в нижних горизонтах развита кварц-серицит-пирит-кальцитовая фация, в средних и верхних — кварц-серицит-пирит-пистомезитовая.

В сложных, или комбинированных, структурах, в отличие от простых, в области структурных и структурно-литологических переходов наблюдается резкая смена метасоматических фаций и формаций. Особенности зональности обоих типов рассмотрены на примере двух месторождений.

Исследование физико-химических параметров минералообразования на границах фациальных и формационных переходов позволяет сделать вывод о том, что ведущей причиной, обуславливающей формирование зональности в простых структурах, следует считать плавное падение температуры, вызывающее постепенное изменение активности серы, углекислоты, Eh и pH в направлении поднимающегося раствора. В то же время резкая смена одних метасоматитов другими, наблюдаемая в комбинированных структурах, определяется в первую очередь перепадом внутреннего давления в гидротермальном потоке, приводящим к вскипанию растворов, отделению от них углекислого газа, сероводорода, других кислых летучих агентов и нейтрализации гидротерм.

Естественно, не последнюю роль в развитии вертикальной зональности играют процессы взаимодействия растворов с боковыми породами, а также состав исходных растворов и пород, уровень грунтовых вод и другие факторы.

Е. Г. Язиков, Л. П. Рихванов (Томский политехн. ин-т)

Апокарбонатные березиты редкометального месторождения

Редкометальная минерализация, локализующаяся в карбонатных породах, сопровождается гидротермально-измененными породами, среди которых по масштабности и времени проявления выделены дорудные (площадные) и околорудные (локальные) метасоматиты. Дорудные образования представлены доломитами и доломитизированными известняками, которые в литературе широко описаны. Околорудные

метасоматические продукты представлены весьма специфическими и слабо изученными образованиями. На существование подобных гидротермалитов указывал В. А. Жариков (1959).

Распределение гидротермально-измененных пород отчетливо контролируется зонами разрывных нарушений. Доломитизированные известняки образуют линейно-вытянутые в плане тела шириной от нескольких метров до 500—700 м и простираем первые километры. С глубиной степень гидротермальной доломитизации усиливается и количество доломитизированных пород достигает 98 % от общего объема. Апокарбонатные березиты образуют маломощные локальные зоны. Развиты они по мелкой трещиноватости, по зонам брекчирования и слоистости среди известняков и их доломитизированных разностей. Мощность зон 0,1—0,5 м, в случае системы сближенных трещин до 2—25 м при простираии на многие сотни метров. С глубиной процесс усиливается, и метасоматиты на глубине составляют до 23 % от всего объема пород. Постепенно увеличивается интенсивность переработки карбонатных пород от внешних зон к внутренним. В составе новообразованных минералов в зоне интенсивного изменения отмечаются кварц, серицит, пирит, анкерит. Количественные соотношения между ними колеблются в весьма широких пределах (от 2—3 до 40 %). Кроме того, присутствуют пирофиллит, каолинит, хлорит. Таким образом, изученные гидротермалиты по минеральному составу близки к образованиям апоизвестковой сульфидно-анкеритовой фации березитов, развивающейся по известнякам (Жариков, 1959).

Березитоподобные метасоматиты района формировались при температуре 300—350 °С из растворов, существенно обогащенных углекислотой, частично сульфат-ионом, кальцием и магнием. Изучение баланса вещества при формировании кварц-серицит-пиритовых метасоматитов показывает, что этот процесс сопровождается интенсивным привносом Si, K, Ti, S, Fe, Al и активным выносом Ca и Mg. Гидротермальная переработка карбонатных пород сопровождается значительным привносом Cu, Pb, Zn, U, Zr, а также As и других элементов. Изучение методом f-радиографии формы нахождения и характера распределения урана показало, что березитизированные карбонатные породы характеризуются значительной его концентрацией и что около 70 % его количества приходится на форму микровключений собственно-урановых минералов. Минералами — концентраторами урана выступают пирит и серицит, что находится в соответствии с данными Б. И. Омеляненко и др. (1973), приведенными для березитов, развивающихся по алюмосиликатным породам.

Таким образом, следует признать возможным широкое распространение метасоматитов формации березитов, развивающихся по карбонатным породам, и за ними следует сохранить ранее предложенный В. А. Жариковым термин «апокарбонатные березиты».

*В. Л. Барсуков, В. К. Лисицын,
А. Г. Волосов (ГЕОХИ АН СССР)*

Минералого-геохимические особенности и зональность околорудных метасоматитов на золото-серебряных рудопроявлениях Северо-Востока СССР и Камчатки

Близповерхностное золото-серебряное оруденение в пределах вулканогенных поясов обычно приурочено к участкам развития калиевого метасоматоза. В результате исследования состава, строения и геохимических особенностей околорудных измененных пород на нескольких золото-серебряных месторождениях с кварц-адуляровым жильным выполнением выделено два типа рудно-метасоматических зон, отличаю-

щихся прежде всего масштабами гидротермальных преобразований вмещающих пород и степенью концентрации рудного вещества.

На двух объектах, расположенных в различной геолого-структурной обстановке, установлено относительно локальное развитие околорудных метасоматитов с отчетливо выраженной вертикальной и горизонтальной зональностью. На первом объекте, с золото-сульфоантимонитовой минерализацией, околорудные измененные породы, наиболее близкие по времени образования с рудоотложением, наложены на пропилитизированные породы исходного кислого и основного состава. По падению рудных тел выделены следующие интервалы, характеризующиеся последовательным изменением мощности и состава зон метасоматитов: верхнерудный — кварц-гидрослюдистые и кварц-адуляр-гидрослюдистые породы, мощность 5—20 м; нижнерудный — кварц-гидрослюдисто-адуляровые породы, мощность до 5 м; подрудный — кварц-адуляровые породы, мощность до 40 м; корневая часть — кварц-серицит-(карбонатные) породы, мощность до 5 м.

Строение чехла околорудных измененных пород определяется формами ореолов выноса натрия, привноса калия и рубидия. В вертикальном разрезе выявлено контрастное изменение параметров распределения как щелочных, так и рудных элементов — золота, серебра, молибдена и др.

В целом сходные зональность и строение околорудных метасоматитов установлены на втором объекте, с золото-теллуридной минерализацией во вмещающих породах среднего — основного состава. Существенным отличием является преимущественное развитие в зонах околорудного метасоматоза наряду с адуляром слоистых силикатов ряда хлорит—монтмориллонит, а не слюд, как в первом случае.

Пространственная и, возможно, генетическая связь оруденения и околорудного метасоматоза на обоих объектах отражена в закономерном расположении основной массы золота и серебра выше интервала максимально проявленного калиевого метасоматоза и окварцевания.

Рудопроявления второго типа представлены жильно-прожилковыми зонами, не выдержанными по падению и простирацию, с убогой золото-сульфоантимонитовой минерализацией. При качественно близком к первому объекту наборе гидротермальных изменений объем пород, захваченных метасоматическими преобразованиями, гораздо значительнее. Вмещающие оруденение главным образом экстрезивные купола липаритов подверглись интенсивному кремне-калиевому метасоматозу с образованием широких (сотни метров) ореолов кварц-адуляр-гидрослюдистых пород. Именно это, на наш взгляд, привело к рассеянию, а не к концентрации рудного вещества в измененных липаритах. По геохимическим признакам метасоматиты на данных рудопроявлениях отличаются от аналогичных измененных пород на первом объекте значительно более высокими содержаниями мышьяка, сурьмы, молибдена и других элементов.

Рассмотренные особенности строения и развития околорудных метасоматитов представляются нам типичными для близповерхностного золото-серебряного оруденения и могут быть использованы для разбровки калиевых аномалий и оценки параметров оруденения.

Н. П. Варгунина (ЦНИГРИ)

Надынтрузивная зональность метасоматитов на серебряном месторождении

Месторождение приурочено к интрузивно-купольной структуре, сложенной преимущественно покровными и в меньшей степени субвулканическими образованиями кислого состава раннемелового возраста

и окаймленной по периферии раннемеловыми эффузивами среднего и кислого состава. В центре структуры на глубине свыше 1 км залегает позднемеловой двухфазный гранитоидный интрузив: первая фаза имеет гранодиоритовый состав, вторая представлена лейкократовыми гранитами. Руды месторождения локализованы в адуляр-хлорит-кварцевых и родонит-кварцевых жилах и жильных зонах. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, халькопирит, аргентит, самородное серебро.

Вмещающие породы подвержены многоэтапным изменениям. Площадные гидротермально-метаморфические изменения, связанные с проявлением вулканической деятельности, в раннемеловых эффузивах представлены низкотемпературными хлорит-гидрослюдисто-кварцевыми пропилитами, в которых сосредоточены основные рудные тела. Среднетемпературные альбит-хлорит-эпидотовые пропилиты наблюдаются по периферии рудного поля в раннемеловых эффузивах.

Внедрение первой фазы интрузии привело к ороговикованию и последующему скарнированию пород. Каждый тип изменений характеризуется проявлением фациальной зональности, которая выражена в увеличении степени ороговикования по направлению к кровле массива вплоть до образования андалузит-полевошпат-кварцевых роговиков и в развитии на глубоких горизонтах прожилков и вкрапленности гранатов, сменяющихся выше родонитовыми жилами.

Вторая фаза интрузии в раннюю, пневматолито-гидротермальную, стадию сопровождалась грейзенизацией, а в последующую, гидротермальную, — пропилитизацией пород. Фациальная зональность грейзеновых образований выражена в развитии в эндо- и экзоконтактах массива (до 500 м вверх от кровли) прожилково-метасоматических слюди-сто-кварцевых грейзенов, выше переходящих в турмалин-хлорит-кварцевые метасоматиты.

Характерной особенностью метасоматических изменений является последовательное совмещение в пространстве нескольких стадий и этапов метасоматоза, что привело к проявлению в надинтрузивной области комплексной зональности, обусловленной сочетанием зональности фациальной, стадийной и этапной. Комплексная надинтрузивная зональность выражена сменой от массива вверх следующих зон: грейзенизированные граниты — грейзенизированные роговики — ороговикованные эффузивы с локальным проявлением гранатовых скарнов и слюди-сто-кварцевых грейзенов — хлорит-турмалин-кварцевые метасоматиты — альбит-хлорит-эпидотовые пропилиты — хлорит-гидрослюдисто-кварцевые пропилиты.

Для грейзенизированных гранитов характерны ореолы Mo и As. В грейзенизированных роговиках наблюдаются аномальные концентрации As, W, Li, Sn, Be и Bi. Ороговикованные породы, хлорит-турмалин-кварцевые метасоматиты и альбит-хлорит-эпидотовые пропилиты содержат высокие концентрации Zn, Pb, Cu и Ag. На верхних уровнях пропилитовой зоны отмечаются ореолы Ba и Mn. Хлорит-гидрослюдисто-кварцевые пропилиты содержат ореолы Ag, Au, Cu, Sb, Pb, Zn.

Минералого-геохимическая зональность метасоматитов может быть использована для определения относительной глубины залегания гранитоидного массива, с которым парагенетически связано серебряное оруденение.

**Вертикальная зональность метасоматитов
одного золото-серебряного месторождения в Чаткальских горах
(УзССР)**

Месторождение размещается в пределах позднепалеозойской кальдеры, выполненной образованиями трахибазальт-липаритовой и трахиандезит-дацитово-формаций. Оно относится к кварц-карбонат-золото-серебряному минеральному типу кварц-(карбонат)-золоторудной формации семейства малоглубинных месторождений (по Н. В. Петровской).

Кварцевые и кварц-карбонатные жилы, несущие оруденение, сопровождаются метасоматитами аргиллизитовой формации, в строении которой наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность. Непосредственно к жилам примыкает кварц-гидрослюдистая зона метасоматитов. К периферии колонки гидротермалитов она сменяется кварц-гидрослюдисто-карбонатной, а затем гидрослюдисто-карбонат-хлоритовой зонами.

Вертикальная зональность рудосопровождающих метасоматитов выражается в закономерной смене минеральных новообразованных ассоциаций внутренней зоны аргиллизитов с глубиной. Эта смена позволяет выделить в пределах рудного поля две фации глубинности, отвечающие приповерхностной (0—300 м) и субвулканической (300—1000 м) фациям по Д. С. Коржинскому (1961). Верхним надрудным уровням становления метасоматической колонки отвечают рудосопровождающие метасоматиты, внутренние зоны которых несут повышенные количества каолинита, пиррофиллита, алуниита, что сближает эти образования с метасоматитами вторично-кварцитово-формации. Интервалу распространения промышленного оруденения соответствуют аргиллизиты субвулканической фации глубинности, минеральные новообразованные ассоциации которых отвечают типичным аргиллизитам (кварц + гидрослюда + каолинит). Вертикальная зональность в интервалах глубин, соответствующих субвулканической фации, проявляется: 1) в уменьшении мощности внутренних зон метасоматитов до полного выклинивания внутренней (кварц-гидрослюдисто-каолинитовой) ассоциации; 2) в уменьшении степени метасоматического преобразования; 3) в появлении на глубоких уровнях в заметных количествах железистого карбоната, альбита, биотита; 4) в уменьшении интенсивности выноса кальция и натрия из метасоматитов околожильного ореола.

Вертикальная зональность метасоматитов подчеркивается закономерной сменой по вертикали характера распределения рудогенных элементов — спутников золота и серебра. Установлены разнонаправленные тенденции накопления отдельных элементов, зависящие от глубины формирования аргиллизитов, что позволило получить коэффициенты геохимической зональности, описывающие глубину формирования и уровень эрозионного среза околорудных метасоматитов (по аналогии с эталонным месторождением).

*Т. А. Иванова, Г. М. Мейтув,
М. С. Воробьева (ИМГРЭ)*

**Метасоматическая и геохимическая зональность
золото-серебряных субвулканических образований**

Исследована метасоматическая и геохимическая зональность в районе проявления эпitherмального золото-серебряного оруденения, пространственно ассоциированного с молодыми кислыми вулканитами.

Общая площадь метасоматического ореола составляет около 20 км². Степень изменения вмещающих пород в пределах этого контура неоднородна. В целом в строении ореола выделяются три сменяющие друг друга метасоматические зоны, различающиеся по составу и интенсивности процесса изменения: внутренняя, промежуточная, внешняя. Внутренняя зона приурочена к центральным частям ореола; преобладающие процессы изменения — интенсивное окварцевание (сплошное, до монокварцевых пород, и тонкое прожилковое), каолинизация и подчиненная гидрослюдизация. Промежуточная зона характеризуется умеренным изменением с широким развитием процессов каолинизации, локальным проявлением окварцевания и слабой гидрослюдизацией. Внешняя зона является переходной к неизменным породам.

От периферии к центру ореола происходит накопление As, Sb, Ag, Hg, Li, вынос K и Na. В кварцевых метасоматитах, слагающих центральные части ореола, содержание указанных рудных элементов по сравнению с неизменными породами возрастает в сотни и более раз.

Анализ вертикальной метасоматической зональности известных эпитермальных золото-серебряных месторождений показал, что изученный нами ореол измененных пород, судя по широкому развитию кварцевых метасоматитов, преобладанию в ореоле As, Sb, Ag, Hg и по другим признакам, следует рассматривать как надрудный. Безрудная или слаборудная монокварцевая зона часто располагается в верхней приповерхностной части метасоматической колонки над рудовмещающими аргиллизированными породами. Следует подчеркнуть особенности распределения щелочных элементов по вертикали. Наш опыт и данные по другим эпитермальным субвулканическим месторождениям позволяют заключить, что литий и отчасти цезий накапливаются в надрудных и околорудных метасоматитах; калий (а также натрий) выносятся из надрудной части ореола и достигает высоких концентраций в рудном интервале.

Совместное рассмотрение метасоматической и геохимической зональности позволяет разбраковать рудогенные аномалии, определить тип оруденения и прогнозировать его поведение на глубину, оценить величину эрозионного среза. Отношения типоморфных элементов, в том числе щелочей, в надрудных, рудных и подрудных уровнях метасоматической колонки (коэффициенты зональности) дают возможность количественно определить промышленные перспективы скрытого оруденения.

*А. Ф. Коробейников, Е. В. Черняева,
Е. И. Черняева (Томский политехн.
ин-т)*

Рудно-метасоматическая зональность на золоторудных месторождениях палеозойских складчатых областей

Рудно-метасоматическая зональность золоторудных месторождений обусловлена закономерным совмещением в пространстве разновременных метасоматических и рудных формаций рудно-метасоматической системы, связанной с общим интрузивным комплексом. Такие системы возникали в различные этапы тектоно-магматического развития складчатых областей. Совмещенность приповерхностных пропицитов и кварцитов со среднеглубинными березитами, листовенитами, гумбенитами или гипабиссальных скарнов, альбититов, березитов и листовенитов с малоглубинными аргиллизитами и сопровождающими рудами обуславливает формирование телескопированной полихронной рудно-метасоматической зональности.

Образование рудно-метасоматической зональности на рассматриваемых месторождениях происходило, как правило, в два периода минералообразования, отделенных друг от друга внедрением даек среднего — основного состава и характеризующихся законченным циклом выщелачивания — отложением вещества. В ранний период минералообразования формировались щелочно-железо-магнезиальные метасоматиты (площадные и контактовые), и этот процесс завершался образованием в гипабиссальных условиях золото-скарновых и золото-альбититовых месторождений. В скарновых полях выделяются следующие зоны: 1) внутренняя — пироксен-гранатовая золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая; 2) средняя — эпидот-актинолитовая золото-висмут-халькопирит-пирротиновая; 3) внешняя — кварцево-кальцит-хлоритовая золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая; 4) жильная кварцево-кальцитовая с галенитом и сфалеритом. Зональность месторождений золото-альбититовой формации проявилась в смене зон альбитизации в нижних частях рудно-метасоматической колонки золото-кварц-пирротиновым жильным и штокверковым оруденением с околорудной актинолитизацией либо золотоносными магнетитовыми линзами в карбонатных породах в верхних частях месторождений.

В поздний период минералообразования происходит становление руд с предшествующими и сопровождающими их низкотемпературными околорудными метасоматитами. Золотые руды пространственно совмещены с ранними незолотоносными или слабозолотоносными метасоматитами. Рудно-метасоматическая зональность месторождений характеризуется следующей последовательностью зон в рудно-метасоматической колонке: ранние ортоклазовые и биотитовые метасоматиты — альбитовые метасоматиты — тремолит-хлорит-магнетитовые метасоматиты — гидрослюдисто-серицитовые метасоматиты — кварц-золото-сульфидные руды. В пределах каждой зоны наблюдается зональность более крупного порядка. Так, в березито-лиственитах отмечается вертикальная зональность, заключающаяся в смене снизу вверх метасоматитов выщелачивания метасоматитами отложения. Рудная зональность проявляется в смене пирит-пирротин-арсенопиритовых типов руд золото-полисульфидными.

В пределах рудно-метасоматических зон наблюдаются сложные эндогенные геохимические ореолы неоднородного внутреннего строения, состоящие из зон выноса, переотложения и привноса вещества. Зональное размещение метасоматитов и руд подчеркивается изменчивостью состава и свойств газово-жидких включений в минералах. Выявленные закономерности используются в качестве критериев и признаков при определении глубины распространения того или иного типа оруденения и уровней эрозионного среза отдельных рудно-метасоматических зон.

*В. К. Лисицын (ГЕОХИ АН СССР),
Х. Х. Лайпанов (ЦНИГРИ)*

Околорудные измененные породы и распределение в них щелочных элементов (на примере золото-серебряного месторождения)

Золото-серебряное месторождение расположено в пределах вулканогенного пояса и локализуется в интрузивно-купольной структуре раннемелового возраста. Рудные тела представлены сложными жилами и зонами прожилково-вкрапленной минерализации. Основными рудными минералами являются акантит, самородное серебро, электрум; жильные минералы — кварц, адуляр, родонит, карбонаты, хлорит. Гидротермально-измененные породы представлены хлорит-гидрослюдистыми породами.

сто-кварцевыми, хлорит-карбонатными и адулярсодержащими метасоматитами, серицитолитами, хлоритолитами.

Вмещающими породами являются потоки лав липаритового и трахилипаритового состава с маломощными линзами вулканико-миктовых пород и алевролитов. Стратифицированные образования прорываются субвулканическими телами трахилипаритов, дайками и штоком невадитов. Наиболее тесно зоны гидротермально-измененных пород и оруденение ассоциируют с субвулканическими телами трахилипаритов. Среди излившихся и субвулканических пород по содержанию щелочных элементов выделяются две разновидности: калиево-натриевая и калиевая. Содержания калия и натрия в них составляют соответственно 2,8 %, 0,1—1,7 % и 5,7 %, 0,1—1,3 %.

К наиболее ранним относятся площадные хлорит-гидрослюдисто-кварцевые преобразования пород. Подобные же изменения, но более интенсивные и осложненные появлением во внутренних зонах адуляра, сопровождают жильные минеральные ассоциации на верхних и средних горизонтах месторождения. На все вышеуказанные образования накладывается скарново-полиметаллическая ассоциация с гранатом, магнетитом, эпидотом, актинолитом, карбонатом, сфалеритом, галенитом, которая получила максимальное развитие на нижних горизонтах. Корневые части месторождения представлены зонами биотитовых, биотит-андалузитовых, калишпатовых роговиков, слагающих экзоконтактный ореол гранитоидного массива.

Изучение распределения калия, натрия и редких щелочей в окколорудном пространстве показало, что оно имеет сложный характер и определяется интенсивностью перераспределения компонентов в породах на различных уровнях. Максимальный привнос калия (до 3 %) фиксируется на верхнем горизонте в пределах адулярсодержащих метасоматитов. На средних уровнях наряду с привносом калия (до 1,5 %) отмечается его перераспределение с выносом из пород повышенной калиенности. На нижних горизонтах устанавливается вынос калия (до 3 %), что связано с формированием окколорудных хлорит-карбонатных и хлоритовых метасоматитов. Натрий в основном выносится из вмещающих пород. Однако на средних уровнях окколорудных зон с кварц-родонитовой минеральной ассоциацией развиваются альбитсодержащие метасоматиты (с привносом натрия до 2 %). Интенсивность процесса альбитизации усиливается по восстанию рудных тел и коррелирует с их продуктивностью. Для изучения поведения редких щелочей при окколорудном метасоматозе были использованы данные корреляционного анализа. В целом наибольшее число значимых корреляционных связей между щелочными элементами характерно для верхних и средних уровней, а наиболее устойчива положительная связь между калием и рубидием.

С. К. Смирнова (ИГГ АН УзССР)

Кварц-серицитовые метасоматиты, их связь с золотоносными жилами и поисковое значение (на примере золотых рудопроявлений Восточного Узбекистана)

Золото-серебряные рудопроявления в Восточном Узбекистане являются близповерхностными образованиями и локализуются в средних и кислых вулканиках палеозоя. Жильная минерализация приурочена к разломам, оперяющим их трещинам и зонам трещиноватости. В пределах рудопроявлений широко распространены метасоматические изменения двух типов: 1) площадная пропилитизация, проявившаяся по всем вулканикам и частично по интрузивным породам; 2) околожильное окварцевание и серицитизация.

Пропилитизация относится к дорудным образованиям. Метасоматиты кварц-серицитового состава пространственно тесно связаны с золотоносными жилами и образуют вдоль них оторочку мощностью до 10—25 м. Слепые золотоносные жилы с поверхности маркируются протяженными линейными зонами метасоматитов. Состав метасоматитов от внешних зон к внутренним: 1) альбит + хлорит + карбонат + пирит + серицит + кварц; 2) пирит + серицит + кварц; 3) кварц (+ пирит).

Суммарная мощность кварц-серицитовых и монокварцевых зон составляет 30—60 м, протяженность — несколько сот метров. На глубине 50—80 м монокварцевая зона метасоматитов постепенно переходит в жильный кварц с убогой золотой минерализацией, которая увеличивается по падению жилы. В разрезе линейная зона метасоматитов представляет собой опрокинутый конус. Наибольшие мощности характерны для надрудных частей, с глубиной они резко уменьшаются.

Наблюдаемый переход метасоматитов с глубиной в жилы, несущие золотую минерализацию, позволяет использовать линейные зоны кварц-серицитовых метасоматитов как индикатор золотой минерализации, не имеющей выхода на поверхность.

В. В. Авдонин (МГУ)

Условия формирования околорудных пород колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая

На колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая выделено два типа околорудных пород: к первому относятся гидротермально-метасоматические образования, второй представлен породами гидротермально-осадочного генезиса.

Гидротермально-метасоматические породы развиты на тех месторождениях, которые характеризуются наличием трещинной подводящей системы в лежачем боку рудных залежей (Тишинское, Николаевское, Камышинское и др.). Кроме того, они обычно сопровождают рудные тела гидротермально-метасоматического генезиса. Породы этого типа приурочены к секущим трещинным структурам и характеризуются отчетливо зональным строением. Внутренние зоны метасоматитов по составу приближаются к кварцитам. Промежуточные и внешние зоны отличаются широким развитием серицита, хлорита, карбонатов. В большинстве случаев зональный ореол гидротермально-метасоматических пород по составу и строению наиболее близко соответствует кварцево-серицитовому типу метасоматоза. На крупных месторождениях со сложной системой разновременных рудоподводящих разломов нередко фиксируются признаки относительной автономности наиболее крупных разломов, выраженные в формировании различных по составу и минерализации метасоматических колонок (Николаевское месторождение).

В последние годы на месторождениях Рудного Алтая все чаще обнаруживаются руды, которые по комплексу признаков относятся к разряду гидротермально-осадочных. Это обстоятельство повлекло за собой необходимость пересмотра природы подстилающих рудные тела образований. Текстурно-структурные особенности, данные о последовательности образования и характере залегания свидетельствуют о гидротермально-осадочном происхождении пород этого типа, широко развитых на «бескорневых» месторождениях и на многих месторождениях с рудоподводящими системами (Орловское, Рубцовское, Риддер-Сокольное, Тишинское и др.). Им свойственна отчетливо выраженная вертикальная зональность, обусловленная сменой снизу вверх (по мощности) кварцитов кварц-серицит-хлоритовыми породами, хлоритолитами, доломитолитами, серицитолитами. В ряде случаев фиксируют-

ся элементы латеральной зональности относительно рудоподводящих каналов. Эти образования вследствие их сходства с метасоматитами чаще всего описываются как зональные ореолы гидротермально-измененных пород.

Анализ физико-химических условий образования на основе термодинамических расчетов подтверждает возможность формирования пород в результате осаждения компонентов при взаимодействии гидротермальных растворов с морской водой. Гидротермально-осадочный седиментогенез и последующее преобразование осадков в процессе диагенеза и метаморфизма определяют все разнообразие околорудных пород, сопровождающих руды гидротермально-осадочного генезиса. Ведущим фактором формирования латеральной зональности околорудных пород является обстановка седиментогенеза и, в частности, режим изменения рН растворов, обусловленный степенью смещения их с морской водой. Причина вертикальной зональности — эволюция состава гидротермальных растворов.

На ряде месторождений наблюдаются случаи сопряжения пород гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического генезиса.

Минеральные парагенезисы околорудных пород преобразованных месторождений полностью определяются p — T -условиями преобразования. Это в равной степени относится к породам обоих типов.

Е. И. Венцловайте (МГУ)

Околорудные изменения на медно-пирротиновых месторождениях (на примере месторождения Кизил-Дере, Дагестан)

Месторождение Кизил-Дере является типичным представителем месторождений медно-пирротиновой рудной формации на Кавказе.

Формирование месторождения сопровождалось своеобразными околорудными изменениями, которые представлены продуктами магнизиально-кремниевое метасоматоза. Изменения сопровождались привнесением магния, кремния, железа. Полностью выносились натрий и кальций. Калий перераспределялся и частично выносился. Количество алюминия оставалось неизменным. В результате метасоматоза образовались кварц, хлориты, амфибол, стильпномелан. Рудные залежи состоят из пиритом, пирротином, халькопиритом, сорудные — кварцем, сидеритом, реже доломитом, хлоритом.

На месторождении устанавливается вертикальная и латеральная зональность, выражающаяся в том, что для верхних частей месторождения и его флангов характерна прожилковая форма выделений рудных и нерудных новообразований, а с глубиной увеличивается роль метасоматоза. Метасоматический способ отложения всех новообразований здесь преобладает. С глубиной также увеличивается количество хлорита, меняется его состав.

Прослеживается геохимическое родство между околорудными метасоматитами и рудами, выразившееся в обогащении тех и других кобальтом.

Образование метасоматитов месторождения происходило в обстановке нарастающей щелочности и восстановленности гидротермальных растворов.

Вертикальная зональность руд и рудосопровождающих метасоматитов на Маднеульском месторождении

Маднеульское барит-полиметаллическое и медноколчеданное месторождение приурочено к раннесантонскому вулканическому центру. Основное рудное тело развито по вулканической жерловине и представляет собой сцементированные рудой эруптивные брекчии.

Рудное тело имеет зональное строение. Нижнюю его часть составляют медно- и серноколчеданная руды, выше они постепенно сменяются сфалерит-пиритовой рудой, еще выше — барит-полиметаллической и кварц-баритовой. Рудная зональность имеет морфологию вложенных друг в друга конусов, поэтому вместе с вертикальной зональностью проявляется и горизонтальная.

Зональное строение имеют и рудосопровождающие метасоматиты. Зона колчеданной руды сопровождается кварц-хлорит-серицитовыми метасоматитами, барит-полиметаллическая зона — вторичными кварцитами, кварц-баритовая — монокварцитами и аргиллизитами. Аналогичная зональность на Маднеульском месторождении была выявлена и В. Г. Гогишвили (1980).

Зональность рудосопровождающих метасоматитов, их минеральный состав свидетельствуют о подкислении восходящего раствора и возрастании окислительного потенциала при движении раствора от нижних горизонтов к верхним.

Изучение содержания меди, свинца и цинка в рудосопровождающих метасоматитах показало их значительное обогащение свинцом и цинком, тогда как количество меди в свежих породах и рудосопровождающих метасоматитах остается неизменным. Все это можно использовать как поисковый критерий скрытых рудных тел при исследовании зоны кислотного выщелачивания в продуктивной верхнемеловой толще Юго-Восточной Грузии.

И. Л. Фишман, Л. Н. Ракова (КазИМС)

Метасоматическая зональность зеленокаменных изменений в колчеданосных эвгеосинклинальных толщах

Связь колчеданного оруденения эвгеосинклинальных толщ с их зеленокаменным преобразованием осуществляется через метасоматические зоны, являющиеся характерными продуктами метаморфизма зеленосланцевой и пумпеллит-пренитовой фаций. Помимо собственно-околорудных кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых метасоматитов, выделяются кварц-хлорит-альбитовые, кварц-серицит-альбитовые, существенно эпидотовые и пумпеллит-пренитовые образования.

С целью выделения таких зон проведено площадное петрографическое изучение по сети разрезов или картировочных скважин с применением полуколичественной оценки интенсивности тех или иных метасоматических преобразований. На картах метаморфических и метасоматических изменений, составленных для Акбастауского и Акчатауского рудных районов Чингиза, а также Верхнеорского — Мугуджар выделено два главных типа метасоматических зон: выноса и привноса кальция.

Практически важным компонентом зоны выноса кальция, ее внутренней частью являются кварц-хлорит-серицитовые породы, вмещающие колчеданное оруденение. Они обычно окаймляются полями ассоциаций с интенсивным развитием альбита, хлорита, серицита, кварца.

Зона привноса кальция служит обрамлением для зоны его выноса и сложена породами, обогащенными пумпеллитом и пренитом (метасоматоз в условиях пумпеллит-пренитовой фации) или эпидотом (метасоматоз в условиях фации зеленых сланцев).

Наличие такого рода зональности фиксируется во всех изученных рудных полях, независимо от установленной для них модели рудообразования (гидротермально-метасоматической или гидротермально-осадочной), что свидетельствует о стабильности гидротермальных систем, сопровождающих вулканическую деятельность.

В морфологическом отношении метасоматиты зон привноса и выноса кальция представлены полями, образующими комбинацию согласных с напластованием и секущих элементов. Согласные с напластованием участки фиксируют уровни гидротермально-осадочного и метасоматического (в проницаемых горизонтах) рудообразования, секущие — рассматриваются как области подводящих каналов и метасоматического рудообразования. Крупные изометричные поля метасоматитов нередко совпадают с участками повышенной плотности субвулканических тел.

Важно подчеркнуть, что выделяемые зоны значительно крупнее полей собственно-околорудных пород, в связи с чем они используются как более дальнедействующий поисковый критерий, в том числе и для слепого колчеданного оруденения.

Метасоматиты зон выноса и привноса кальция по минеральному составу соответствуют пропилитам. Одновременно они обнаруживают несомненную связь с зеленокаменным преобразованием всего объема вулканических толщ, являясь наиболее аллохимической областью метаморфизма.

*И. В. Крейгер, Е. И. Филатов,
Е. П. Ширай (ЦНИГРИ)*

Типы околорудных пород и метасоматитов колчеданных месторождений и региональные закономерности их размещения

1. Колчеданные месторождения образуют единый латеральный ряд рудных формаций, в котором отмечается их тесная взаимосвязь срудоносными геологическими и метасоматическими формациями и околорудными гидротермально-осадочными породами (Филатов, Ширай, 1980): 1) медноколчеданная — базальтовая липаритсодержащая — хлоритовая, 2) медно-цинковоколчеданная — липарит-базальтовая — хлорит-парагонитовая, 3) свинцово-медно-цинковоколчеданная — базальт-андезит-дацит-липарит-кремнисто-терригенная — кварц-хлорит-серицитовая, 4) медно-свинцово-цинковоколчеданная — базальт-липарит-кремнисто-терригенная — кварц-серицитовая, 5) медьсодержащая свинцово-цинковоколчеданная — карбонатно-терригенная базальтсодержащая — маргане-сидеритовые конкреции, 6) железо-марганцево-свинцово-цинковоколчеданная — базальт-трахиандезит-липарит-терригенно-карбонатная — гидротермально-осадочные серицитолиты.

2. В данном ряду рудных, геологических и метасоматических формаций от 1-й к 6-й происходит нарастание количества свинца и убывание количества меди в рудах, закономерно изменяется состав продуктивных толщ от натриевых вулканических толентовых базальтов к вулканогенно-осадочным отложениям с существенной ролью кремнекислых пород известково-щелочного ряда, с постепенным увеличением в вулканитах содержания калия и глинозема. С последней закономерностью связано значительное уменьшение количества железо-магнезиальных силикатов в околорудных породах и метасоматитах, а также

смена в них натриевых слюд (парагонитов) калиевыми (серицитами и гидрослюдами).

3. В данном ряду формаций от 1-й к 6-й происходит следующая эволюция палеотектонической обстановки формирования продуктивных толщ, околорудных гидротермально-осадочных пород, метасоматитов и руд: 1) периокеанические рифтовые долины, 2) периокеанические островные дуги, 3) островные дуги, заложенные на окраинных частях срединных массивов, 4) островные дуги, заложенные на окраинных частях срединных массивов, и краевые моря, 5) депрессии краевых морей, 6) депрессии краевых вулканических поясов.

*А. Г. Злотник-Хоткевич, Х. Х. Лайпанов,
Э. И. Алышева (ЦНИГРИ)*

Хлоритовые породы колчеданных месторождений, их зональность и происхождение

Породы хлоритового состава широко распространены на колчеданных месторождениях, где по условиям залегания выделяются два их типа: 1) секущие и субогласные тела во внешних зонах кварц-серицитовых метасоматитов и 2) пластовые тела, подстилающие залежи. Выделенные типы хлоритовых пород, помимо условий залегания, отличаются по характеру соотношений с вмещающими породами, ориентировке вектора зональности и обязаны своим происхождением различным геологическим процессам.

Формирование хлоритовых пород первого типа связано с двумя стадиями гидротермального процесса — стадией предрудного кислотного выщелачивания и стадией отложения. В первом случае хлоритовые и хлоритсодержащие породы слагают внешние зоны серицит-кварцевых и серицитовых метасоматитов. Состав хлоритов зависит от основности замещаемых пород, а вектор зональности ориентирован главным образом в направлении, поперечном потоку гидротермальных растворов. От внешних зон к внутренним в составе хлоритов увеличивается относительное количество магнезия, алюминия и снижается — железа. Хлоритовые породы стадии осаждения предшествуют колчеданному оруденению и сопровождают его. Они образуют прожилки, жилы или субогласные тела с относительно резкими контактами (месторождения Уруп, Худес, Даут, Власенчихинское). Состав хлоритов не зависит от состава вмещающих пород. Хлориты ассоциируют с карбонатами и пиритом, количество последнего варьирует в широких пределах. Состав хлоритов колеблется незначительно, но в общем железистость их возрастает от внешних зон к внутренним.

Пластовые тела хлоритовых пород второго типа, подстилающие колчеданные залежи, обычно рассматриваются как гидротермально-метасоматические образования. Однако они имеют резкие контакты с вмещающими вулканитами, ассоциируют с сортированными по крупности вулканомиктовыми породами и приурочены к наиболее погруженным частям вулканических депрессий, что может свидетельствовать об их вулканогенно-осадочном происхождении. Это подтверждается также отсутствием их связи с гидротермально-измененными породами (месторождения Летнее, Приорское) и наложением на них пирит-серицит-кварцевой минерализации (месторождения Узельга, Новый Шемур). Для этих пород характерна примесь магнетита и ассоциация с магнетитовыми или магнетитсодержащими сульфидными рудами, перекрывающими хлоритовые породы или переслаивающимися с ними. По химическому составу, данным оптического и рентгеноструктурного изучения хлоритовых пород установлено возрастание железистости хлоритов по мощности в направлении подошвы перекрывающих

их руд. При наложении гидротермальных изменений эта зональность стирается. Состав хлоритовых пород обнаруживает зависимость от типа рудовмещающего разреза, выраженную в уменьшении железистости хлоритов по мере перехода от существенно базальтовых к кремнекислым разрезам. Это свидетельствует о том, что источником вещества для их образования могут быть сами вмещающие породы. Предполагается, что образование хлоритовых пород связано с процессами палагонитизации вулканических стекол основного и кислого состава в субмаринных условиях. На это указывает идентичность состава хлоритовых пород в базальтовых разрезах с составом современных смектитовых палагонитов срединного Атлантического хребта, а также присутствие в них реликтов монтмориллонита и смешаннослойных хлорит-монтмориллонитовых образований.

*И. З. Исакович, Н. Г. Кудрявцева,
В. Б. Чекваидзе (ЦНИГРИ)*

О соотношении вертикальной зональности околорудных метасоматитов и руд на некоторых месторождениях Рудного Алтая

Рудно-метасоматическая зональность, ориентированная в продольном к рудоконтролирующим структурам направлении, установлена на ряде колчеданно-полиметаллических месторождений, локализующихся в складчато-блоковых районах Рудного Алтая. Общим для них является залегание руд в зонах осаждения, в то время как зоны выщелачивания являются рудоподводящими. Вектор зональности может быть направлен как по вертикали, так и под любыми углами к горизонту.

На Новозолотушинском месторождении околорудная метасоматическая зональность выражена в смене от глубин к поверхности зон: а) хлоритолитов, б) кальцит-серицит-хлоритовых метасоматитов, в) серицитолитов. Им соответствует зональное размещение рудообразующих минеральных ассоциаций: а) сфалеритовой (с халькопиритом), б) халькопирит-галенитовой, в) барит-пиритовой. На Риддер-Сокольном месторождении представлены следующие основные зоны метасоматитов (снизу вверх): а) хлорит-доломитовая, б) серицит-доломитовая (с хлоритом), в) серицитовая. Им соответствуют минеральные ассоциации медно-цинковых, полиметаллических, барит-полиметаллических руд.

На Орловском месторождении рудная зональность ориентирована по мощности пологолежащей залежи. При этом от глубин к поверхности намечается смена ассоциаций: хлоритолитов с медноколчеданными рудами, кальцит-хлоритовых метасоматитов с медно-цинковыми рудами, карбонат-серицитовых и существенно серицитовых метасоматитов с полиметаллическими и барит-полиметаллическими рудами. На Рубцовском месторождении малоконтрастному типу метасоматической зональности отвечает слабо проявленная дифференциация руд.

Формирование закономерно сопряженных метасоматических и рудных колонок обусловлено совместным влиянием факторов изменения кислотности и окислительного потенциала растворов при их приближении к поверхности.

О вертикальной зональности на колчеданно-полиметаллических месторождениях восточной части Зырянского рудного узла (Рудный Алтай)

Колчеданно-полиметаллические месторождения (Богатыревское, Белоглинское, Майское и др.) восточной части Зырянского рудного узла приурочены к крутому восточному крылу Ревнюшинской горст-антиклинальной структуры и сложены средне-верхнедевонскими отложениями ревнюшинской, маслянской и хамирской свит, а также кислыми субвулканическими образованиями среднедевонского комплекса и габбро-диабазы нижнекаменноугольного комплекса. Оруденение сопровождается околорудно-измененными породами формации кварц-серицитовых метасоматитов. Последние представлены продуктами гипогенного выщелачивания и продуктами отложения. Из продуктов выщелачивания в центральных зонах (вкост простирания рудных зон) присутствуют кварциты и кварц-серицитовые метасоматиты, в периферических — кварц-серицит-хлоритовые и кварц-серицит-карбонат-хлоритовые породы. Продукты отложения представлены (снизу вверх) хлоритовыми, карбонат-хлоритовыми и альбитовыми метасоматитами. В распределении продуктов выщелачивания и отложения отмечается вертикальная зональность: в нижних частях зон накапливаются кварциты, кварц-серицитовые и кварц-серицит-(карбонат)-хлоритовые породы, в верхних — хлоритовые, карбонат-хлоритовые и альбитовые метасоматиты.

Изучение главных минералов околорудно-измененных пород (серицитов, хлоритов, карбонатов) показало, что в их распределении существует также вертикальная зональность. Так, серициты из метасоматитов выщелачивания отвечают фенгитам, а из метасоматитов отложения — мусковитам (те и другие относятся к диоктаэдрическим калиевым малогидратированным слюдам модификации $2M_1$). Хлориты из метасоматитов выщелачивания соответствуют магнезиально-железистым разновидностям, а из метасоматитов осаждения — магнезиальным. Карбонаты варьируют от кальцитов (в метасоматитах выщелачивания) до доломитов и анкеритов (в метасоматитах осаждения).

Колчеданно-полиметаллические руды приурочены к нижним частям зон метасоматитов, а именно к центральным зонам продуктов выщелачивания — кварцитам и кварц-серицитовым породам. Карбонат-хлоритовые, хлоритовые и альбитовые метасоматиты (продукты осаждения), накапливаясь в верхних частях зон околорудно-измененных пород, служат индикатором скрытых зон выщелачивания и потенциального колчеданно-полиметаллического оруденения.

В. П. Логинов (ИГЕМ АН СССР)

К вопросу о взаимоотношениях зональностей колчеданного оруденения и рудовмещающих метасоматитов

На колчеданных месторождениях различаются предрудные колонки гидротермального выщелачивания и синрудные метасоматиты в виде узких зон околорудной хлоритизации либо перекристаллизации предрудных метасоматитов. О наложенном характере оруденения относительно рудовмещающих колонок выщелачивания свидетельствуют: 1) находки реликтовых включений серицитовых пород в колчеданных рудах и текстуры пересечения и замещения последними рудовмещающих метасоматитов; 2) размещение ряда колчеданных тел в разных

зонах единой метасоматической колонки (Левиха XI на Урале); 3) примеры многостадийности колчеданного рудоотложения при обычной одностадийности формирования рудовмещающих колонок выщелачивания.

Синрудные изменения, в частности околорудные ореолы хлоритизации, с повышением железистости хлоритов по мере приближения к руде (Логинов, Русинов, 1961, 1967) налагались на колонку выщелачивания (Учалы на Южном Урале), указывая на более ранний возраст последней относительно оруденения.

Выяснение механизма формирования колчеданной залежи в современном сольфатарном поле вулкана Менделеева (Логинов, 1975) и пиритных колец Лизеганга Учалинского месторождения показало, что для возникновения колчеданных руд среди метасоматитов необходимы два условия: 1) сохранение в трещинах и порах метасоматитов в течение длительного времени остаточных («отработанных») растворов, содержащих выщелоченные из первичных пород железо и другие рудные элементы; 2) воздействие новых газовых струй или растворов, обогащенных сероводородом, на эти остаточные растворы с осаждением пирита и других сульфидов в зависимости от температуры и окислительных условий в минерализующей среде, а также от состава и pH остаточных растворов, варьирующих от зоны к зоне рудовмещающей колонки. Эти различия состава и свойств остаточных растворов в разных зонах метасоматической колонки могут до некоторой степени объяснить наблюдающиеся корреляции колчеданной зональности и локализации руд в той или иной зоне предрудной колонки.

С предлагаемой гипотезой согласуются следующие особенности метасоматического колчеданного оруденения и его локализации:

1) широкое распространение безрудных метасоматитов там, где рудосопровождающие эксгалляции по какой-то причине не проявились или воздействовали на метасоматиты после исчезновения их остаточных металлоносных растворов;

2) нередкая локализация колчеданных руд у верхней границы пористых и трещиноватых метасоматитов в связи с вероятным экранированием здесь сероводородных эксгалляций;

3) значительное проявление метаколлоидных текстур в рудах, что может быть объяснено возникновением сульфидных золь под действием местной концентрации сероводорода с последующей коагуляцией их при его улетучивании;

4) нередкое изобилие в рудах такого «кислотного» сульфида, как первичный марказит, отлагавшийся под действием сероводорода в зонах метасоматической колонки, где остаточный раствор имел еще кислую реакцию.

*В. А. Прокин, П. Я. Ярош,
Ф. П. Буслаев, М. Ф. Крутакова*
(М-во геологии СССР, Ин-т геологии
УФАН СССР)

Рудно-метасоматическая зональность глубоко залегающих колчеданных месторождений Южного Урала

В южноуральских колчеданных месторождениях Подольском, Узельгинском, Озерном, залегающих на глубинах 200—500 м, полностью сохранились ореолы гидротермально-метасоматических изменений и вкрапленной сульфидной минерализации, окружающие рудные тела. В ореоле гидротермально-метасоматических пород выделяется внутренняя часть, сложенная метасоматитами, и внешняя, в которой в той или иной мере сохранились первичные минералы (полевои шпат

и др.) и структуры вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Метасоматиты образуют мощные зоны в лежащем боку рудных тел. Они представлены главным образом серицит-хлорит-кварцевой минеральной фацией, которая непосредственно под рудой сменяется серицит-кварцевой, хлорит-кварцевой и монокварцевой. В узких зонах рассланцевания присутствуют гипс, ангидрит, флюорит. Рудная минерализация метасоматитов представлена вкрапленностью пирита, иногда халькопирита и сфалерита.

Во внешней части ореола выделяется несколько зон гидротермально-метасоматических изменений. Непосредственно над рудой имеется зона частичной серицитизации, которая по направлению вверх последовательно сменяется зонами эпидотизации и гематитизации. Внутрорудная зональность обычно выражается в смене снизу вверх серного колчедана халькопирит-пиритными и халькопирит-сфалерит-пиритными рудами, местами появляется галенит и более поздняя борнитовая минерализация. Серный колчедан обычно ассоциирует с серицит-кварцевыми и кварц-хлоритовыми породами, а медно-цинковые руды располагаются в зоне контакта метасоматитов и малоизмененных пород. Над рудными телами в зоне частичной серицитизации присутствуют вкрапленность и обломковидные обособления сульфидов. На Узельгинском месторождении в нижнем рудном теле, находящемся целиком во внутренней зоне метасоматитов, установлены пирротиновые руды, над которыми располагаются зоны, обогащенные халькопиритом, а вышележащие метасоматиты содержат железо-магнезиальные карбонаты.

Внутрорудная зональность дополняется зональностью текстурно-структурных рисунков в рудах. Для верхней части рудных тел характерны колломорфные текстуры, фрамбондальный пирит, тонкие субмикроскопические срастания и взаимные прорастания пирита, халькопирита, сфалерита и других сульфидов. В нижних частях рудных тел и в зонах штокверковой и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации лежащих боков установлены признаки перекристаллизации сульфидных агрегатов, укрупнение зерен отдельных минералов, интенсивное избирательное и часто псевдоморфное замещение сульфидов нерудными минералами.

На изученных месторождениях установлены реликты эксгаляционно-осадочных руд, имеющие глобулярное и колломорфное строение. Однако большая часть руд сформировалась гидротермально-метасоматическим путем. При этом пирротинсодержащие руды, залегающие во внутренней части метасоматитов, образовались в результате метаморфизма, вызванного подъемом фронта метасоматоза, воздействием более высоких температур и изменением режима серы и кислорода.

Околорудные изменения и рудная минерализация являются результатом единого метасоматического процесса. Установленная рудно-метасоматическая зональность позволяет оценить уровень эрозии месторождений и рудоносных структур, а надрудные ореолы изменений могут служить поисковыми признаками на закрытые месторождения.

В. Ф. Рудницкий (Свердловский горный ин-т)

Вертикальная зональность метасоматитов и руд на южноуральских колчеданных месторождениях

Типовой геологический разрез месторождений сложен толщами (снизу вверх): а) вулканогенных пород основного состава; б) вулканогенных пород кислого состава; в) осадочных отложений. Колчеданные залежи приурочены обычно к толще пород кислого состава и ло-

кализованы в депрессиях между экструзивными куполами. В зависимости от количества проявленных эруптивных циклов и особенностей их развития они располагаются на разных уровнях: в подошве, середине или кровле кислой толщи. В лежащем боку и на флангах месторождений проявлены интенсивные метасоматические изменения. Непосредственно под рудными телами залегают кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты, среди которых выделяются серицит-кварцевая, серицит-хлорит-кварцевая и хлорит-кварцевая зоны. Серицит-кварцевая и хлорит-кварцевая зоны имеют подчиненное распространение и расположены, так же как и рудные тела, в верхней части метасоматитов. Установлено, что зоны метасоматитов имеют субогласное с напластованием пород залегание. Кроме того, отмечено, что каждый эруптивный цикл характеризуется автономной зональностью. При наличии нескольких рудных горизонтов на месторождении каждый из них имеет свой зональный ореол изменений. Послойное распределение метасоматических зон наряду с другими данными указывает на значительное участие вадозных вод в процессе изменения пород.

Верхняя граница метасоматитов проходит по подошве осадочной толщи. На глубину метасоматиты сменяются зоной пропилитизированных пород. Отмечены основные особенности этого типа изменений: а) типичные ассоциации: альбит+хлорит+пирит+карбонат; б) сохранение текстур и структур исходных вулканогенных пород; в) отличия химического состава и др. Судя по единичным глубоким скважинам, зона пропилитизации на глубине 1,5—2 км исчезает и подстилается метасоматически неизменными породами. Установлено, что пропилитизированные породы по сравнению с неизменными характеризуются более низкими содержаниями меди, цинка, железа. При этом отмечено, что выщелачивание меди происходит более интенсивно из основных пород, а цинка — из кислых. Расчеты баланса вещества позволяют предполагать, что количество выщелоченного вещества достаточно для образования руд.

Анализ геологических разрезов показывает, что рудные тела, приуроченные к низам кислой толщи или кровле пород основного состава, имеют преимущественно халькопирит-пиритовый состав, а залегающие в кровле кислых пород — сфалерит-халькопирит-пиритовый. Предполагается, что при накоплении толщи пород основного состава растворы выщелачивали в основном медь и в нижних частях разреза отлагались халькопирит-пиритовые руды. После эруптивных процессов кислого вулканизма растворы проходили через толщу пород кислого состава, происходило преобладающее выщелачивание цинка и в верхних частях разреза отлагались сфалерит-халькопирит-пиритовые руды, что и наблюдается на большинстве южноуральских колчеданных месторождений.

Метасоматическая зональность обусловлена прохождением волны кислотного выщелачивания, образующейся на малых глубинах. Необходимыми условиями для формирования метасоматитов и руд, на наш взгляд, являются определенная палеогеографическая обстановка, наличие локальных депрессионных структур и фактор времени, ведущие к захоронению, разогреву и циркуляции вадозных вод при вулканизме.

О. Н. Грязнов (Свердловский
горный ин-т)

Основные типы рудоносных метасоматических формаций Урала и их положение в региональных структурах

Для территории Урала выделено 25 рудоносных метасоматических формаций: формации, связанные с плутонометаморфизмом и региональным метаморфизмом, — полевошпат-мусковитовых метасоматитов,

гематит-магнетит-кварцевая, рутил-гранатовая, родонитовая, тальк-магнезитовая, антофиллитовая (антофиллит-асбест), кианит-(силлиманит)-мусковит-кварцевая, кварцевожильная хрусталеносная; последние интрузивные контактовые формации — магнезиальных скарнов, известковых скарнов; послемагматические гидротермальные формации: плутоногенные — альбитовая, полевошпатовых метасоматитов, грейзеновая, гумбеитовая, серпентинитовая, уралитовая, железо-магнезиальных карбонатных метасоматитов; плутоногенно-вулканогенные — оксеталитовая, листовенит-березитовая, эйситовая, аргиллизитовая, карбонатитовая; вулканогенные — гидрослюдистых метасоматитов, аргиллитовая сольфатарно-фумарольная, кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов.

Размещение метаморфогенных рудоносных метасоматических формаций контролируется структурами гнейсово-мигматитовых комплексов антиклинорных зон Урала. Последнинтрузивные контактовые метасоматиты связаны с гипабиссальными интрузивами пестрого состава габбро-перидотитовой формации Урала в разломах глубокого заложения. Последние возникают обычно на границах положительных и отрицательных структур более высоких порядков. В локализации рудных полей скарново-метасоматических месторождений определенную роль сыграли узлы пересечения разломов уральского направления с древними диагональными складчато-разрывными структурами. Плутоногенные гидротермальные метасоматические формации характерны для поднятий, за исключением уралитовой формации, обусловленной габбро-гипербазитовым магматизмом Тагило-Магнитогорского мегантиклинория. Редкометалльные полевошпатовые и слюдисто-полевошпатовые метасоматиты связаны с разновозрастными гранитоидами. Железо-магнезиальные карбонатные метасоматиты с образованием доломитов, магнезитов и сидеритов проявились в верхнепротерозойских комплексах Башкирского поднятия.

Рудоносный метасоматизм, связанный как с плутонической, так и с вулканической формами магматизма, свойствен структурам поднятий и отчасти прогибов. Оксеталитовая формация установлена в Полярноуральском мегантиклинории и Магнитогорском синклинории в связи с базальт-андезит-дацитовыми и габбро-диорит-гранодиоритовыми комплексами. Полигенная и полихронная листовенит-березитовая формация с широким металлогеническим спектром обусловлена эволюцией гранитоидного и базальтоидного магматизма демиссионной и инверсионной стадий развития геосинклинальных зон. Рудоносные эйситы парагенетически связаны с малыми интрузиями пестрого состава каледонско-герцинских консолидационных комплексов. Аргиллизиты каледонско-герцинских орогенных структур и прилегающих частей прогибов контролируют размещение молибденовой минерализации, горного хрусталя, драгоценных и цветных камней. Аргиллизитовая формация, связанная с кислым вулканизмом мезозойских наложенных впадин периода тектоно-магматической активизации Зауралья, сопровождается молибденовой и полиметаллической минерализацией. Редкометалльные карбонатиты в зонах активизации миогеосинклинальных комплексов связаны с кимберлит-карбонатитовой и щелочно-базальтоидной формациями, а в консолидированных структурах щелочной провинции Ильменских — Вишневых гор эвгеосинклинальной области Урала — с миаскит-карбонатитовыми ассоциациями.

Вулканогенные рудоносные метасоматические формации контролируют размещение медноколчеданного оруденения в Тагило-Магнитогорском прогибе (кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты), редкометалльно-полиметаллической минерализации в зонах развития трахибазальт-трахилипаритовых комплексов периода средне-позднепалеозой-

ской активизации (гидрослюдистые метасоматиты), образование бентонита и каолинита, связанное с сольфатарно-фумарольной аргиллизацией кислых вулканитов мезозойских впадин Зауралья.

Ю. М. Столяров (ЦНИГРИ)

Ангидрит как важнейший элемент рудно-метасоматических систем эндогенных сульфидных месторождений

Ангидрит — один из самых распространенных и важных в геолого-генетическом отношении минералов эндогенных месторождений. Он встречается почти во всех типах рудных месторождений, но особенно часто в медно-молибден-порфировых, золото-полиметаллических, колчеданных и скарновых, в которых нередко присутствует в огромных количествах (десятки и сотни миллионов тонн), значительно превосходящих количества содержащихся в них сульфидов.

Наиболее важная особенность распространения ангидрита — повсеместная приуроченность этого минерала к внутренним, глубинным, наиболее высокотемпературным частям месторождений и расположение зон его развития гипсометрически ниже зон развития основной массы сульфидных руд, с чем связана сульфид-сульфатная зональность.

Являясь продуктом эволюции и взаимодействия серосодержащих гидротермальных растворов или флюидов с боковыми породами, из которых, по-видимому, заимствуется только кальций, ангидрит находится в определенных пространственно-временных соотношениях с другими минералами и метасоматически измененными породами, что определяет его место в общей картине зональности изменений и минерализации месторождений. В абсолютном большинстве случаев зоны развития ангидрита совпадают с участками наиболее интенсивного проявления метасоматических процессов. При этом ангидрит ассоциирует с наиболее высокотемпературными продуктами, отлагаясь вместе или вслед за ними: в медно-молибден-порфировых месторождениях — это биотит и полевые шпаты, в скарновых — гранаты и пироксены, в колчеданных — серицит-кварцевые метасоматиты. Отложение ангидрита (по данным термометрии газово-жидких включений) начиналось при 600—550 °С и в основном заканчивалось при 350—300 °С.

Один из главных факторов отложения ангидрита в высокотемпературных условиях — ретроградный характер его растворимости, а первопричина — изначально высокое содержание окисленной серы во флюидах (или растворах), обусловленное высокой активностью кислорода в системе и родоначальных магмах. Отмечается влияние и других факторов, способствующих (или препятствующих) осаждению ангидрита из растворов и появлению его в месторождениях.

Сульфид-сульфатная зональность, признаки которой обнаруживаются во все большем числе объектов, причем нередко в давно известных и хорошо изученных, характеризуется достаточно высокой контрастностью и весьма значительными размерами составляющих ее элементов, сопоставимыми с размерами самих месторождений, что делает ее весьма перспективной для использования в качестве поисково-оценочного признака и критерия.

В. А. Алексеенко (Ростовский ун-т)

Вертикальная зональность и геохимические особенности гидротермальных околорудных изменений на полиметаллических месторождениях в доломитах

Рассматриваемые месторождения относятся к большой группе полигенных стратифицированных месторождений, сопровождающихся значительным ореолом околорудных метасоматических пород — серпен-

Основной минерал зоны	Температура декрепитации основного минерала, °С	Основные элементы-примеси зоны (в порядке значимости)
Серпентин Тремолит Кварц	70—170 250—280 290—340	Ag, Sb, Bi, Cd, Ge Sn, Ge, Ag Ag, Ga, Ge, Bi

тинизированных, тремолитизированных и окварцованных доломитов (Джунгарское Алатау, Югославия, Мексика, США).

Детальные исследования позволили установить довольно четкую вертикальную зональность околорудных изменений (снизу вверх: окварцевание — тремолитизация — серпентинизация) и связанную с ней зональность распределения рудных элементов. Декрептометрические анализы показали, что основные минералы выделенных зон формировались при увеличении температуры с глубиной (таблица).

Окварцевание, вплоть до образования джаспероидов, происходило в две стадии: ранний высокотемпературный кварц брекчировался и цементировался более поздним (иногда с галенитом и сфалеритом). В зависимости от степени окварцевания в породе меняется содержание Zn, Ni, Cd, Ga, Cr, Sn, Ge. Мощность зоны 70—150 м; к ней обычно приурочены средние и нижние части рудных тел.

Серпентинизация и тремолитизация доломитов также проходили в две стадии, причем в более позднюю происходило частичное переотложение ранее сформировавшихся минералов с образованием прожилков, часто содержащих сульфиды. Четкой границы между зонами нет, мощности их по вертикали колеблются от 20 до 100 м.

Для каждой группы выделенных метасоматитов характерна определенная скорость окисления сульфидов. Так, в среднегорных районах Джунгарского Алатау наибольшему окислению подвержены зоны тремолитизации, в которых лишь 3—4 % свинца и до 30 % цинка находится в виде сульфидов. В зонах окварцевания содержание металлов составляет 15 %, а на глубине 120—130 м, даже в зонах дробления, свинца — 29 %, цинка — до 71 %.

Таким образом, зональное расположение метасоматитов, связанное с изменением температур растворов, контролирует распределение большой группы рудных элементов и развитие зон окисления.

Г. В. Гиgiaдзе (КИМС, Тбилиси)

Некоторые особенности рудно-метасоматической зональности Квайсинского рудного поля

В пределах Квайсинского рудного поля установлены и закартированы метасоматические формации, представленные площадными пропилитами и околорудными гидрослюдисто-карбонатными метасоматитами. Последние непосредственно сопровождают свинцово-цинковую, барит-свинцово-цинковую, барит-кальцитовую, пирит-кальцитовую и железо-марганцевую рудные формации, которые по вертикали (с размахом не более 1 км) сменяют друг друга снизу вверх.

Рудовмещающими породами являются вулканогенно-осадочные образования байоса андезито-базальтового состава, секущие их субщелочные гранит- и трахит-порфиры, а также верхнеюрские рифогенные известняки. Независимо от петрохимического состава исходных пород, околорудные метасоматиты характеризуются стабильностью ассоциации вторичных минеральных парагенезисов; они развиваются на фоне пропилитизации.

Околорудные метасоматиты и руды контролируются разрывными нарушениями общекавказского направления, активизация которых происходила в постэоценовом тектоно-магматическом цикле.

В строении околорудных метасоматитов наблюдается отчетливая горизонтальная зональность по отношению к рудному телу или разрывным нарушениям. Мощность собственно-околорудной, гидрослюдисто-карбонатной, формации 80—100 м. От рудного тела сменяют друг друга сколит-кальцит-кварцевая, сколит-(селадонит)-альбит-хлорит-кальцит-цеолитовая и селадонит-альбит-хлорит-кальцитовая фации. Гидрослюдисто-карбонатная формация, в свою очередь, сменяется пропилитовой, в которой тоже наблюдается горизонтальная зональность — хлорит-альбит-кальцитовая (кварц), серицит-альбит-хлорит-кальцитовая и пренит-пумпеллиит-альбит-хлорит-кальцитовая зоны.

Вертикальная зональность гидрослюдисто-карбонатной формации предопределяется сменой некоторых типоморфных минералов (цеолиты и минералы кремнезема) при постоянном присутствии главных минералов — гидрослюда и карбоната. Снизу вверх происходит смена сколит-селадонит-кальцит-кварцевой ассоциации смешаннослойным сколит-селадонитом с монтмориллонитом, кальцитом, халцедоном, а сколит-(селадонит)-альбит-хлорит-анальцим-кальцитовой ассоциации — сколит-(селадонит)-альбит-хлорит-шабазит-ломонтит-кальцитовой и селадонит-альбит-хлорит-морденит-гейлендит-кальцитовой. Вертикальное закономерное распределение вышеотмеченных вторичных минералов в рудно-метасоматической колонке позволяет установить уровень рудной минерализации, который служит одним из поисковых критериев.

Метасоматиты Квайсинского рудного поля отвечают одному некомплементарному формационно-генетическому ряду, типичному для областей активизации.

*А. И. Стрыгин, Л. Р. Казаков,
В. А. Белоус (ИГФМ АН УССР)*

Альбититы и их рудоносность

В докембрии ряда регионов мира известны существенно альбитовые породы с редкометальной минерализацией. Исследования этих пород позволяют выделять среди них собственно альбититы и ряд конвергентных пород магматического и метаморфического генезиса — альбитсодержащие породы сиенитового ряда и существенно альбитовые сланцы и гнейсы.

Для каждой петрогенетической группы альбитовых пород характерны свои текстурно-структурные, минералогические, геохимические особенности, взаимоотношение с вмещающими породами, условия залегания и морфология тел.

Эгирин-нефелин-альбитовые породы (мариуполиты, канадиты), связанные с нефелин-сиенитовыми комплексами, характеризуются циркониевой и цирконий-ниобиевой минерализацией.

К микроклин- и кварц-микроклин-альбитовым породам гранитоидных комплексов («апограниты») обычно приурочиваются месторождения тантала, ниобия, бериллия, редких земель, олова и вольфрама.

Альбититы метасоматического генезиса являются наиболее перспективными для обнаружения в них редкометального оруденения.

Для оценки перспектив рудоносности альбитовых пород важна правильная диагностика их генезиса. Для метасоматических альбититов характерно следующее: 1) приуроченность к зонам тектонических нарушений; 2) неправильная, линзовидная, жильная, гнездообразная

и пластообразная форма тел, соответствующая морфологии зон нарушений; 3) унаследованность текстурно-структурных мотивов замещаемых пород; 4) вторичный характер парагенезисов минералов. Тем не менее не все альбититы являются рудными, из чего следует, что для образования месторождений полезных ископаемых альбитизация необходима, но недостаточна. Практика геологических работ показывает, что альбититы, вполне сходные по минеральному составу, в разных зонах могут существенно различаться по содержанию рудных компонентов. Обобщая подобные факты, можно прийти к выводу, что альбитизирующие растворы имели различное содержание рудных элементов. На наш взгляд, это может зависеть от металлогенических особенностей вмещающих ультраметаморфических комплексов, явившихся источником альбитизирующих растворов и рудных элементов в них. Перенос урана совершается посредством поликомпонентных растворов существенно содового состава. Термодинамические условия, устанавливаемые методами термобарометрии, характеризовались температурой 480—120 °С и давлением 900—600 атм.

Таким образом, основными критериями, определяющими возможную рудоносность пород существенно альбитового состава, являются характеристики их состава, строения и генезиса.

Выявление редкометальных существенно альбитовых пород в докембрии Канадского и других щитов позволяет предполагать возможность их широкого развития и обнаружения в других регионах, где они еще неизвестны.

В. А. Белоус (ИГФМ АН УССР)

О зональности альбититов центральной части Украинского щита

Несмотря на значительную изученность щелочных метасоматитов центральной части Украинского щита, генетические особенности этих пород, в частности вопросы зональности, до сих пор являются неясными и дискуссионными. Существование определенных закономерностей в пространственном распределении щелочных метасоматитов и наличие вертикальной зональности в метасоматических телах может быть показано на примере северной части Кировоградско-Черкасской зоны разломов, составленной серией субмеридиональных разрывных нарушений в толще гнейсов и мигматитов Райгородской синклинали между Корсунь-Новомиргородским и Чигиринским гранитоидными массивами. Щелочные метасоматиты в этой зоне представлены альбитизированными в различной степени, вплоть до альбититов, породами, образующими большое количество линзообразных тел в лежащих боках тектонических нарушений.

В результате изучения альбититов из лежащего бока одного из таких нарушений (центрального) установлено следующее:

- 1) мощность метасоматических тел по простиранию разлома с юга на север уменьшается;
- 2) повсеместное распространение имеют хлоритовые альбититы, наиболее широко развитые в северной части Райгородской синклинали;
- 3) в альбититах центральной части Райгородской синклинали темнокрасные минералы представлены преимущественно эгирином и рибекитом, в южной части — родуситом, роговой обманкой и пироксенами диоксид-геденбергитового ряда;
- 4) краевые части метасоматических тел в северной и центральной частях Райгородской синклинали представлены диафторированными породами, в южной — микроклинизированными;
- 5) степень альбитизации пород в метасоматических телах увеличивается от периферии к центру, внешние зоны представлены хлорито-

выми, внутренние — эгирин-рибекитовыми и рибекитовыми разностями альбититов;

6) хлоритовые альбититы часто приурочены к зонам дробления пород.

Выявленные закономерности пространственного распределения альбититов лучше всего объясняются разноудаленностью изученных участков от источника альбитизирующих растворов. Наблюдающаяся зональность в метасоматических телах обусловлена различиями в химическом составе растворов и вмещающих пород, а также изменением физико-химических параметров растворов во времени при взаимодействии с вмещающими породами. Интенсивная микроклиннизация пород, предшествовавшая альбитизации, и своеобразный состав темноцветных минералов в альбититах южной части Райгородской синклинали, очевидно, связаны с формированием здесь небольшого обособленного массива рапакиви, располагающегося в висячем боку центрального разлома.

Р. В. Голева (ВИМС)

Региональная и локальная вертикальная зональность гидротермалитов и использование ее при прогнозировании редкометального оруденения в условиях глубоко эродированной палеовулканической провинции

В пределах глубоко эродированной континентальной палеовулканической провинции, обязанной своим происхождением среднепалеозойской тектоно-магматической активизации срединного массива и обрамляющих его каледонид, обнаружена региональная вертикальная зональность полистадийных редкометальных гидротермалитов.

Рудопроявления сформированы в результате деятельности палеогидротермальной системы, развившейся в виде эволюционно-дискретного цикла во времени и пространстве. Гидротермальный цикл состоит из высоко-, средне- и низкотемпературного этапов, которые слагаются сменяющимися друг друга в определенной последовательности и противоположными по режиму кислотности — щелочности стадиями: высокотемпературный этап — калишпатизация, альбитизация и окварцевание; среднетемпературный — пропилитизация, альбитизация (эйситизация) и березитизация; низкотемпературный — аргиллизация и образование вторичных кварцитов (продукты уничтожены эрозией). Каждая стадия состоит из следующих друг за другом двух подстадий: подстадии либо щелочного, либо кислотного метасоматического преобразования вмещающих пород и подстадии отложения, проявленной прожилковым минералообразованием, фиксирующим точку нейтрализации раствора. Редкие и рассеянные элементы в разных минеральных формах, в зависимости от специфики предшествующей метасоматической подстадии, выпадают в подстадию отложения.

Для периода активизационного вулканизма и для периода деятельности палеогидротермальной системы относительно палеоповерхности выделены четыре уровня (фации) глубинности. Каждому уровню соответствует свой вещественно-структурный тип редкометальных рудопроявлений. В структурном отношении вертикальная зональность проявлена в том, что крутопадающие жило- и линзообразные залежи в эндо- и экзоконтактах интрузивных тел и линейных зонах динамометаморфизма глубинных уровней I и II сменяются непротяженными, сложной ветвистой формы или пластовыми залежами субвулканического и приповерхностного (III и IV) уровней. Региональная вертикальная зональность продуктов гидротермальной деятельности выражается в наиболее интенсивном развитии ранних стадий цикла в рудопроявлениях

глубинных уровней (I и II) и поздних стадий — на субвулканическом и приповерхностном (III и IV) уровнях. Это обусловлено изменением термодинамических режимов минералообразования на границах уровней глубинности (термодинамические барьеры).

Установленные закономерности позволяют решать обратную задачу — прогнозирование вещественно-структурного типа слабо проявленных объектов.

Н. Я. Гуляева (КазИМС)

Вертикальная метасоматическая зональность и оруденение месторождения Аксай

Месторождение входит в состав редкометального рудного поля и генетически связано с массивом пермских лейкократовых гранитов. Оно сложено ороговикованными нижнекарбонowymi вулканитами кислого и основного состава, прорванными гранитами. Последние залегают на глубине 300 м, образуя куполовидное поднятие. Рудная минерализация связана с высокотемпературным грейзеновым процессом, который одновременно проявлен в эндоконтактной части интрузии и во вмещающих породах надинтрузивной зоны. В гранитах распространены полого- и крутопадающие грейзеновые тела, во вмещающих породах развит надинтрузивный штокверк. По составу, внутреннему строению и зональности крутопадающие алогранитные грейзеновые тела аналогичны грейzenам месторождения Центрального (Боголепов и др., 1971). Пологие залежи под малопроницаемой покрывкой вулканитов образуют минерализованные купола с крутопадающей корневой системой и четко выраженной однонаправленной вертикальной зональностью. Относительно контакта интрузии выделяются (сверху вниз): кварцевый → кварц-топазовый → кварц-мусковитовый грейзен → грейзенизированный гранит → неизмененный гранит. Общая мощность рудно-метасоматической залежи колеблется в пределах 50—70 м, изменения затухают на глубине 200 м от контакта.

Внутреннее строение надинтрузивного штокверка неоднородно как по интенсивности проработки, так и по составу гидротермалитов. В общем плане по мере приближения к гранитам (к центру месторождения) увеличивается роль продуктов метасоматоза, растет количество высокотемпературных и рудных минералов, происходит сгущение штокверка, усложняется минеральный состав. Выделяются четыре зоны гидротермального метаморфизма, отражающие зональность отложения. Они закономерно расположены на различном расстоянии от кровли гранитов и грейзенов эндоконтакта. Внешней, наиболее удаленной является цеолитовая зона IV, соответствующая флангам месторождения и вершинным частям грейзеновых тел. Она представлена редкими тонкими безрудными прожилками цеолитового, турмалинового, реже хлоритового и амфиболового состава. В следующей зоне III густота прожилков увеличивается, появляются цеолит-пиритовые и пиритовые разности с примесью серицита, флюорита, сульфидов, кварца. Грейзены не характерны. В зоне II ведущее значение имеют пиритовые и кварц-пиритовые прожилки с маломощными околосильными грейзенами. Появляются мусковит, вольфрамит, молибденит. В ближайшем экзоконтакте (зона I) интенсивность гидротермального метаморфизма максимальна. Состав прожилков разнообразен. Основными являются кварцевые, кварц-мусковитовые и мусковитовые прожилки. Большая часть их сопровождается маломощными зонками (до 2—3 см) грейзенов. Широко распространены околотрещинные круто- и пологопадающие грейзеновые тела мощностью от 5 см до 5—7 м кварц-мусковитового, кварц-топазового или кварцевого состава. Ведущие минералы зоны —

кварц, мусковит, топаз, вольфрамит, молибденит, второстепенные — пирит, флюорит.

Молибден-вольфрамовая минерализация (с оловом, висмутом и другими элементами) распространена в кварцевых, частично кварц-мусковитовых грейзенах, жилах и прожилках, развитых как в приконтактовых частях гранитов, так и во вмещающих вулканитах зоны I. При этом продуктивность надынтризивного штокверка существенно ниже продуктивности грейзеновых тел в гранитах. В зонах II и III содержание рудных компонентов убогое, типоморфными элементами здесь являются олово, висмут, фтор.

Установленная вертикальная рудно-метасоматическая зональность может быть использована при поисково-разведочных работах.

*А. П. Колесник, В. Г. Боголепов,
Т. Б. Колесник (КазИМС)*

Процессы замещения при формировании редкометалльных гранитных пегматитов Казахстана

Изучено несколько позднепалеозойских рудных полей редкометалльных гранитных пегматитов Казахстана. Для каждого из них составлены карты распространения продуктов поздней и послемагматической деятельности и контактового метаморфизма. Кроме того, изучалась вся совокупность новообразований — допегматитовых зон гидротермально-измененных пород, пегматитовых жил и более поздних продуктов замещения и выполнения пустот.

В формировании рудных полей участвуют все три известных в природе процесса образования минералов: выполнение пустот, метасоматоз, т. е. топохимическая реакция в кинетической области преобразования исходных пород, и тропосоматоз, т. е. топохимическая реакция в диффузионной области (Боголепов, 1965, 1970, 1975, 1981).

Рудные поля приурочены к эндо- и экзоконтактам материнских гранитных интрузивов и обладают четырехпоясовой асимметричной вертикальной зональностью. В пределах каждого из поясов соотношения процессов выполнения пустот, метасоматоза и тропосоматоза различны. Рудные поля формировались в два этапа. В первый из них, происходивший на фоне гетерогенизации первоначально гомогенных высокоминерализованных расплавов — растворов, из газовой составляющей возникали зоны гидротермально-измененных пород с оловянной минерализацией (в ороговикованных породах кровли), где резко преобладали процессы метасоматоза и тропосоматоза; из жидкой составляющей (расплавы — растворы) образовывались пегматитовые жилы выполнения, содержащие большую гамму редкометалльных рудных минералов. Пегматиты располагаются главным образом в эндоконтакте, частью заходя и в роговики с телескопированием зон гидротермально-измененных пород. Во второй этап произошло тропосоматическое преобразование пегматитов и возникновение вышеуказанной вертикальной зональности: подрудный, рудный, надрудный и второстепенный рудный пояс.

Подрудный пояс — это нацело альбитизированные тела пегматитов (области преобладающего выноса вещества на фоне привноса натрия). Рудный пояс представляет собой область, в пределах которой наблюдается максимально возможное разнообразие процессов тропосоматического преобразования тел первично-магматических пегматитов, происходящих на фоне привноса выщелоченных из тел пегматитов в подрудной области рудных компонентов; незначительную роль начинают играть процессы выполнения пустот с образованием мелких прожилков различного состава (альбитизация, мусковитизация, лепидо-

литизация минералов пегматитов и образование прожилков кварцевого, турмалинового, альбитового, мусковитового, пиритового состава). Надрудный пояс составляют пегматитовые тела первого этапа, оставшиеся не затронутыми вторым этапом минералообразования. Второстепенный рудный пояс — это зоны гидротермально-измененных роговиков первого этапа кварц-турмалинового, серицит-турмалинового, серицитового и хлорит-серицитового состава, окруженные ореолом пленочной пиритизации, с кварцеворудными жилами в структурных ловушках.

И. Г. Минеева (М-во геологии СССР)

Полизональность ураноносных альбититов докембрия

Изучены щелочные метасоматиты, приуроченные к зонам крупных тектонических нарушений и тяготеющие к гранитным массивам, сложенным существенно калиевыми гранитоидами. Формирование ураноносных метасоматитов связано с длительной историей развития и прошло в несколько этапов: ультраметаморфический (доальбититовый), собственно-альбититовый и постальбититовый. Сложная история формирования отразилась на их зональности.

Ураноносные альбититы обнаруживают отчетливо различаемую зональность: метасоматическую горизонтальную, первичную вертикальную, вторичную вертикальную, гидрохимическую и радиохимическую.

В период ультраметаморфизма формировались зональные кальциево-натриевые пироксен-амфиболовые плагиоклазиты, олигоклазиты, обнаруживающие элементы «доальбититовой» зональности, в значительной степени зависящей от фации метаморфизма вмещающих пород. В альбититовый период образуются эпидот-хлоритовые, эпидот-рибекитовые, рибекитовые, рибекит-эгириновые и эгириновые фации альбититов с тенденцией к концентрическому типу зональности. В постальбититовый период происходит разрушение натриевых темноцветных минералов. Проявление наложенных процессов способствует формированию вторичной наложенной вертикальной зональности (Омельяненко, Минеева, 1979).

На нижнем интервале преобладает метасоматическая и прожилковая апатитизация, на среднем — сфенизация, флогопитизация, карбонатизация, на верхнем — карбонатизация и окварцевание.

Многообразие наложенных процессов отражает во времени эволюцию катионного и анионного состава растворов. В ходе натриевого метасоматоза при замещении кальциевых породообразующих минералов натриевыми происходит накопление кальция в растворах, определяющих специфику метасоматических сопряженных процессов и устойчивую связь альбитизации, апатитизации и карбонатизации при формировании ураноносных разностей альбититов.

Под влиянием глубоко циркулирующих подземных вод, обнаруживающих, в свою очередь, вертикальную гидрохимическую зональность, происходит эпигенетическое гипергенное преобразование щелочных метасоматитов, которое сводится к низкотемпературному окварцеванию, карбонатизации, серицитизации, гидрослюдизации, каолинизации, диккитизации. Появляются опал, халцедон, натриевый ярозит, монтмориллонит, гетит, гидрогетит. Эпигенетические новообразования имеют локальный характер, приурочены к зонам трещиноватости и кактаклаза и фиксируются вплоть до глубины 1,5 км.

Гипергенные процессы искажают вертикальную зональность метасоматитов, они не предопределены характером предшествующего щелочного метасоматоза, оторваны во времени, эпигенетичны к процессам формирования вторичной наложенной метасоматической зональности.

Сложный постальбититовый процесс (гипогенный и гипергенный) отражается на миграции радиоактивных элементов, их изотопов, продуктов радиоактивного распада. Формируется радиохимическая зональность в распределении ^{234}U , ^{238}U , иония, радия, изотопов свинца, что позволяет сверху вниз выделить следующие зоны: а) гипогенного и гипергенного выноса урана; б) преобладающего гипогенного и гипергенного привноса урана.

Полизональность ураноносных альбититов докембрия можно использовать при поисках слабо проявленного оруденения и оценке его на глубину.

Б. Л. Флеров, А. И. Холмогоров
(Ин-т геологии Якутского фил.
СО АН СССР)

Вертикальная зональность метасоматитов на месторождениях оловоносных цвиттеров гипабиссальной и субвулканической фаций (Восточная Якутия)

Гипабиссальное Полярное месторождение раннемелового возраста представлено касситерит-вольфрамит-кварцевыми жилами с ореолами околорудных цвиттеров, локализованных преимущественно над небольшим штоком гранит-порфиоров, прорывающих Омчикандинский массив биотитовых гранитоидов. Одинокое месторождение оловоносных цвиттеров субвулканической фации локализовано в купольной части позднемелового этмолита гранит-порфиоров, в экзоконтактной зоне того же Омчикандинского массива.

На Полярном месторождении проявлена прямая вертикальная стадийно-фациальная зональность. Альбитизация ранней дорудной стадии наблюдается только в теле гранит-порфиоров. Жилы главной продуктивной стадии расположены как в эндоконтактной зоне гранит-порфиоров, так и в биотитовых гранитоидах, только в последних локализуются жилы молибденит-ферберит-кварцевой и сульфидной стадий.

В кварцевых жилах продуктивной стадии в нижней зоне преобладает касситерит, в верхней — вольфрамит. В околожильные метасоматиты, представленные цвиттерами, на нижних горизонтах привносились Al, Fe и Mn, выносились Na, Mg и Si, на верхних горизонтах привносился Si, а выносились весь Na и часть Al, Fe и K. Колонка месторождения дополнена фронтальными субфациями каолинит-кварцевых метасоматитов; в циннвальдите уменьшилось содержание F и Fe, увеличилось — Mg и Al; привнос ореольных компонентов: Sn, Zn, As, Sb, Bi, Pb — по сравнению с нижней зоной увеличился, а Mo и Sc уменьшился.

Описанная зональность была обусловлена изменением структуры растворов и увеличением кислотности по пути их движения, вследствие падения температуры и кислотно-щелочной дифференциации. Появление каолинитовых метасоматитов, по-видимому, обязано действию ранней опережающей волны кислотных компонентов.

На Одиноком месторождении для дорудных метасоматитов характерна чехловая зональность относительно крутопадающей тектонически ослабленной зоны, расположенной вдоль южного контакта этмолита, и его кровли, экранирующей оруденение. По вертикали снизу вверх эндогрейзены слюдястого состава сменяются в купольной части штока топаз-кварцевыми, а затем менее мощными и слаборудоносными эндогрейзенами топаз-кварцевого и слюдястого состава. Горизонтальная зональность относительно дренирующей зоны повторяет вертикальную, но в эндогрейзенах проявляется еще внешняя зона каолинит-слюдястых метасоматитов, что обусловлено резким падением температуры

растворов в близповерхностных условиях и их кислотно-щелочной дифференциацией.

Чехловой характер зональности свойствен и продуктам последующей рудной стадии. Sn—W—Mo—Bi-ассоциация в виде мелких прожилков отложилась преимущественно в пористых и трещиноватых топаз-кварцевых эндогрейзенах, а более поздняя As—Cu—Pb—Zn-ассоциация — в слюдяных эндо- и экзогрейзенах.

Контрастность и чехловой характер эндогенной зональности Одного месторождения обусловлены термостатированием рудно-метасоматического процесса в близповерхностных условиях, а пространственная сопряженность образований различных стадий — явлением телескопирования.

На обоих месторождениях зональность цвиттеров определяется действием кислых растворов, но выражение ее в зависимости от фации глубинности месторождения различно.

Л. Я. Шмураева, В. К. Титов (М-во геологии СССР)

О возможности использования минералогических и геохимических критериев вертикальной зональности приразломных альбититов для глубинного прогнозирования

Рудоносные метасоматиты рассматриваемой формации контролируются глубинными разломами и зонами их оперения различной ориентировки и длительного развития. Для альбититов характерна значительная (до 2 км в современном эрозионном срезе) вертикальная протяженность и локализация в сравнительно однородной алюмосиликатной (гранитоидной) среде, что в общем случае благоприятно для выявления зональности.

Альбититы района относятся к сравнительно хорошо изученным образованиям, однако до сих пор остаются спорными некоторые вопросы их генезиса, а также минералогической и геохимической зональности. Авторами принимается, что рудоносные тела метасоматитов формируются, как правило, в две стадии. С первой из них связано образование хлоритовых (хл-2), рибекитовых, эгириновых альбититов. Переход к неизменным породам осуществляется через промежуточную зону десилицированных пород, сменяющуюся внешней зоной эпидот-хлоритовых (хл-1) изменений. Во вторую стадию возникают флогопитовые, гематитовые, хлоритовые (хл-3) разности альбититов.

Установлено, что в большинстве случаев в реальных телах метасоматитов (особенно в интенсивно оруденелых и неоднократно катаклазированных) фиксировано, как правило, незакономерное совмещение фациальных разновидностей метасоматитов обеих стадий минералообразования, каждая из которых сопровождается оруденением. Следствие этого — отсутствие на месторождениях рассматриваемого типа четкой вертикальной зональности в размещении минеральных типов альбититов, что подтверждается также и незакономерным размещением минеральных типов руд. Эти месторождения являются примером в общем незональных объектов, что, однако, не исключает наличия зональности отдельных метасоматических тел или рудных залежей (особенно одностадийных).

Изложенное вполне объясняет неудачи и с выявлением геохимической вертикальной зональности этих месторождений. Установлено, что поведение химических элементов в различных разрезах одного месторождения и разных рудных залежей нестабильно, иногда противоположно. Характерные элементы подрудных сечений одних месторождений выступают в качестве надрудных на других, а соответственно

и мультипликативный показатель геохимической зональности (по С. В. Григоряну) существенно разнится при переходе от одного объекта к другому.

Таким образом, в общем случае не приходится говорить о возможности реального использования минеральных фаций альбититов и минеральных типов руд для суждения об относительной глубине их формирования и величине эрозионного среза, как это осуществимо для объектов с четкой вертикальной зональностью. На наш взгляд, для целей глубинного геологического прогнозирования возможно использование лишь следующих бесспорных фактов:

1) «кварцевые шляпы» над телами альбититов однозначно свидетельствуют об обнаружении их верхних частей и соответственно о незначительном эрозионном срезе месторождений;

2) неравновесные минеральные ассоциации (сосуществование неизмененных темноцветных минералов и микроклина исходных пород с новообразованными натриевыми минералами или с флогопитом) однозначно свидетельствуют о затухании процесса альбитизации и об обнаружении корневых частей метасоматических тел;

3) выклинивание по падению внешних зон эпидот-хлоритовых изменений еще не означает отсутствия на более глубоких горизонтах метасоматитов и оруденения; в таких участках вполне вероятно обнаружение слепых метасоматических тел.

О. П. Иванов, Ю. И. Андреев
(ЦНИИолово)

Особенности проявления метасоматических процессов в истории формирования Иультинского месторождения

1. Иультинское месторождение (Чукотка) представлено касситерит-вольфрамит-кварцевыми жилами в роговиках над куполом гранит-порфирирового штока и в самом штоке. Среди метасоматических процессов, происходивших в ходе формирования месторождения, наибольшего внимания заслуживают скарнирование, турмалинизация, грейзенизация и альбитизация.

2. Специфика проявления скарнового парагенезиса, имеющего на Иультине в целом ограниченное распространение, заключается в том, что развивается он не только по известковистым слоям песчано-глинистых пород, но и по карбонатам догранитных существенно кварцевых жил. При скарнировании таких жил карбонаты замещаются ассоциацией волластонита, гроссуляра, а также диопсида. К подобного же рода скарноидам, возникшим при замещении карбонатсодержащих слоев осадочных пород, относятся, по нашему мнению, и пластовые амфиболиты, широко развитые за пределами месторождения в экзоконтактной зоне Западно-Иультинского гранитоидного массива и принимаемые обычно за измененные габбро-диабазовые силлы. Показательно, что амфиболиты не встречаются за пределами контактового ореола массива, не имеют секущих контактов и зачастую образуют тончайшие переслаивания с типично осадочными ороговикованными породами.

3. Хотя турмалиновый парагенезис и не получил должного отражения в известных для месторождения генетических схемах, проявился он вполне отчетливо. Здесь нередко фиксируется турмалинизация осадочных пород, вплоть до типичных турмалинитов (на вершине сопки Рудной). Внутри же гранит-порфирирового штока признаки турмалиновой минерализации полностью отсутствуют, в том числе возле рудно-кварцевых жил. Это, возможно, объясняется тем, что турмалиновый парагенезис древнее штока.

О масштабах развития турмалинового парагенезиса на Иультине можно судить по результатам литогеохимического профилирования, проведенного нами на трех горизонтах месторождения. Оказалось, что содержание бора в роговиках колеблется обычно в пределах 0,015—0,030 %, нередко достигая 0,1 %, а в гранитах — 0,0005—0,001 %, никогда не превышая 0,005 %. Интересно, что полоса роговиков, непосредственно примыкающая к контакту штока, всегда обеднена бором, а сразу же за ней в роговиках фиксируется четкий максимум его содержания. Уменьшение бороносности роговиков по мере приближения к штоку отмечается и в вертикальном направлении (среднее содержание на горизонте IV — 0,035 %, на горизонте VI — 0,019 %, на горизонте VII — 0,017 %). Возможно, что подобная ситуация возникла в результате перераспределения бора под воздействием внедрившейся кислой магмы.

4. Рудно-кварцевые жилы в том случае, когда они залегают в роговиках, практически не сопровождаются изменением боковых пород. Ширина зон околожильной грейзенизации не превышает здесь, как правило, 3—5 мм. При переходе вовнутрь штока она резко возрастает и становится сопоставимой с мощностью жил. Одновременно в жилах исчезают призальбандовые мусковитовые оторочки, столь характерные для них в роговиках.

5. Самостоятельное и значительное место в ряду гидротермальных образований Иультина занимает альбитовый парагенезис. Во времени он следует сразу же за продуктивным парагенезисом. В его состав помимо альбита входят более поздние хлорит и кварц. Альбитовый парагенезис образует широко распространенные на месторождении, часто пространственно обособленные жилы и жилоподобные зоны брекчий, сопровождаемые интенсивной альбитизацией вмещающих пород. Многократно наблюдалось пересечение этими жилами рудно-кварцевых жил, а также замещение последних, в ходе которого от их первоначального состава сохраняются лишь реликты касситерита.

*Л. В. Копылова, В. И. Шевченко,
И. П. Щербань (ИГФМ АН УССР)*

Региональная зональность низкотемпературных метасоматитов Донбасса

В пределах Донецкого бассейна известны месторождения и рудопроявления флюорита, ртути и других редких металлов, которые сопровождаются достаточно четко проявленными и полно выраженными околорудными метасоматитами, сгруппированными в основном в две формации — аргиллизитов и лиственитов—березитов.

Околорудные метасоматиты ртутных месторождений Донбасса, как и месторождений других ртутнорудных провинций, сложены каолинитом, гидрослюдой, донбасситом, другими глинистыми минералами, а также кварцем и карбонатом и характеризуются метасоматическими колонками, внутренние зоны которых сложены кварцем и каолинитом с карбонатом или без него, а внешние — главным образом гидрослюдой и карбонатом, что позволяет уверенно отнести эти породы к формации аргиллизитов.

Сходным составом и строением характеризуются метасоматиты, установленные на флюоритовых месторождениях. В них, однако, по невыясненным причинам более широкое развитие получили глинистые минералы, содержащие повышенные количества калия и натрия: монтмориллониты, гидрослюды и, возможно, другие.

Метасоматиты, сопровождающие полиметаллические рудопроявления, представлены главным образом лиственитами — березитами, о чем

свидетельствует присутствие в этих породах не глинистых минералов, а серицита—мусковита, находящегося в ассоциации с кварцем и карбонатом. Несколько реже встречаются метасоматиты особой субформации, в которых вместо серицита—мусковита присутствует гидрослюда при полном отсутствии каолинита и диккита.

Таким образом, на территории Донецкого бассейна устанавливается региональная зональность в расположении метасоматитов, которая выражается в том, что аргиллизиты, сопровождающие ртутные и флюоритовые руды преимущественно в северо-западной части бассейна, сменяются листовитами—березитами, получившими предпочтительное развитие в его юго-восточной части. В этом же направлении возрастает температура регионального метаморфизма, уверенно установленная (Левенштейн, 1961) по степени преобразования углистого вещества. Не исключена возможность, что оба эти процесса обусловлены одними и теми же причинами, например особенностями палеогеотермического градиента.

*А. И. Белковский, В. П. Парначев,
Ю. Б. Корнилов*
(Ильменский заповедник
УНЦ АН СССР)

О процессах калиевого метасоматоза в терригенных породах нижнего рифея западного склона Южного Урала

Нижнерифейские терригенные образования западного склона Урала представлены конгломератами, гравелитами, различными по составу песчаниками и алевролитами, выделенными М. И. Гаранем в составе айской свиты. Существует представление о том, что этот комплекс пород подвергся прогрессивному зеленосланцевому метаморфизму в условиях цеолитовой фации. Проведенное авторами изучение минерального состава обломочных пород позволило установить в них в качестве характерных новообразований решетчатый и нерешетчатый микроклин, бурый биотит и мусковит.

Поздний микроклин псевдоморфно замещает кластогенный плагиоклаз, образует вокруг обломков полевых шпатов регенерационные каймы или наблюдается в виде тонких секущих прожилков. Единичные чешуйки бурого биотита отмечаются в мусковитовом агрегате, слагающем основную массу «цемента» песчаников и алевролитов. Установлены две морфологические разновидности мусковита — крупно- и мелкочешуйчатый. Первый из них образует пластинки (до 2 мм), секущие слоистость пород. Рентгенографически установлено, что крупночешуйчатая разновидность представлена высокосимметричным мусковитом $2M_1$ с $d_{0,02} = 10,04 \text{ \AA}$, обычно образующимся в p - T -условиях эпидот-амфиболитовой фации. Мелкочешуйчатый мусковит замещает обломочный материал — полевые шпаты и кварц. Отмечено также образование его за счет рекристаллизации деформированных и раздробленных пластинок крупночешуйчатого мусковита. Конечные продукты калиевого метасоматоза терригенных пород представлены тонкозернистыми кварц-мусковитовыми метасоматитами, исключительно широко развитыми в составе айской свиты.

Таким образом, полученный материал свидетельствует о региональном развитии метасоматических процессов в позднедокембрийских осадочных ассоциациях Южного Урала, по существу определивших современный облик и состав пород.

Аналогичные явления нами отмечаются по всему разрезу уральского рифея — в юрматинской и каратауской сериях. С высококалийными метасоматитами связана акцессорная редкоземельная и редкометалльная минерализация.

Гидротермальные метасоматиты Тениз-Коржункольской кольцевой структуры (хр. Еремантау, Казахстан)

Тениз-Коржункольская кольцевая структура диаметром около 30 км сложена карбонатно-терригенными угленосными породами фамена—карбона и магматическими породами многофазного вулканогенно-интрузивного комплекса раннего триаса. Вулканические покровы этого комплекса (базальты, андезиты, туфы и лавы липаритового состава) распространены по периферии кольцевой структуры в северной и западной ее частях. Субвулканические тела и дайки гранит- и граносиенит-порфиоров прорывают осадочные толщи фамена—карбона и образуют кольцо вокруг овального центрального блока, сложенного вулканогенно-кремнистыми породами раннего палеозоя и штокообразным телом гипабиссальных гранитов раннего триаса. Два пояса даек диабазовых и диоритовых порфиритов имеют северо-западное простирание и являются самыми поздними магматическими образованиями района.

Гидротермальные метасоматиты, широко распространенные на площади кольцевого сооружения, представлены аргиллизитами, грейзенами и березитами. Гидротермальной аргиллизации подверглись вулканические покровы кислого состава и почти все субвулканические тела и дайки. В целом площадь распространения аргиллизированных пород имеет форму кольца шириной от нескольких сот метров до нескольких километров, в основном совпадающего с кольцом субвулканических пород.

Грейзены интенсивно проявлены лишь в центральном овальном блоке кольцевой структуры и приурочены к штоку гипабиссальных гранитов; они состоят из кварца, мусковита, турмалина, флюорита и содержат молибденит, сфен, апатит.

Зоны березитов, протяженностью до 10 км и шириной до 1 км и более, приурочены к крупным разрывным нарушениям северо-восточного и северо-западного простирания. Последние совпадают с поясами даек основных пород. Березиты пересекают как аргиллизированные породы, так и грейзены. К зонам березитов приурочены проявления сульфидной минерализации (пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит).

Детальное изучение последовательности формирования вулканогенно-интрузивного комплекса и возрастных соотношений магматических образований и гидротермальных метасоматитов показало, что гидротермальная минерализация Тениз-Коржункольской кольцевой структуры трехэтапная. С первым, субвулканическим, этапом связано возникновение безрудных аргиллизитов. Во второй этап, после внедрения гипабиссальных гранитов, образовались грейзены с молибденитом и другими рудными минералами. Третий, березитово-полиметаллический, этап явился завершающим в развитии мезозойского вулканогенно-интрузивного комплекса и связанной с ним гидротермальной минерализации.

Таким образом, горизонтальная зональность гидротермальных метасоматитов Тениз-Коржункольской кольцевой структуры возникла в связи с многоэтапностью гидротермальной деятельности. Выявленные закономерности пространственного размещения метасоматитов могут быть использованы при выделении перспективных участков для поисков редкометального оруденения, связанного с грейзенами, и полиметаллических руд в зонах березитов.

О природе биотитизации в рудных полях месторождений олова

Биотитизированные породы постоянно ассоциируют со многими типами оловорудных месторождений и для некоторых из них играют важную роль в ограничении протяженности оловянного оруденения на глубину. Поэтому выявление природы биотитизации имеет практическое значение.

Анализ изменений минерального и химического состава при биотитизации (Финашин, 1976) показал, что процессы биотитизации сопровождаются привнесом железа, магния, калия, нередко также бора, олова, фтора и других элементов. По характеру изменений эти породы не могут рассматриваться как продукты изохимического контактового метаморфизма, поскольку они несут явные признаки участия метасоматических процессов в своем образовании.

Обращает на себя внимание весьма высокая степень восстановленности биотитизированных пород в рудных полях месторождений олова касситерит-силикатно-сульфидной формации, где коэффициент окисления железа часто не превышает 5—6 % и намного ниже, чем в околоинтрузивных биотитовых роговиках гранитоидных интрузий, с которыми связаны месторождения касситерит-кварцевой формации.

Высокая восстановленность биотитизированных пород месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации коррелирует с таковой хлоритовых ассоциаций околожильных ореолов рудных тел. О сравнительно высокой восстановленности растворов, из которых отлагались касситерит и кварц, свидетельствуют и данные о составе газовой фазы газовой-жидких включений (Моисеенко, Малахов, 1979). Следовательно, устанавливается преемственность в характере растворов, формирующих биотитизированные породы и рудные тела месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации.

В ряде оловорудных районов (Кавалеровский, Комсомольский) устанавливается четкая временная связь процессов биотитизации с внедрением диорит-гранодиоритовых и дацит-андезитовых комплексов магматических пород, причем биотитизации подвержены как сами магматические породы, так и вмещающие породы рамы.

Представляется наиболее вероятным, что образование биотитизированных пород происходило во флюидном потоке, источником которого служат глубинные магмы андезитового состава. Характерными параметрами биотитизирующей флюидной фазы являются глубокая восстановленность и повышенная щелочность.

*Н. Г. Родзенко, Ю. А. Сафаров,
В. С. Векилов, Е. М. Соколов*
(Ростовский ун-т)

Роль площадных и локальных метасоматитов в формировании руд кварц-шеелитовой формации в амфиболитах (Кти-Теберда)

Кти-Тебердинское месторождение расположено в структурно-формационной зоне Главного хребта и сложено протерозойскими кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами. Метаморфический комплекс пород района прорывают интрузии верхнепалеозойских гранитов уллу-камского типа. Вольфрамовое оруденение локализовано в моноклинально залегающих протерозойских метаморфитах альмандин-амфиболитовой фации. Кти-Тебердинское вольфрамовое месторождение относится к гидротермально-метасоматическому типу кварц-шеели-

товой рудной формации. Распределение вольфрамового оруденения контролируется структурными и литологическими факторами, что выражается в приуроченности шеелитовой минерализации к крутопадающим гидротермальным жильным зонам меридиональной и субширотной ориентировки и в резком увеличении ее интенсивности при пересечении тел амфиболитов.

Амфиболиты, переработанные в условиях кремнещелочного метасоматоза, осуществляя рудоконтроль, сами являются рудными телами с выделениями шеелита в виде просечек, порфиробластов и неравномерной вкрапленности.

Среди метасоматитов, связанных с формированием месторождения, выделяются два основных типа: площадные (магнезиальные), образующиеся в целом по телам амфиболитов, и локальные (калиевые), являющиеся околожильными оторочками. Выделенные типы преобразованных пород характеризуются взаимопереходами (биотититы, биотититы—актинолититы, актинолититы—биотититы, актинолититы, актинолитизированные амфиболиты), отражающими направленность процесса и метасоматическую дифференциацию вещества.

Наибольшие концентрации шеелита связаны с локальными метасоматитами (биотититами), значительно меньшие — с площадными (актинолититами).

Л. Ф. Сырицо (ЛГУ)

Роль метасоматических процессов в формировании минералого-геохимической зональности (и рудогенезе) редкометалльных гранитоидов

1. Комплексом минералого-геохимических методов изучена зональность массивов редкометалльных гранитоидов в пределах региональной геоструктурной зоны, представляющей собой область мезозойской активизации. Рассматриваются петрохимический, минералогический и геохимический аспекты зональности.

2. Установлена эволюция состава главных породообразующих минералов (кварц, калишпат, слюды) в процессе образования зональности в массивах гранитоидов с разной редкометалльной нагрузкой. Количественные вариации состава минералов рассматриваются как один из важнейших индикаторов условий минералообразования. При этом типоморфными признаками развития процесса следует считать не только вариации видообразующих элементов, но и содержания элементов-примесей, а также изменения ряда свойств минералов.

3. Стадийность процесса формирования зональности раскрывается в последовательной концентрации характерных редких элементов и изменении структуры корреляционных связей между ними. Весьма показательны при этом вариации индикаторных отношений элементов ряда геохимических пар.

4. Последовательность формирования пород зональных колонок соответствует закономерному падению температуры, определение которой выполнено методами гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений в кварце, топазе, берилле, а также по известным геотермометрам. Так, вариации температурного режима образования пород наиболее полного разреза зональности танталоносных апогранитов литионит-амазонит-альбитового состава находятся в интервале 620—270 °С, вольфрамоносных мусковит-кварц-альбитовых апогранитов — 640—330 °С.

Анализ полученного материала подтверждает гипотезу о метасоматическом генезисе редкометалльных гранитоидов данного формационного типа.

Вертикальная зональность и фаціальность карбонатитовых метасоматитов как причина вариации размещения в них сингенетичной минерализации

Трубообразные массивы ультраосновной—щелочной карбонатитовой формации характеризуются наибольшей вертикальной протяженностью среди других рудно-петрографических формаций, при этом собственно карбонатиты и генетически близкие к ним образования распространяются на глубину до 15 км, а возможно, и больше. Четко проявлена гетерогенность карбонатитов, в которых метамагматические процессы на более глубинных уровнях сменяются преимущественно метасоматическими с хорошо проявленной зональностью инфильтрационного типа в мезо- и низах гипабиссальной фации, а затем интрузивно-экструзивными, эффузивными, чаще туфо-пирокластическими образованиями в приповерхностных и поверхностных фациях (Самойлов, Багдасаров, 1975; Багдасаров, 1978). Карбонатиты хорошо проявленной метасоматической природы развиты в вертикальном диапазоне также не менее 8—10 км.

В карбонатитовых массивах умеренных глубин, где формирование этих пород проходило в несколько стадий, контролируемых главным образом тектоническим режимом становления массива, фиксируется четкое разобщение сингенетичного оруденения во времени и в пространстве. Результатом подобной геохимической дифференциации являются значительные вариации таких индикаторных отношений минералов карбонатитов, как Nb/Ta, U/Th и др., а также разобщение собственно-карбонатитовых и апатитовых, альбит-кальцитовых и других парагенезисов. Отчетливо проявлен контроль размещения редкометальной минерализации со стороны литологического состава исходных пород, что во многом объясняется особенностями кислотно-основного взаимодействия на границе субстрат—раствор и в метасоматической колонке в целом (Пожарицкая, Багдасаров, 1966, и др.).

Убывание доли метасоматических карбонатитов к верхам фаций за счет неметасоматического образования этих пород приводит к уменьшению степени дифференцированности редкометальной минерализации как в отдельных телах карбонатитов, так и в массивах в целом. Понижается и абсолютное содержание редких металлов в карбонатитах. Отдельные жильные тела этих пород неметасоматического происхождения характеризуются ничтожным содержанием редкометальных акцессориев, несмотря на наличие минерализованных метасоматитов на том же гипсометрическом уровне.

Особый характер приобретает процесс карбонатитового метасоматоза в наиболее глубинных зонах формирования этих пород, выходящих ныне на земную поверхность. Метамагматическое замещение древних толщ карбонатитовыми растворами—расплавами практически не сопровождалось интрузивно-магматическими процессами образования силикатных пород щелочного состава, и карбонатиты выступают в качестве почти единственных образований данных зон, не считая сиенито-фенитов; в других случаях щелочные силикатные породы формируются на фронте карбонатизации. Метамагматическое замещение, проходившее в условиях тектонического покоя, обусловило отсутствие проявления различных стадий карбонатитов, температурную монофаціальность их и в связи с этим привело к рассеянному характеру размещения редкометальной минерализации, отсутствию сколько-нибудь значительной дифференциации по указанным индикаторным отношениям. Это касается карбонатитов различного состава, например кальцитовых и доломитовых, карбонатитов, развившихся по различным породам, и т. д.

Сказанное приводит к выводу, что гетерогенность карбонатитов в целом и приуроченность карбонатитовых метасоматитов к определенным уровням глубинности является одним из ведущих факторов размещения редкометальной минерализации как в количественном отношении, так и по степени ее дифференцированности. Механизм подобной дифференциации редкометальной минерализации очень четко «работает» в ходе формирования метасоматически-зональных карбонатитов, апатитовых пород, альбититов умеренных глубин, резко ослабевая к верхам фаций по мере уменьшения роли метасоматоза в карбонатитообразовании и в несколько меньшей степени книзу при увеличении роли метамагматического карбонатитообразования больших глубин.

*В. С. Кудрин, М. А. Кудрина,
А. Е. Силаев (ВИМС)*

Вертикальная и горизонтальная зональность шеелитоносных метасоматитов скарновых месторождений Приморья

В строении рудных полей и отдельных рудных тел скарново-шеелитовых месторождений Приморья (Восток-2 и Лермонтовское) выявлены элементы зональности, связанной с ролью рудопродуктивных гранитоидов, стадийностью постмагматического метасоматоза и закономерной изменчивостью состава метасоматитов и оруденения по вертикали и латерали.

Отчетливо выделяющиеся среди послемагматических образований по смене минеральных ассоциаций безрудная щелочная стадия (скарнирование) и последующие рудопродуктивные стадии кислотного выщелачивания (кварц-полевошпатовый метасоматоз, пропилитизация и березитизация) представляют собой ступени единого, эволюционирующего во времени процесса. Продукты этих стадий слагают единые пластообразные и линзовидные крутопадающие межпластовые скарново-рудные тела в надынтрузивных и околонтрузивных пространствах массивов материнских гранитоидов среди терригенно-карбонатно-вулкано-генных пород и прослежены по простирацию и вертикали на сотни метров.

В условиях локализации и интенсивности метасоматоза перечисленных стадий, помимо естественного влияния состава среды, обнаруживаются следующие общие особенности, отражающие элементы зональности месторождений:

1) Минеральные ассоциации каждой стадии неравнозначны по масштабам развития и проявляют определенную тенденцию пространственной обособленности. Метасоматиты ранней скарновой стадии, представленные существенно пироксеновыми скарнами и близкарновыми метасоматитами, отличаются наибольшим объемом развития. Со скарнами неразрывно связаны подчиненные им апоскарновые кварц-полевошпатовые метасоматиты, представленные гранат-пироксен-кварцевым и пироксен-кварцевым парагенезисами с плагиоклазом и сфеном. Амфибол-эпидотовые ассоциации последующей пропилитовой стадии располагаются, как правило, в контуре развития скарнов, но занимают при этом заметно меньший объем, чем последние. Минимальный объем занимают кварц-карбонатно-слюдистые ассоциации березитовой стадии, располагающиеся преимущественно в контуре пропилитизированных скарнов.

2) В каждую последующую стадию увеличивается пространственная обособленность минеральных парагенезисов в виде прожилковых систем.

3) Соотношения объемов развития метасоматитов выделяемых стадий в скарново-рудных телах закономерно изменяются. По мере при-

ближения к телам рудопродуктивных гранитоидов (как в горизонтальных, так и в вертикальных сечениях) возрастает относительная роль продуктов поздних стадий, особенно березитизации.

4) В пределах обособленных скарново-рудных тел от их краевых частей к внутренним закономерно возрастает роль минеральных парагенезисов пропилитовой, а затем березитовой стадий.

5) Общая интенсивность метасоматического процесса увеличивается вдоль рудоносных зон по направлению к интрузивам гранитоидов, вблизи которых наиболее интенсивно развиты минеральные ассоциации всех стадий процесса.

6) Интенсивность проявления всех стадий в околоинтрузивных зонах, равноудаленных от контактовой поверхности интрузивов, убывает с глубиной.

В соответствии с охарактеризованной сложной зональностью развития метасоматитов находится размещение вольфрамового оруденения, уровни концентрации которого существенно возрастают от кварц-полевошпатовых метасоматитов к березитам.

Т. Л. Нейкур (ИГиГ УНЦ АН СССР)

Зональность и состав метасоматитов контактовой зоны гранитоидного массива в связи с его геохимической специализацией

Изучены парагенетические ассоциации и химизм пород эндо- и экзоконтактовой зоны небольшого массива, входящего в состав мурзинско-адуйского гранито-гнейсового комплекса Урала.

1. Формирование массива идет по принципу магматического замещения. На стадии прогрессивного метаморфизма широкое развитие получают биотитовые и амфиболовые роговики. На внутренние зоны роговиков наложены продукты Si—Na—K-метасоматоза. Пироксен- и форстеритсодержащие породы, возникающие по контакту роговиков и метасоматитов или сохраняющиеся в виде реликтов в метасоматитах, рассмотрены как базифицированные роговики.

2. Основной состав пород вмещающей толщи западного и южного контактов и широкое развитие карбонатных пород в осадочной толще северного и восточного контактов явились, согласно теории «отраженной щелочности», причиной развития кремнещелочных метасоматитов повышенной щелочности: $Ro_{46} + Ди + Пл_{43} + Сф + Ап \rightarrow Гас_{56} + Би_{45} + Орт + Пл_{18-23} + Mg + Ор$. По химическому составу ортоклазовые метасоматиты близки к гранодиорито-сиенитам. Базифицированные породы, развитые по роговиковым вулканитам, имеют состав $Кум + Фо$ или $Шп + Фо \rightarrow Ди \rightarrow Ро + Хр \rightarrow Фл \rightarrow Тк$, по мраморам — $Парг \rightarrow Сап + Энс + Гр \rightarrow Ро + Кц \rightarrow Ск + Фл$, по глиноземистым породам — $Ст + Силл + Би_{63} \rightarrow Гр_{61} + Ки + Би_{50} \rightarrow Ро + Пл_{29-31} \rightarrow Би_{46} + Пл_{18}$.

3. Граниты массива, частично высокотемпературные метасоматиты краевой зоны и роговики подвержены постмагматической переработке. Интенсивно проявлены и широко распространены процессы раннего щелочного метасоматоза, в связи с чем получает развитие ассоциация $Мк + Пл_{12} + Кв$. Процессы грейзенизации проявлены нечетко в краевой зоне массива: $Му + Кв + Гр_9$. С ослабленными зонами сопряжена поздняя альбитизация: $Аб_5 + Кб + Хл$.

4. Расчеты привноса—выноса вещества показывают, что некоторое обогащение внутренних зон контактового ореола Mg, Fe, Ca, Al происходит уже на стадии ороговикования. В связи с процессами базификации возникают зоны последовательного обогащения Mg; Mg и Fe; Mg, Fe и Ca; Ca, Ti, P и S. Из ореола натриевого метасоматоза активно выносятся Mg и только при наложении калиевого процесса—Fe, Ca, S. Постмагматическое преобразование пород характеризуется

особенно контрастным выносом Mg, Fe, Ca, Ti, привносом щелочей и Si.

5. Результаты определения элементов-примесей в 130 пробах пород позволяют разделить их на три группы. К первой отнесены Mn, Cr, Ni, Co, V, Cu, Zn, Sc, имеющие кларковые содержания в исходных породах. В процессе кремнещелочного метасоматоза они «отгоняются» и дают высокие концентрации в зонах базификации. Элементы второй группы—Ti, Mo, Nb, Zr, Y, La, P, Ba, F—содержатся в исходных породах. Ti, Y, La, P, Ba, F в процессе кремнещелочного метасоматоза не контрастно накапливаются. Для Mo, Nb, Zr более высокие концентрации отмечаются в грейзенизированных и альбитизированных породах. Элементы третьей группы—Pb, Cs, Rb, Sr—привносятся в связи с процессами кремнещелочного метасоматоза. Перераспределение и появление собственных минералов связано с постмагматическим преобразованием пород.

Состав исходных пород и повышенная щелочность процессов Si—Na—K-метасоматоза на раннем этапе развития массива определили тип его геохимического профиля и характер развития постмагматических процессов.

*К. В. Подлесский, Д. К. Власова,
П. Ф. Кудря (ИГЕМ АН СССР)*

Зональность оруденения на месторождении Куру-Тегерек

1. На месторождении проявлены различные процессы магматического и послемагматического этапов с образованием окolorудных метасоматитов и руд. В магматический этап формировались магнезиальные скарны с сопутствующим магнетитовым оруденением, в послемагматический—известковые скарны с наложенным пирротин-халькопиритовым оруденением. Большая доля известковых скарнов и сульфидного оруденения образовалась путем метасоматического замещения магнезиальных скарнов и магнетитовых руд.

По различным данным предполагается, что процесс формирования магнезиальных скарнов и магнетитовых руд происходил при температурах выше 700—800 °С (реликты периклаза, ассоциация шпинели и пироксена) и был завершен при температурах порядка 600—400 °С в послемагматическую стадию преобразованием магнезиальных и образованием известковых скарнов.

2. Зональность оруденения проявляется в смене магнетитового оруденения сульфидным.

Типоморфной особенностью магнетитов массивных руд является их неоднородное внутреннее строение и наличие продуктов распада твердого раствора в форме шпинели и манган-магнезиоферрита. Низкие индикаторные отношения Co/Ni, наличие пострудных деформаций указывают на то, что первичные магнетитовые руды претерпели более низкотемпературные метасоматические преобразования.

Сульфидное оруденение в известковых и преобразованных магнезиальных скарнах представлено вкрапленными, прожилково-вкрапленными и массивными рудами с устойчивой минеральной ассоциацией пирротин (гексагональный, моноклинный) + халькопирит + пирит + сфалерит. В окварцованных разностях спутниками этих сульфидов являются арсенопирит и молибденит.

3. Зональность оруденения обусловлена физико-химическими условиями образования соответствующих метасоматитов.

Изучение химического состава и индикаторных примесей (Co и Ni) в равновесных парах сульфидов позволило оценить температурный интервал их образования в 400—220 °С. По данным сфалеритовой геоба-

рометрии, равновесие устанавливалось при давлении 35—50 МПа. Рассчитанные по составам гексагонального пирротина (N_{FeS}) значения фугитивности серы довольно высоки — 10^{-6} — 10^{-7} атм при низкой фугитивности кислорода. Сульфидное оруденение в скарнах связано с дальнейшей эволюцией постмагматических процессов — повышением их кислотности и кислотным выщелачиванием.

Отложение наиболее кислотных сульфидных минералов (арсенопирит, молибденит, пирит) вызывает соответствующие изменения интрузивных и околоскарновых пород (образования типа кварц-серицитовых метасоматитов) и носит наложенный характер. В скарнах это сульфидные жилки с кварцем, кальцитом, амфиболом, хлоритом, эпидотом.

В. А. Буканова (ЛГИ)

Метасоматическая зональность околгнездовых измененных пород на хрусталеносных месторождениях Приполярного Урала

1. Хрусталеносные гнезда залегают в породах разнообразного состава и сопровождаются ореолами изменения, в которых наблюдается метасоматическая зональность. При анализе зональности околгнездовых ореолов выделены три типовые метасоматические колонки, представляющие собой совокупность метасоматических зон, расположенных в определенной последовательности и сложенных метасоматитами соответствующего генетического типа.

2. Типовая колонка содержит ряд зон метасоматитов, каждая из которых характеризуется типоморфными минералами. Их состав и свойства определяются составом и параметрами воздействующего на боковую породу раствора. Минерально-парагенетические ассоциации внутренних тыловых зон колонки наиболее полно характеризуют раствор. В частных колонках или разрезах наблюдаются фациальные разновидности зон, обусловленные составом исходных пород. Каждая из типовых колонок отвечает определенной стадии формирования хрусталеносных гнезд.

3. Типовая колонка, сопровождающая гнезда раннехрусталеносной стадии, содержит в тыловой зоне типоморфную кварц-альбитовую ассоциацию или состоит главным образом из кварца. Во внешних зонах колонки минерально-парагенетическая ассоциация определяется составом исходной породы. По балансу компонентов устанавливается относительный привнос в породу кремнезема и особенно натрия при выносе кальция, калия, магния и железа.

Типовая колонка, сопровождающая гнезда позднехрусталеносной стадии, содержит внешнюю зону с типоморфными карбонатами и внутреннюю зону с характерными слюдястыми минералами (серицит, мусковит или парагонит). Образование метасоматитов происходит при относительном выносе кремния и сопровождается привносом кальция и железа во внешнюю зону, калия — во внутреннюю. Типовая колонка третьего типа сопровождает гнезда с кристаллами кварца аметистовой окраски. Во внутренней зоне этой колонки типоморфные минералы представлены диккитом, монтмориллонитом, каолинитом и гидроокислами железа. В пределах зоны установлен относительный привнос алюминия, кремния, железа при выносе щелочей.

4. Распределение типовых колонок в пространстве и последовательность их формирования во времени закономерны и четко направлены. Это можно наблюдать в пределах отдельных хрусталеносных полей и по провинции в целом.

5. Метасоматиты из зональных околгнездовых ореолов можно отнести к формациям низкотемпературных околорудных метасоматитов. Типоморфными минералами внутренних зон всех типовых колонок яв-

ляются альбит, серицит, глинистые минералы, основу которых составляют инертный глинозем, а также натрий или калий, привнесенные растворами. Это позволяет произвести некоторую реконструкцию состава и свойств хрусталеобразующего раствора в последовательные стадии процесса.

*Н. Л. Колпинская, А. П. Мотов,
Е. В. Плющев (ВСЕГЕИ)*

Региональная метасоматическая зональность рудных узлов срединного массива

По относительно равномерной сети наблюдений масштаба 1 : 50 000 проведено микроскопическое изучение минеральных новообразований в палеозойских и докембрийских породах срединного массива и составлена карта гидротермально-метасоматических изменений для двух рудных узлов общей площадью около 2000 км², а также разрезы по глубоким скважинам и протяженным профилям.

Выявлены следующие региональные метасоматические формации (РМФ), состоящие из сопряженных в пространстве и времени зон различного типа изменений и обусловленные определенными геологическими событиями (Плющев, Ушаков, 1975, 1981):

1) фельдшпатолиито-пропилитовая РМФ, приуроченная к консолидированным блокам срединного массива и связанная со становлением внедренных плутонов инверсионной диорит-гранодиоритовой формации (O_3-S_1);

2) калишпатолиито-серицитолитовая РМФ, образованная в ходе становления глубинных фаций липарит-гранит-порфировой формации (S_1), обрамляющей вулканотектоническую депрессию в зоне сочленения консолидированных и мобильных блоков срединного массива;

3) фельдшпатолиито-грейзеновая РМФ, тяготеющая к интрузиям гранитовой и лейкогранитовой формаций (D) в краевых частях консолидированных блоков срединного массива;

4) пропилито-березитовая РМФ, характеризующая наиболее молодой этап гидротермальной деятельности (D_3-C_1), активизированный тектоническими перестройками заключительной стадии сводово-глыбового развития региона после заложения и заполнения молассоидных впадин.

Пропилито-березитовая РМФ наиболее интересна в практическом отношении, приурочена к пограничным участкам консолидированных блоков и мобильных зон с депрессионными тенденциями развития, что предопределило сохранность соответствующих гидротермально-метасоматических образований на фоне преобладающего воздымания срединного массива. В этой формации граница раздела пропилитовых и березитовых зон слабых изменений трассирует положение рудовмещающих метасоматитов — хлоритовых альбититов или эйситов (по Б. И. Омеляненко). Эйситы с фосфорным, циркониевым, иногда молибденовым оруденением обрамляются березитизированными и далее пропилитизированными породами. Общая эволюционная последовательность метасоматических образований свидетельствует о смене в направлении движения растворов процессов субщелочного железо-магний-кальциевого метасоматоза кислотным метасоматозом и далее щелочным существенно натриевым метасоматозом.

Региональные зоны слабой березитизации раскрываются в сторону наложенных впадин, выполненных красноцветной молассой. Терригенные породы впадин испытали изменения березитоидного и аргиллизитоидного типа с локально проявленной альбитизацией. Есть основания

предполагать, что эти изменения синхронны с формированием пропи- лито-березитовой РМФ.

Анализ региональной метасоматической зональности рудных узлов позволяет провести не только качественную, но и количественную оценку их потенциальных рудных ресурсов.

С. А. Скорospelкин (М-во геологии СССР)

Региональная вертикальная зональность метасоматитов в срединных массивах фанерозоя

Изучение вертикальной зональности метасоматитов имеет большое значение для решения актуальной проблемы поисков глубоко залегающих месторождений в пределах срединных массивов. Предметом исследования являются плутоно-ультраметаморфогенно-метасоматические формации, развивающиеся по всему разрезу коры срединных массивов.

В докембрийскую эпоху в массивах в результате регионального высокотемпературного кремнещелочного метасоматоза калиевого профиля (гранитизация) образуются порфиробластовые сланцы, магматиты и гнейсы, слагающие гнейсово-купольные структуры. В ряду вертикальной зональности плутоно-ультраметаморфогенно-метасоматических формаций эти образования занимают основание колонны метасоматитов и развиваются регионально. Ультраметаморфогенно-метасоматические комплексы как бы пронизывают большинство метаморфических и осадочно-вулканогенных формаций, по отношению к последним они образуют вторичную вертикальную зональность и являются эпигенетическими.

В фанерозойскую эпоху в результате анатексиса в гнейсовых куполах формируются батолитоподобные плутоны умеренно кислых гранитоидов, которые затем подвергаются кремне-калиевому метасоматозу, приводящему к образованию порфиробластовых гранитов и адамеллитов. В колонне вертикальной зональности эти образования занимают среднюю часть. По сравнению с докембрийскими гнейсами граниты фанерозоя развиты не повсеместно, но также очень широко. Их размещение носит ареальный характер, они занимают 50—70 % территории массивов.

Кремне-калиевый метасоматоз сменяется высокотемпературным натриевым метасоматозом и грейзенизацией, с которыми связано редкометальное оруденение. Размещение альбитизированных и грейзенизированных гранитов носит линейно-узловой характер: с одной стороны, они контролируются региональными зонами тектонических нарушений, с другой — гнейсовыми куполами и залегающими в их ядрах гранитоидами. Редкометальные граниты срединных массивов слагают верхнюю часть колонны плутоно-метасоматической зональности. Они как бы вырастают из порфиробластовых гранитов, надстраивая их.

Завершается ряд вертикальной зональности формациями пропи- литов, средне-низкотемпературных натриевых метасоматитов, березитов, аргиллизитов, с которыми связана разнообразная рудная минерализация. Перечисленные формации развиваются локально, относятся к категории околотрещинных и размещаются в краевых частях гранито-гнейсовых куполов, в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов.

Таким образом, процесс становления региональной вертикальной зональности метасоматитов развивается на фоне снижения температуры, вариаций кислотности—щелочности растворов и прогрессивного сокращения площади проявления от региональных метасоматических гнейсов, занимающих основание вертикальной колонны, ареальных полигенных гранитоидов (анатектоидно-метасоматических, палингенно-метасо-

матических), линейно-узловых альбитизированных и грейзенизированных гранитов до венчающих колонну средне-низкотемпературных локальных околотрещинных метасоматитов. Вертикальная зональность метасоматитов представляет собой результат мощной флюидизации коры срединных массивов глубинными кремнещелочными растворами.

*В. В. Гордиенко, В. Г. Кривовичев,
Л. Ф. Сырицо, Л. Г. Порицкая (ЛГУ)*

Минералого-геохимические особенности зональности редкощелочнометалльных селективно-калиевых метасоматитов троговых зон докембрия

1. В зависимости от характера исходного субстрата среди редкощелочнометалльных селективно-калиевых метасоматитов (РКМ) могут быть выделены апобазитовые, апогнейсовые и апокарбонатные (РКАМ, РКГМ и РККМ соответственно). Характер проявления зональности в РКМ определяется структурно-текстурными особенностями исходных пород и их химическим составом.

2. Наиболее отчетливо зональность проявлена в РКАМ, развивающихся по массивным габбро-анортозитам. Для этих метасоматитов типично наличие 3—6 зон (мощностью до нескольких десятков метров), каждая из которых характеризуется определенным набором типоморфных минералов. Химический состав и физические свойства последних закономерно изменяются от ранних зон колонки к ее внешним частям. По поведению в процессе метасоматической переработки габбро-анортозитов малые элементы отчетливо подразделяются на две группы — «избыточные» элементы кристаллизационного остатка кислых магм и «дефицитные» элементы фемического типа, которыми обогащены исходные габбро-анортозиты. При этом концентрации элементов первой группы в целом повышаются, а второй — понижаются от ранних к поздним зонам метасоматической колонки. Разделение малых элементов на две группы хорошо согласуется с поведением петрогенных элементов в процессе формирования метасоматитов.

3. В РКАМ, образующихся по первично-стратифицированным породам (амфиболитам), мощность отдельных зон редко превышает первые сантиметры; метасоматиты представляют собой многократное чередование частных колонок и формируют полосчатые породы типа «слоеного пирога».

В РКГМ и РККМ не установлено зонального строения, и для них характерно лишь наличие новообразованного биотита с повышенным содержанием редких щелочных элементов.

4. Минерагеническая специализация РКМ и особенности распределения в них Li, Rb и Cs определяются химическим составом субстрата, положением зоны в метасоматической колонке и пространственным соотношением РКМ с телами редкометалльных пегматитов. В целом, при прочих равных условиях, минимальные концентрации редких щелочных элементов свойственны РКМ, развивающимся по субстрату кислого состава (по гнейсам, кислым метаэффузивам), а минимальные — РКМ, развивающимся по основным породам (по амфиболитам и особенно по карбонатно-туфогенным породам). Наиболее отчетливо эта зависимость фиксируется закономерным изменением отношений K/Cs и Rb/Cs. Установленная закономерность в поведении редких щелочных элементов удовлетворительно объясняется кислотно-основным взаимодействием (по Д. С. Коржинскому) раствора с породами субстрата. В зональных метасоматитах уменьшение отношений K/Cs и Rb/Cs от ранних зон колонки к ее тыловой части обусловлено тем, что коэффициенты распределения K/Cs и Rb/Cs меньше единицы.

5. РКМ и редкометальные пегматиты имеют сходную геохимическую специализацию. Так, РКМ в поле развития сподуменовых пегматитов селективно обогащены литием, в поле развития поллуцитовых пегматитов — цезием и т. д. Существующую пространственную связь между РКМ и гранитными пегматитами следует рассматривать как парагенетическую.

В. А. Максимовский (ВСЕГЕИ)

Бруситы — продукты водородного метасоматизма

На территории Малого Хингана известны месторождения брусита, локализованные в позднепротерозойских карбонатных толщах, сложенных доломитами, доломитизированными известняками с линзами магнетита и прослоями кремнистых сланцев. Бруситовые породы (бруситы) приурочены, как правило, к эндоконтактам массивов палеозойских гранитоидов и развиты в полосе меридионального направления, вытянутой на десятки километров. Химический состав бруситов довольно однороден: MgO — обычно не менее 60 %, H_2O^+ — не менее 29 %, CaO и SiO_2 — первые проценты, Mn и Mo — десятки доли процента. Бруситовые залежи имеют зональное строение. Центральные части их сложены бруситом, к периферии наблюдается постепенный переход в брусит-магнезитовые породы и далее в бруситовые мраморы и кальцифиры. Характерно отсутствие периклаза.

По мнению автора, бруситовые залежи образовались в процессе своеобразного водородного метасоматизма, связанного с широким проявлением плутонического магматизма в зонах глубинных разломов. Последний сопровождался интенсивным притоком из-под коровых горизонтов флюидов, в составе которых ведущую роль играли водород, гелий и другие летучие компоненты. Взаимодействие флюидов с магнезиальными карбонатными породами привело к образованию брусита и высвобождению свободного углерода в форме графита. «Углеродизация» вмещающих пород является характерной чертой зон локализации бруситов. К этим же зонам приурочены аномалии гелия, подтверждающие глубинный характер зон разломов.

В. С. Левентов (ВСЕГЕИ)

О некоторых особенностях зонального строения щелочных метасоматитов одного из районов Вьетнама

1. В пределах одного из малоизученных районов Северо-Западного Вьетнама, расположенного на стыке Южно-Китайской платформы с Западно-Вьетнамской складчатой областью, ранее выявлены и изучены своеобразные калиевые метасоматиты, генетически связанные с малыми интрузиями и дайками эгириновых снитов палеогенового возраста. Эти магматические образования прорывают карбонатную палеозойскую толщу, частично перекрытую меловыми основными эффузивами.

2. Калиевые метасоматиты зафиксированы как в карбонатной толще, так и в эффузивных породах. Они принадлежат к двум метасоматическим формациям, закономерно сменяющим друг друга во времени: а) фенитов и б) гумбеитов. Более поздние и более низкотемпературные метасоматиты формации гумбеитов почти повсеместно наложены на фениты и в ряде случаев их полностью трансформируют.

3. Фениты развиты преимущественно в мраморах и сложены калиевым полевым шпатом, флогопитом, эгирин-авгитом, магнетитом, ильменорутилом при подчиненной роли альбита и рибекита. Существен-

но калиевополевошпатовый состав этих метасоматитов свидетельствует об их принадлежности к субформации калиевых фенитов (Беляев, Левентов, Румянцев, 1976). Гумбеиты, развитые по основным изверженным породам, имеют биотит-карбонат-ортоклазовый, а по мраморам — бастнезит-паризит-барит-ортоклаз-карбонатный состав.

4. Метасоматическая зональность наиболее четко проявлена в ореолах гумбеитизации габброидов. Выделяются внутренняя, две промежуточные и внешняя зоны, характеризующиеся определенным минеральным составом: внешняя зона — уралитизированный пироксен + амфибол + эпидот + основной плагиоклаз; 1-я промежуточная зона — амфибол + эпидот + средний плагиоклаз + серицит; 2-я промежуточная зона — эпидот + альбит + калиевый полевоый шпат + биотит + серицит + карбонат; внутренняя зона — калиевый полевоый шпат + биотит + карбонат. Эта зональность часто осложнена системой жил и прожилков бастнезит-паризит-ортоклаз-барит-карбонатного состава, многократно образующихся путем выполнения открытых трещин.

5. Данные химического, спектрального и рентгеноспектрального анализов и расчеты баланса вещества свидетельствуют об устойчивом привносе во вмещающие породы в процессе гумбеитизации K, CO₂, Mn и таких характерных для щелочных сиенитов элементов-примесей, как P, TR, Ba, Sr, F.

6. Отложение редкометалльных и редкоземельных акцессорных минералов в измененных породах контролируют следующие факторы: 1) физико-химические барьеры — минералы Ta, Nb и TR, как правило, локализуются во внутренней зоне метасоматической колонки, а также внутри жил и прожилков выполнения открытых трещин; 2) геохимические барьеры, например контакты карбонатных и основных пород, способствующие разделению минеральных парагенезисов с отложением редкометалльных минералов в более глубоко залегающих карбонатных породах, а редкоземельных минералов — в приповерхностной зоне в основных эффузивах. Таким образом, ореолы щелочного метасоматизма можно использовать как поисковый признак на Ta-Nb-TR-оруденение гидротермального типа.

*О. Н. Грязнов, В. И. Чесноков,
В. В. Григорьев, Ю. А. Дворников,
В. А. Елохин (Свердловский горный
ин-т)*

Метасоматическая зональность восточного склона Полярного Урала

Восточный склон Полярного Урала охватывает большую часть Полярноуральского мегантиклинория и западный фрагмент Щучинского синклинория. Здесь установлен ряд рудоносных метасоматических формаций, пространственно-временные взаимоотношения которых выражены региональной метасоматической зональностью.

Латеральная метасоматическая зональность определяется последовательной сменой от центра к периферии высокотемпературных парагенезисов средне-низкотемпературными. Отмечаются два типа зональности: зональность слюдистых образований с халькофильной металлогенической специализацией и зональность полевошпатово-слюдистых метасоматитов с фрагментарным развитием железо-магнезиальных силикатных ассоциаций. Обоим типам свойственна западная асимметрия, восточные фланги, как правило, лишены крайних членов.

Первый тип наиболее четко проявлен в северной части Талото-Пайпудынского синклинория. Вокруг Лекын-Тальбейской антиклинали наблюдается концентрически-зональное расположение рудно-метасоматических ассоциаций: оксеталиты (Cu, Mo) — кварц-серицит-хлорито-

вые метасоматиты (Cu) — листвениты—березиты (Sb, Pb, Zn, Ba) — гидрослюдистые метасоматиты (Pb). Второй тип зональности характерен для западного обрамления Харбейского антиклинория. В Щучинско-Хадатинском, Лонгот-Юганском, Харбейско-Пайпудынском блоках устанавливается последовательный ряд формаций: известково-скарновая (Cu, Mo) — альбититовая (Nb, TR) — грейзеновая (Mo, W) — лиственит-березитовая (Sb, Pb, Zn, Ba) — гидрослюдистых метасоматитов (Pb). В пределах конкретных рудных полей зональное распределение комплексов метасоматических пород выражено более отчетливо.

Проявление региональной метасоматической зональности может быть вызвано закономерной эволюцией магматизма и постмагматических явлений, сменой p - T -градиентов во времени и пространстве. Не исключено сочетание латеральной и вертикальной зональности, нашедшее свое отражение в различных уровнях эрозионного среза рудовмещающих блоков.

Выявление закономерностей пространственного распределения рудоносных метасоматических формаций и их парагенетических связей с магматизмом позволяет использовать метасоматиты для целей прогноза и поисков месторождений цветных и редких металлов.

А. И. Гусев (ПГО «Севказгеология»)

Зональность метасоматитов и полиметаллического оруденения Северного Кавказа

1. Региональная металлогеническая зональность полиметаллического оруденения на Северном Кавказе определяется наличием других промышленно-генетических типов — жильного кварц-полиметаллического и колчеданно-полиметаллического. Для жильного полиметаллического оруденения устанавливается пространственная приуроченность к дайковому комплексу и малым интрузиям амфиболитов, диоритов, гранит-порфиров калий-натриевой и калиевой серий. Колчеданно-полиметаллические месторождения тяготеют к участкам распространения эффузивов и силлов спилитов, диабазов, альбитофиров натриевой серии.

2. В металлогенических зонах с полиметаллическим оруденением жильного профиля роговики и метасоматиты в контактах даек и интрузий маломощны (0,1—0,5 м) и представлены адинолами, сплоситами. Их формирование сопровождается привносом кремния, железа, магния и натрия. Жильные месторождения распространены в доюрском основании и в юрских песчано-сланцевых отложениях. В верхнем структурном этаже в аргиллитах и глинистых сланцах свинцово-цинковые жилы сопровождаются слабо проявленной хлоритизацией, серицитизацией, карбонатизацией, окварцеванием. В кристаллических сланцах и гранитоидах нижнего структурного этажа к перечисленным изменениям добавляются специфические околорудные процессы — скарнообразование (месторождения Садон, Хуз-Хура), турмалинизация (Старо-Дарьяльское, Алхой-чоч).

Отмечается снижение концентраций рубидия и калий-натриевого отношения в метасоматитах от ранних ассоциаций к поздним.

3. Вблизи крупных колчеданных объектов около силловых залежей развиты мощные роговики и метасоматиты по глинистым сланцам (альбитовые, гранатовые, хиастолитовые разности). Метасоматиты образовались с привносом натрия, магния, кальция, кремния и выносом калия, железа, алюминия. Крупные конседиментационные рудоподводящие разломы сопровождались зонами кислотного выщелачивания с зональным распределением в пространстве кварцитов, кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых метасоматитов (вплоть до хлоритолитов). По

латерали по мере приближения к контактам рудных тел во всех фа-
циальных типах метасоматитов происходит резкое увеличение отноше-
ния K/Na (до 25—30) и снижение концентраций рубидия и стронция.

Х. А. Тедиашвили (ГИ АН СССР)

О зональности околорудных аргиллизитов Квайсинского рудного поля

1. Квайсинское рудное поле расположено на южном склоне Боль-
шого Кавказа, в восточной части Гагрско-Джавской раннеальпийской
эвгеосинклиальной зоны, и характеризуется преимущественно свинцо-
во-цинковым и барит-полиметаллическим оруденением, развивающим-
ся среди пород порфиритовой свиты байоса и известняков верхней юры.
В отмеченных рудовмещающих породах обоснована двухэтапная исто-
рия развития метасоматитов: I — региональная пропицитизация алю-
мосиликатных пород и окварцевание известняков; II — формирование
околорудных аргиллизитов, проявленных по-разному в различных по-
родах. Вместе с тем околорудные аргиллизиты, возникшие на контакте
отмеченных пород, рассматриваются как следствие своеобразного би-
метасоматоза в условиях низких температур и давлений.

2. Околорудные аргиллизиты характеризуются определенными чер-
тами горизонтальной и вертикальной зональности, выявляющимися в
распределении минеральных парагенезисов, минералов, элементов.

3. Горизонтальная зональность в аргиллизитах по алюмосиликат-
ным породам выразилась в наличии во внешних зонах сильно пропи-
цитизированных пород в ассоциации с хлоритом и монтмориллонитом, по
известнякам — в перекристаллизации с образованием прожилков гли-
нистых и рудных минералов, обусловливающих полосчатую текстуру
метасоматитов. Промежуточные и внутренние зоны как алюмосиликат-
ных, так и карбонатных пород наряду с окварцеванием характеризуются
преимущественным развитием глинистых минералов (глинистый хло-
рит, монтмориллонит, гидрослюда, гидрослюда—монтмориллонит, кор-
ренсит, каолинит). Содержание глинистых минералов в метасоматитах,
развитых по известнякам, не превышает 5—10 %.

Сопоставление полученных данных по распределению глинистых
минералов с «эталонными» рядами показало, что зональный ряд в ар-
гиллизитах Квайсинского рудного поля выражен неполно: в большин-
стве случаев отсутствует зона каолинитизации.

Изучение смешаннослойного минерала гидрослюда—монтморилло-
нит показало, что количество гидрослюдистых пакетов при приближе-
нии к рудным телам увеличивается.

Все зоны аргиллизитов и все уровни глубинности характеризуются
обилием карбоната. При исследовании элементов-примесей в метасома-
титах и рудах установлено наличие ореолов рассеяния халькофильных
(Zn, Pb, Cu, Cd) и ореолов выщелачивания сидерофильных (Co, Ni, Cr,
V) элементов.

4. Вертикальная зональность околорудных аргиллизитов выражена
нечетко. С глубиной в промежуточных зонах наряду с другими глини-
стыми минералами (хлорит, монтмориллонит, гидрослюда, гидрослюда—
монтмориллонит) фиксируются корренсит, каолинит. В средних горизон-
тах они исчезают и встречаются в небольшом количестве лишь в уча-
стках с незначительным оруденением. В приповерхностных зонах, где
руды отсутствуют, глинистый метасоматоз выражен в развитии лишь
гидрослюда—монтмориллонита и незначительно хлорита.

В гидрослюде—монтмориллоните с глубиной возрастает количест-
во гидрослюдистых пакетов.

В аргиллизированных известняках на более глубоких горизонтах
наряду с другими новообразованиями появляется пренит.

Зональность метасоматитов медноколчеданных месторождений Урала

1. Минеральный состав, структурно-текстурные особенности и зональность метасоматитов на медноколчеданных месторождениях Урала, тесно связанных во времени с определенными фациями вулканогенных формаций, зависят от характера тектоно-магматических процессов и интенсивности их воздействия на рудные тела и вмещающие их породы. В наиболее общем случае могут быть выделены три основные группы месторождений. Первая группа, характеризующаяся нахождением рудных тел среди слабо дислоцированных вулканитов, уровень метаморфизма которых не превышает пренит-пумпеллиитовой фации, по составу и зональности метасоматитов наиболее отвечает обстановкам синвулканического рудогенеза. Во вторую группу включены месторождения, залегающие в интенсивно дислоцированных вулканитах, метаморфизм которых достигает зеленосланцевой фации. К третьей, мало распространенной, группе относятся месторождения, залегающие в слабо дислоцированных вулканитах, которые в ореоле воздействия гранитоидов испытали контактовый метаморфизм различной интенсивности.

2. На месторождениях первой группы продукты метаматоза, выделенные В. А. Прокиным в серицитолитовую формацию, развиты со стороны лежачего бока согласных рудных залежей в виде воронковидных тел, ограничены уровнями локализации руд и обладают латеральной зональностью относительно секущих рудоподводящих каналов. Внутренние зоны, характеризующиеся ассоциациями пирит—кварц—серицит, пирит—кварц—хлорит—серицит, сменяются промежуточными зонами с ассоциациями пирит—кварц—альбит—хлорит, пирит—кальцит—кварц—альбит—хлорит. Внешние зоны представлены минеральными ассоциациями типа зеленокаменных преобразований и метаморфизма погружения (кварц—кальцит—эпидот—уралит—пренит—пумпеллиит—альбит—хлорит), на фоне которых проявлена интенсивная прожилковая и гнездовая эпидотизация. В кровле рудных тел серицитосодержащие ассоциации отсутствуют либо развиты незначительно.

3. На месторождениях второй группы первичная зональность осложнена перераспределением серицита, хлорита и кварца по зонам рассланцевания, возникающим при динамометаморфизме и обычно развивающимся согласнo с напластованием. Такие осложнения не меняют главных черт зональности, а лишь затушевывают границы зон. Появляются также новые минеральные фазы: диаспор, пирофиллит, зунит, рутил.

4. Месторождения третьей группы отличаются существенным преобразованием состава метасоматитов при сохранении основных черт типовой зональности. Во внутренних зонах по серициту и хлориту развиваются кордиерит, антофиллит, биотит; в промежуточных и внешних— биотит и амфиболы; пирит замещается пирротинoм, а иногда и магнетитом.

5. Изменение состава метасоматитов в зависимости от интенсивности метаморфизма отвечает ряду: глинистые минералы → серицит + хлорит → пирофиллит → мусковит → фенгит → биотит + андалузит + кордиерит → силлиманит. При этом зональность метасоматитов отчетливо подчинена подводящим каналам, которые по восстанию ограничены поверхностями напластования, контролирующими положение рудных тел.

**Закономерности размещения и зональность
позднеюрских метасоматитов и сопряженных с ними руд
в Олекминском Становике (Восточное Забайкалье)**

1. На Олекминском Становике позднеюрские метасоматиты и заключенные в них кварц-сульфидные руды парагенетически связаны с образованием и становлением гранитоидного амуджикано-сретенского комплекса. Выделяются две серии пород, являющиеся производными различных магматических очагов. Одна из них включает крупные гранитные плутоны, приуроченные к протяженным близширотным разломам, характеризуется повышенными концентрациями летучих компонентом, гомодромным рядом дифференциации. Другая серия пород представлена сравнительно небольшими плутонами, контролируруемыми северо-восточными разломами, отличается высокой щелочнометаллическостью, повышенной железистостью и пониженными содержаниями летучих в минералах. Каждая из выделенных серий гранитоидных пород сопровождается соответствующими метасоматитами и рудами.

2. В ассоциации с первой серией гранитоидов установлены грейзены, кварц-турмалиновые и кварц-серицитовые метасоматиты. Для них характерно площадное развитие с проявлением зональности, обусловленной близостью к крупным гранитным плутонам. Преимущественное развитие имеют кварц-серицитовые и кварц-турмалиновые метасоматиты, соответствующие двум минеральным фациям одной формации. Геохимическими особенностями гидротермально-метасоматических образований, сопряженных с первой серией пород амуджикано-сретенского комплекса, являются повышенные концентрации в них бора, молибдена и висмута.

3. С гранитоидными плутонами второй серии связано образование известковых скарнов, актинолит-полевошпатовых и кварц-серицитовых метасоматитов, березитов. Размещение метасоматитов контролирует система северо-восточных разрывных нарушений. Зональность метасоматитов носит сложный характер, что обусловлено разнообразием структурных элементов, контролирующих их локализацию, контрастным составом исходных пород, явлениями телескопирования. Типоморфными элементами гидротермального процесса, сопряженного со второй серией пород, являются мышьяк, сурьма и медь.

Л. Л. Ляшенко (ПГО
«Камчатгеология»)

**Метасоматическая зональность и оруденение одной из вулканоструктур
Корякского нагорья**

1. Рассматриваемая вулканоструктура представляет собой крупный стратовулкан неоген-четвертичного возраста, заложенный на ранне-среднемиоценовом терригенном основании. В ее строении можно выделить три зоны: жерловую, промежуточную (склоновую) и внешнюю (зону срыва и проседания по внешним кольцевым разломам). Они различаются по типу и интенсивности гидротермальной деятельности и металлогенической специализации.

2. В жерловой зоне, сложенной на 90 % эффузивами, гидротермальная деятельность протекала наиболее интенсивно и многоактно и выразилась в переработке во вторичные кварциты более 50 % исходных пород (по площади). Массив вторичных кварцитов имеет нечеткое зональное строение и характеризуется широким развитием центральных

(монокварцитовых) и серицитовых фаций при подчиненном значении алунитовых и каолинитовых. В пределах зоны развиты высокотемпературные минералы (андалузит, корунд, цунинг и др.) и проявлена своеобразная медная минерализация, представленная сульфосолями группы энергита — люционита. Явно выражен метаморфизм более ранних низкотемпературных вторичных кварцитов с разрушением серых залежей и проявлением медного оруденения. В этой зоне резко повышены фоновые содержания таких элементов, как мышьяк и медь.

3. В промежуточной зоне, охватывающей подножье палеовулкана и сложенной на 60 % пирокластическими разностями, гидротермальная деятельность выразилась в образовании низкотемпературных сероносных вторичных кварцитов вдоль радиальных разломов. Массивы кварцитов здесь имеют четкое зональное строение. Центральные фации сложены монокварцитами с линзами сульфидно-кварцевых пород и характеризуются значительным привнесом кремнезема и серы. К периферии они сменяются серными и серно-алуниновыми кварцитами, которые сменяются алунино-кварцевыми, каолинит-кварцевыми и каолинит-монтмориллонитовыми фациями кварцитов. Для этой зоны характерны повышенные содержания серы, калия и ванадия.

4. Внешняя зона (зона срыва) совпадает с периферией вулканотектонической постройки и сложена в основном туфогенно-осадочными образованиями. Для нее характерно развитие кольцевых разломов и обилие внедрившихся по ним субвулканических тел. Гидротермальные процессы выразились в площадной аргиллизации и образовании жильных тел монокварцитов и опалитов. В этой зоне вновь резко возрастает содержание меди.

5. Особенности геологического строения зон и гидротермальных процессов обусловили метасоматическую зональность в пределах структуры, а также закономерное размещение промышленных концентраций меди и других металлов в жерловой и внешней зонах и серы с алунином — в промежуточной.

Г. М. Педяш, М. П. Лобанов
(ВостСибНИИГГиМС)

О зональности кварц-кордиерит-антофиллитовых метасоматитов (Северное Прибайкалье)

В Северной Прибайкалье (Кутимский блок Мамско-Даванского метаморфического пояса) впервые выявлены высокотемпературные диафториты, представляющие собой метасоматические образования, состоящие из кварца, флогопита, кордиерита, антофиллита, нередко фибролита и ставролита. Ранее эти метасоматиты рассматривались как метаморфические образования укучиктинской, чуйской и других толщ.

Зоны диафореза обычно имеют пологое залегание и мощность более 5—7 км. В них устанавливается отчетливая горизонтальная метасоматическая зональность: рассланцованные двуслюдяные плагиогнейсы (25 % кварца) — флогопит-кордиерит-кварцевые породы (60—70 % кварца) с пирохлором, сфеном, цирконом, апатитом — фибролит-флогопит-кордиерит-кварцевые породы (60 % кварца) с пирохлором, цирконом, апатитом — кордиерит + антофиллит-кварцевые породы (80—85 % кварца) с пирохлором, цирконом, апатитом.

В некоторых зонах биотитовые плагиогнейсы с гранатом переходят в кварц-мусковит-биотитовые диафториты (слюдиты), сменяющиеся биотит-флогопит-фибролит-кордиерит-кварцевыми метасоматитами с касситеритом, цирконом. Бескордиеритовые кварц-мусковит-флогопитовые метасоматиты нередко содержат рутил.

Химический состав метасоматитов свидетельствует об их высокой магнезиальности и глиноземистости. В генетическом плане они относятся к кварц-андалузитовому типу кислотного выщелачивания [Кориковский, 1967]. В рудно-минерогенетическом отношении эти метасоматиты близки к скандинавским кордиерит-антофиллитовым «скелам», несущим серноколчеданное титановое, возможно, и редкометальное (Nb, Sn и др.) оруденение.

Р. А. Хазов (ИГ Карельского фил.
АН СССР)

Региональная и вертикальная зональность метасоматитов Приладожья

Метасоматические образования Приладожья относятся к двум главнейшим эпохам геологического развития района свекофенской геосинклинально-складчатой и рифейской (готской) тектоно-магматической активизации. Их размещение контролируется соответственно региональным метаморфизмом и гранитизацией, а также многофазной интрузией гранитов рапакиви.

В Ладожском синклинии в направлении с северо-востока на юго-запад устанавливается следующая зональность в размещении метасоматитов: зеленосланцевая фация — кварцевые и кварц-хлоритовые метасоматиты; амфиболитовая фация: в мусковит-силлиманит-ортотлазовой зоне — известковые апомагнезиальные и известковые инфильтрационные эндоскарны с редкометально-вольфрамовым оруденением и редкометальные пегматиты, в кордиерит-гранатовой зоне — магнезиальные скарны (в основном по нижнему доломитовому горизонту); гранулитовая фация — магнезиальные скарны, широко развитые во всех горизонтах доломитовых пород.

Полевошпатовые метасоматиты, связанные с позднеорогенными гранитами, известны не только в подвижной зоне, но и в краевой части геосинклинальной рамы.

В кислотною стадию скарны замещаются кварц-эпидот-хлоритовыми и кварцевыми метасоматитами. Нередко эти метасоматиты развиваются также и по другим породам в зонах тектонических нарушений.

Вертикальная зональность скарнов соответствует классической и варьирует в зависимости от способа их образования (биметасоматоз, инфильтрация), от мощности замещаемых доломитовых пластов и интенсивности их тектонической проработки. Для полевошпатовых метасоматитов вертикальная зональность не изучена, хотя на глубине предполагаются оруденелые грейзены и альбититы [Хазов и др., 1978].

Рифейские метасоматиты пространственно связаны с гранитами трех фаз, различающимися по петро-геохимическим особенностям и металлогенетической специализации. Главную роль играют магнезиальные и известковые апомагнезиальные скарны. При этом для первой фазы характерно сфалерит-магнетитовое оруденение и широкое развитие эпидот-кварцевых метасоматитов, для второй — магнетит-сфалерит-касситеритовое оруденение с сопровождающими полевошпатовыми, кварц-хлоритовыми и кварцевыми метасоматитами и для третьей — магнетит-касситерит-редкометально-флюоритовое (\pm сфалерит) оруденение с сопровождающими полевошпатовыми, грейзеновыми и кварцевыми (\pm хлорит) метасоматитами.

Вертикальная зональность скарнов в общих чертах не отличается от классических метасоматических колонок. Отмечается большая мощность гранатсодержащей зоны контактово-инфильтрационных скарнов, достигающая на западном фланге месторождения Кителя 700 м. Развитые в скарнах полевошпатовые, грейзеновые, кварц-эпидот-хлоритовые и кварцевые метасоматиты контролируются зонами тектонических

нарушений. Для гранитов второй фазы характерны полевошпатовые метасоматиты с редкоземельной минерализацией и маломощные жилы флюорит-сидерофиллит-кварцевых грейзенов, а для гранитов третьей фазы — альбитовые апограниты и грейзены с оловянным, редкометальным и молибденовым оруденением.

В метасоматически измененных гранитах третьей фазы, преимущественно в куполовидных или гребневидных выступах, наблюдается следующая вертикальная зональность: в экзоконтактовой зоне располагаются тела штокшейдеров и зонки грейзенов, сменяющиеся в апикальных частях выступов жильными телами или залежами топаз-слюдисто-кварцевых грейзенов, переходящими на некоторой глубине в альбитовые апограниты и альбитизированные граниты.

В. П. Рогова (М-во геологии СССР)

Региональная зональность низкотемпературных метасоматитов в активизированных областях Забайкалья

На основании разномасштабного объемного минералогического картирования (с применением полуколичественного дифрактометрического анализа), проведенного в гранитоидах, вулканотектонических и терригенных впадинах мезозойского возраста, выявлена региональная горизонтальная и вертикальная зональность в распределении минеральных ассоциаций гидротермально-метасоматических зон цеолитизации и аргиллизации. Установлено, что для Восточного Забайкалья характерно площадное развитие каолинизации, ореолы которой в терригенно-вулканических структурах фиксируются на протяжении первых сотен километров; ореолы монтмориллонита, смешаннослойного минерала гидрослюда—монтмориллонит, гидрослюды локальны и распространены на десятки километров. С глубиной 200—500 м и более в зависимости от амплитуды смещения поднятых и опущенных блоков ореол каолинизации последовательно сменяется также локальными ореолами монтмориллонита, гидрослюды—монтмориллонита, региональным ореолом гидрослюды, иногда хлорита и карбоната. С ореолом каолинизации связаны проявления самородного мышьяка, иногда флюорита.

В Центральном и Западном Забайкалье в терригенно-вулканических структурах площадным распространением пользуется ореол монтмориллонитизации. На его фоне отмечаются локальные ореолы каолинита, гидрослюды-монтмориллонита, гидрослюды. В ореолах монтмориллонитизации и гидрослюдизации отмечаются проявления полиметаллов. В зонах влияния глубинных разломов кроме монтмориллонита присутствуют цеолиты разнообразного состава. Так, в зоне влияния Чикой-Ингодинского структурного шва в гранитоидах харалгинского комплекса и терригенных впадинах отмечаются локальные (первые километры) ореолы монтмориллонит-ломонтит-десминового состава. По направлению с запада на восток количество ломонтита в ореолах уменьшается, а количество десмина возрастает. Ореол прослежен до глубины 800 м. С глубиной количество десмина и особенно карбоната возрастает.

В зоне влияния Хилокского регионального разлома преобладают гейландит и морденит. Степень проявления цеолит-монтмориллонитовых метасоматитов значительно меньше; на глубинах 200—300 м они сменяются гидрослюдой или интенсивной карбонатизацией (кальцит — в восточной части, родохрозит — в западной). В зоне влияния Удино-Витимского регионального разлома на фоне площадной монтмориллонитизации также отмечаются локальные ореолы каолинита, гидрослюды—монтмориллонита, цеолитов, гидрослюды.

В зоне влияния Тугнуй-Кондинского регионального разлома значительным (десятки километров) распространением, особенно на глуби-

нах 200—500 м, пользуется смешаннослойный минерал гидрослюда — монтмориллонит, сменяющейся гидрослюдой. С поверхности и до глубины 200—300 м развиты ореолы цеолитизации.

Таким образом, региональная горизонтальная зональность выразилась в смене каолинового площадного ореола, развитого в Восточном Забайкалье, монтмориллонитовым в Центральном и Западном Забайкалье с проявлениями разнообразных цеолитов в зонах влияния региональных глубинных разломов. Вертикальная зональность выразилась в последовательной смене сверху вниз каолинового ореола монтмориллонитовым, монтмориллонит-цеолитовым, смешаннослойным гидрослюда—монтмориллонитовым, гидрослюдяным, иногда хлоритовым и карбонатным. Эта зональность является устойчивой, выдерживается как в локальных, так и региональных ореолах, не зависит от состава вмещающих пород и может быть использована при поисково-оценочных и прогнозных работах.

*В. А. Михайлов, Л. А. Демичева,
И. В. Михайлова (ВСЕГЕИ)*

Гидротермально-метасоматические изменения в массивах сиенитов Северного Тянь-Шаня (на примере Кызыл-Омпульского и Сандыкского массивов)

1. В результате проведения тематических исследований в пределах Кызыл-Омпульского и Сандыкского массивов в 1976—1979 гг. были составлены карты гидротермально-метасоматической зональности.

2. Становление этих массивов связано с герцинской активизацией каледонид в ранне-позднепермское время. Они располагаются в краевых частях синклинорной структуры, сложенной флишоидными толщами ордовика и осложненной наложенным субплатформенным прогибом. Размещение массивов контролируется близширотными разрывными структурами на пересечении с меридиональными трансформными тектоническими зонами.

3. При картировании гидротермальных изменений в пределах массивов установлено, что наиболее широкие площади занимают зоны пропилитов, которые по минеральному составу подразделяются на две фациальные разновидности: карбонат-хлорит-эпидотовую (хлоритовые пропилиты) и пренит-хлорит-эпидотовую (пренитовые пропилиты). С зонами пропилитов перемежаются соизмеримые с ними по площади зоны серицит-хлоритовых минеральных ассоциаций. Подчиненное значение имеют участки светлослюдистых ассоциаций. Они обладают небольшими размерами и, как правило, приурочены к разломам. В Сандыкском массиве установлена протяженная линейная зона северо-восточного простирания флюорит-мусковит-альбитового состава. Основываясь на секущей форме зон светлослюдистых и флюорит-мусковит-альбитовой ассоциаций, можно предполагать, что они формировались в более позднее время, чем перечисленные выше зоны.

4. Характер и состав зональности в Сандыкском и Кызыл-Омпульском массивах различны. В первом наибольшим распространением пользуются пренитовые пропилиты. Они тяготеют к периферическим частям массива, окаймляя всю совокупность зон, расположенных в его центре, в том числе и хлоритовые пропилиты. Во втором массиве пренитовые пропилиты имеют подчиненное значение и образуют небольшие изометрические участки в пределах обширных полей хлоритовых пропилитов. Различное соотношение зон пренитовых и хлоритовых пропилитов в этих массивах свидетельствует, по-видимому, о различной глубине их эрозионного среза. Различен состав светлослюдистых минеральных ассоциаций. В Кызыл-Омпульском массиве они представлены кварц-сери-

цит-гидросерицитовым парагенезисом, а в Сандыкском — альбит-мусковитовым.

5. Процессы гидротермального преобразования в описываемых массивах определяют увеличение количества минералов-концентраторов некоторых элементов, а также появление этих элементов в виде легко извлекаемых форм в наиболее проницаемых участках пород. Для Сандыкского массива в этом отношении наибольший интерес представляет зона альбит-мусковитовой ассоциации, а в Кызыл-Омпульском — пограничные участки серицит-хлоритовых изменений с хлоритовыми пропилитами.

6. Отмеченные различия в гидротермальных изменениях обоих массивов обусловили, по-видимому, несколько различную их геохимическую специализацию. При общей обогащенности элементами полиметаллической, редкоземельной и радиоактивной групп в породах Сандыкского массива установлены также повышенные концентрации Ga, Rb, а в породах Кызыл-Омпульского — Mo, Bi, Sn.

В. В. Шатов, В. Н. Ващенко (ВСЕГЕИ)

Количественный анализ гидротермально-метасоматической зональности и рудоносности Иртышского района Рудного Алтая

В пределах рассматриваемой территории установлены четыре региональные метасоматические формации (РМФ): 1) альбитофибро-березитовая, связанная с развитием субмаринных вулканических структур (D_2-C_1); 2) фельдшпатолито-скарново-пропилитовая, обусловленная процессом внедрения и длительного становления гранитоидных интрузий змеиногорского комплекса (C_{2-3}); 3) пропилито-серицитолитовая, проявленная в северо-восточном блоке Иртышской зоны смятия в связи с активизацией в палеозое (PZ_{2-3}) тектонических движений и гидротермальной деятельности; 4) фельдшпатолито-грейзеновая, которая закартирована в осевой части Иртышской зоны смятия среди анатектоидных гранитов, гранито-гнейсов и кристаллических сланцев раннего палеозоя.

Сопряженные в пространстве и времени зоны разнофациальных гидротермально-метасоматических изменений характеризуются полярными геохимическими тенденциями развития: зоны альбитизации — березитизации, пропилитизации — вторичной кварцитизации и пропилитизации — серицитолитизации.

Наиболее контрастно отмеченная полярность геохимических свойств проявилась у сопряженных зон альбитофибро-березитовой РМФ, из периферических альбитофибровых ореолов которой установлен заметный ($n \cdot 10$ г/т) вынос Zn, Cu, Pb, Mo и других элементов, тогда как в сопредельных участках березитизации, наоборот, зафиксировано существенное ($n \cdot 10 - n \cdot 100$ г/т) накопление отмеченных элементов. В меньшей степени и по более узкому кругу элементов данная закономерность прослеживается и у остальных пар сопряженных зон изменений.

Для количественного анализа гидротермально-метасоматической зональности района и оценки выявленных закономерностей миграции элементов согласно ранее апробированным методическим приемам [Плющев, Шатов, 1978; Шатов, 1979] проведено:

а) определение площадных параметров сопряженных зон изменения с их подразделением на составляющие по виду исходной породы и по степени ее замещения минеральными новообразованиями;

б) расчет средних содержания элементов в этих зонах и их положительных и отрицательных приращений над фоном;

в) расчет коэффициентов привноса — выноса элементов;

г) оценка общего количества металла, вовлеченного в миграцию в сопряженных зонах гидротермально-метасоматических изменений.

Расчет данных параметров дал возможность количественно оценить перспективы рудоносности каждой формации и показать, что основная эпоха колчеданного рудообразования в районе приходится на субмаринный вулканогенный этап гидротермальной деятельности (D_2-C_1), когда во вмещающих породах получила развитие альбитофибро-березитовая РМФ. Более поздние тектоногенные (пропилито-серицитолитовые) и плутоногенные (фельдшпатолито-скарново-пропилитовые) процессы приводили в основном к перераспределению и дополнительному концентрированию полиметаллов в более локальных зонах серицитолитизации, скарнирования и вторичной кварцитизации.

Таким образом, изучение в пределах рассматриваемой территории региональной метасоматической зональности в совокупности с детальными геохимическими исследованиями позволило расшифровать историю проявления гидротермальной деятельности в районе, наметить в ней по геохимическим данным место основных рубежей колчеданного рудообразования и дать количественную оценку перспектив рудоносности района на основные виды полезных ископаемых.

*Г. М. Баранов, М. Г. Харламов,
В. А. Михайлов (ВСЕГЕИ)*

Гидротермально-метасоматические изменения лейкогранитов Северного Тянь-Шаня

1. Лейкограниты Северного Тянь-Шаня относятся к разновозрастным магматическим комплексам, формирование которых связано с орогенной стадией развития байкалид (караджилгинский комплекс), раннеорогенной (джыналачакский комплекс) и позднеорогенной (чонкызылсуйский и утасский комплексы) стадиями развития каледонид и с периодом герцинской тектоно-магматической активизации (керегеташский комплекс). По составу и свойствам исходных пород они относятся к гранит-лейкогранитовой (караджилгинский, джыналачакский, чонкызылсуйский комплексы) и аляскитовой (утасский и керегеташский комплексы) формациям. В структурном плане массивы лейкогранитов приурочены к консолидированным блокам (срединные массивы и ядра антиклинорных поднятий) и располагаются в зонах влияния крупных долгоживущих разрывных структур. Массивы джыналачакского комплекса тесно ассоциируют с батолитами инверсионных гранитоидов верхнеордовикского возраста.

2. В результате постмагматических процессов в телах лейкогранитов сформировалась гидротермально-метасоматическая зональность, рблик которой в целом определяется взаимодействием трех основных, последовательно протекающих процессов: микроклинизацией, альбитизацией и мусковитизацией. В отдельных массивах (Чон-Кызылсуйский, Джилисуйский, Ачикташский и др.) зональность усложняется появлением более поздних ассоциаций: кварц-серицитовых березитового типа, мусковит-серицит-кварцевых вторично-кварцитового типа, хлорит-амфибол-эпидотовых пропилитового типа. В позднеорогенных и активизационных лейкогранитах в составе ассоциаций широко развиты флюорит и турмалин, иногда топаз.

3. В отдельных массивах (Чон-Кызылсуйский, Керегеташский, Джилисуйский и др.) установлены фрагменты вертикальной зональности. При сопоставлении их видно, что зоны микроклинизации, альбитизации, мусковитизации и флюоритизации имеют мощность свыше 1000—1500 м. При этом намечается, что микроклинизация «уходит» на большую глубину, чем альбитизация и мусковитизация, а вверх по вертикали выкли-

нивается, как правило, раньше. Выше микроклина исчезает альбит. К уровням наиболее интенсивной альбитизации приурочено появление жил и линз пегматитов кварц-альбит-турмалинового состава. В прикровельных участках массивов развита мусковитовая ассоциация (с кварцем, иногда гематитом).

4. По разнообразию и интенсивности постмагматических гидротермально-метасоматических изменений раннеорогенные гранитоиды джыналачского комплекса значительно отличаются от позднеорогенных и активизационных. В последних двух группах породы переработаны значительно интенсивнее и сложнее. Кроме того, массивы этих комплексов оказывают интенсивное воздействие на вмещающие породы, создавая в них широкий ореол (до нескольких километров) амфиболовых пропицитов, образуя скарны, т. е. формируя дополнительный элемент гидротермально-метасоматической зональности, связанной с этими образованиями. Раннеорогенные гранитоиды вызывают лишь слабую биотитизацию в узкой экзоконтактной полосе (до нескольких десятков метров).

5. Постмагматическое гидротермально-метасоматическое преобразование лейкогранитов является определяющим фактором высокой контрастности распределения в них редких и рассеянных элементов литофильной группы (Mo, Sn, TR и др.). При геохимическом картировании наметилась определенная геохимическая зональность массивов лейкогранитов, которая находится в соответствии с гидротермально-метасоматической зональностью. Отчетливо фиксируются зоны привноса—выноса ряда литофильных элементов, что в значительной степени помогает в решении некоторых вопросов рудогенеза и оценки перспектив рудоносности.

И. А. Мальков (ВСЕГЕИ)

Гидротермально-метасоматическая зональность и оруденение Коксу-Текелийского района Южной Джунгарии

Коксу-Текелийский район располагается в западной части Южно-Джунгарского антиклинория. Ядро антиклинория слагают среднепротерозойские гранито-гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты, а крылья — рифейские карбонатно-черносланцевые толщи, содержащие сингенетические залежи колчеданов. С севера и юга антиклинорий ограничен региональными зонами разломов, в которых сгруппированы полиметаллические месторождения. За зонами разломов распространены эффузивно-терригенные отложения девона. Западная и центральная части антиклинория осложнены гранитоидными интрузиями среднего карбона.

Картирование гидротермально-метасоматических образований проведено на площади 300 км². При анализе карты метасоматических образований выясняется, что метасоматиты концентрируются вокруг Жангы-Кусакской и Тохтамысской среднекаменноугольных гранитоидных интрузий. В экзоконтакте этих интрузий отмечаются локальные тела андалузитовых роговиков и плагиоклаз-пироксеновых, пироксен-гранатовых скарнов площадью несколько квадратных километров. В поле термального воздействия интрузий установлен обширный ореол кварц-амфиболовых и хлорит-эпидотовых пропицитов (площадь более 100 км²). Внутри пропицитов картируются зоны березитов и метасоматических кварцитов, редко с турмалином, объединяемые в единую зону кварц-светлослюдистых изменений площадью десятки квадратных километров. В краевых частях кварц-светлослюдистых изменений, тяготея к зонам кварц-амфиболовых пропицитов, располагаются линзы доломитизированных известняков площадью несколько квадратных километров. На-

мечается следующая последовательность образования метасоматических зон: скарны — пропилиты — зоны доломитизации — березиты и метасоматические кварциты.

Отмеченные пространственно-временные соотношения метасоматических образований устойчиво повторяются в ряде рудных районов (Текельский, Усекский, Сууктубинский).

Полиметаллическое оруденение фиксируется во всех перечисленных зонах, но наибольшие его концентрации с образованием промышленных месторождений тяготеют к зонам доломитизации и участкам кварц-светлослюдистых зон, примыкающих к ним. Здесь происходит переработка сингенетических колчеданных залежей, имеющих место в черносланцевых комплексах, и дополнительное концентрирование рудных компонентов.

Наблюдаемая метасоматическая зональность сформировалась в процессе щелочно-кислотной эволюции гидротермальных растворов, возникших в результате внедрения гранитоидных интрузий. Промышленное полиметаллическое оруденение имеет в отмеченной зональности вполне конкретное положение, что и определяет набор поисковых признаков подобного оруденения в данном регионе.

Ю. П. Цыпук (ДВИМС)

Метасоматические преобразования однородно метаморфизованных углеродсодержащих толщ в Приамурье

В Приамурской золотоносной зоне закартированы зонально построенные ареалы гидротермальных изменений, сопряженных с однородным зеленосланцевым (догранитным) метаморфизмом.

Ранняя стадия преобразований запечатлена в виде зон наложенной контрастной полосчатости, развитой во всех ареалах на площадях сотни квадратных километров. Такие породы содержат вытянутые по сланцеватости метасоматические обособления кварца, альбита, редко карбоната и отличаются от исходных пород значимым повышением Si, W, As, а также появлением самостоятельных минеральных фаз некоторых рудообразующих элементов — сульфидов As, Cu, Pb, шеелита (вольфрамит) и Au. Метасоматиты представлены незональными телами альбит-кварцевых пород, образовавшимися в ядрах мелких антиклинальных складок за счет разрастания сближенных лейкократовых полос. К этой же стадии относится образование мелких тел Ca—Fe—Mg-метасоматитов (гранатсодержащих полосчатых эпидозитов, актинолитовых, хлорит-актинолитовых пород). На продукты ранних изменений наложены низкотемпературные (существенно альбитовые, кварц-альбитовые, кварцевые) метасоматиты минерализованных тектонических зон, для которых характерно компенсированное распределение компонентов в элементах зональности. При этом рассеянные компоненты обнаруживают чрезвычайно резкие градиенты концентраций. Гидротермалиты заключительных этапов, включая рудный, внутри ареалов представлены в основном продуктами замещения (сульфидизированные кварцитовидные породы по милонитовым брекчиям) и минерализацией выполнения по периферии ареалов.

Комплексное геолого-геохимическое изучение показало:

1) наличие пространственно-временной связи между проявлениями гидротермальной деятельности и этапами становления структуры складчатого поля (приуроченность ареалов к областям смены поперечного сжатия продольным растяжением, зависимость площадных преобразований от интенсивности и характера складчатых деформаций, приуроченность гидротермалитов локального распространения к определенным этапам развития разрывных структур);

2) местное фракционирование вещества и латеральное перемещение в области ареалов преимущественно тех компонентов, которые определяли геохимическую специфику толщ (Si, As, W, Au);

3) высокое (2—3 кларка) содержание Na во всем объеме толщ и его повышенную активность относительно K во всех процессах;

4) последовательное сокращение продуктов гидротермальной деятельности во времени с сохранением их специфики в отношении главных рудообразующих элементов;

5) автономность процессов по отношению к гранитоидному магматизму.

Все эти данные указывают на автохтонный тип эволюционирующей гидротермальной системы и объяснимы с позиций модели метасоматических процессов метаморфогенного типа, предусматривающей участие хлоридно-натриевых вод морского происхождения [Добрецов, Соболев, Хлестов, 1962]. Причиной их миграции могли быть дислокационные явления, протекавшие в условиях неравномерного распределения геодинамических нагрузок.

*А. И. Полетаев, В. И. Сычев,
С. Н. Тимофеева (КазИМС)*

Гидротермально-измененные породы медно-порфировых месторождений Казахстана и их соотношение с оруденением

По составу гидротермально-измененных пород медно-порфировые месторождения Казахстана подразделяются на три типа: кремнещелочной (актогайский), вторично-кварцитовый (коунрадский) и пропилитовый (бошекульский).

На месторождениях первого типа (Актогай, Айдарлы, Кызылкия, Коксай, Сарышаган, Кенькудук, Каскырказган, Кызылту и др.) широко распространены кварц-калишпатовые, биотитовые, кварц-серицитовые, альбит-актинолиты и пренит-эпидотовые породы. Они образуются в несколько стадий, наиболее важное значение из которых имеют ранняя щелочная и кислотного выщелачивания.

В раннещелочную стадию, характеризующуюся высокой активностью калия и температурами минералообразования 550—300 °С, формируются кварц-калишпатовые, калишпат-биотитовые, биотитовые, ранние кварц-серицитовые и альбит-актинолитовые (ранние пропилитовые) метасоматиты. Они являются фациями единой метасоматической колонки и создают широкие поля измененных пород месторождений.

Изменения последующих стадий развиваются только в их пределах. Эти поля имеют четкое концентрически-зональное строение. В их центральных частях, обычно пространственно сопряженных с подводными каналами, развивается зона кварц-калишпатовых метасоматитов. По направлению к периферии она сменяется калишпат-биотитовой, биотитовой, кварц-серицитовой и альбит-актинолитовой. Завершается рассматриваемая стадия на всех месторождениях отложением молибденово-медной минерализации, преимущественно развивающейся в калишпат-биотитовой и биотитовой зонах. Во внешней зоне серицитизированных пород концентрируется пирит, нередко образующий своеобразный чехол вокруг рудных тел месторождений.

Раннещелочная стадия сменяется стадией кислотного выщелачивания, формирующей при температуре 400—230 °С новую метасоматическую колонку с монокварцевой, кварц-серицитовой, кварц-серицит-хлоритовой и пренит-эпидотовой (поздняя пропилитовая) фациями. В пространственном их размещении устанавливается своя зональность.

Кварц-серицитовая зона с локальными монокварцевыми участками развивается в центре месторождений. Она сменяется по направлению к периферии кварц-серицит-хлоритовой, а затем пренит-эпидотовой.

Вторично-кварцитовый тип, к которому относится большая часть медно-порфировых месторождений Северного Прибалхашья (Коунрад, Борлы, Сокурай, Южное Бесшоки и др.), является разновидностью кремнщелочного. Специфика его заключается в том, что рассмотренные для кремнщелочного типа изменения накладываются здесь на контактово-реакционные кварц-андалузитовые и кварц-корунд-андалузитовые породы, которые подвергаются при этом значительным преобразованиям.

Пропилитовый тип, представителем которого является месторождение Бошекуль, тоже весьма близок к кремнщелочному. Его своеобразие обусловлено основным составом исходных пород. В раннюю щелочную стадию здесь образуются две фации: центральная — биотитовая и краевая — альбит-хлоритовая. В стадию кислотного выщелачивания формируются кварц-серицитовая и пренит-пумпеллиитовая с эпидотом фации.

Таким образом, процессы метасоматоза на медно-порфировых месторождениях Казахстана протекают однотипно. На всех месторождениях оруденение отлагается в конце ранней щелочной стадии. В стадии кислотного выщелачивания наблюдается регенерация молибденово-медной минерализации, в результате которой в одних зонах происходит локальное обогащение, а в других — разубоживание руд.

М. С. Михайлова (ЦНИГРИ)

Латеральная зональность и типоморфные особенности метасоматитов золотоносных районов окраинно-континентальных вулканических поясов

В области орогенной активизации в связи с очагами гранитоидного магматизма возникают локальные ореолы слабо золотоносных березит-лиственитовых изменений, сопровождающих жильные месторождения золото-кварцевой формации. В автономно развивающихся вулканических зонах в этот этап формируются пропилитоподобные метасоматиты кварц-хлорит-эпидот-пиритового состава. Полевые шпаты в состав минеральных парагенезисов этих метасоматитов не входят. Характерными геохимическими особенностями березитизированных пород являются повышенные содержания литофильных и халькофильных элементов. Специфической чертой метасоматитов золоторудных полей на границе с другими металлогеническими зонами (оловоносной, полиметаллической) является проявление кварц-хлорит-турмалиновых метасоматитов, кварц-мусковит-топазовых грейзенов и др. с элементами редкометалльной, полиметаллической и другой минерализаций.

Для вулканического пояса характерны проявления двух комплексов гидротермально-измененных пород, сопровождающих различные группы золото-серебряных месторождений, отличающиеся по минерало-геохимическим особенностям, связям с магматизмом, формационной принадлежности. Более глубинные из группы близповерхностных месторождений, формирующиеся в связи со становлением вулканоплутонических ассоциаций начальных этапов формирования вулканических поясов, сопровождаются полихронными, гетерогенными ореолами метасоматитов. В центральной части таких ореолов развиваются среднетемпературные пропилиты, хлорит-карбонатные, кварц-серицитовые, кварц-адуляр-гидрослюдистые, кварц-биотитовые метасоматиты, инфильтрационные скарны, продукты многоэтапного контактового мета-

морфизма и др. Для внешней зоны характерны локальные проявления слабо золотоносных кварц-мусковит-хлорит-турмалиновых метасоматитов. От сходных по минеральному составу метасоматитов, сопровождающих редкометалльную минерализацию в поясах проявления комплексов самостоятельных малых интрузий, они отличаются набором элементов-примесей, меньшей железистостью хлорита, преимущественным развитием дравита и тесной связью с криптовулканическими аппаратами.

Вторая группа золото-серебряных месторождений, обнаруживающих признаки формирования на малых глубинах, приурочивается к центрам эффузивно-экструзивного вулканизма заключительных этапов развития вулканических поясов. Эти месторождения сопровождаются менее сложно построенными ореолами аргиллизитов, алунитовых вторичных кварцитов и хлорит-карбонатных метасоматитов по периферии. Процессы высокотемпературного минералообразования для этих месторождений не характерны. Ясно выраженная золотая специализация метасоматитов комплекса увязывается с четкой калиевой направленностью развития магматических образований и всего метасоматического процесса. Пространственно золотоносные метасоматиты обоих комплексов контролируются фрагментарно подновляющимися едиными региональными разломами и различно развивающимися элементами вулкано-тектонических структур.

В. А. Глебовицкий, С. А. Бушмин
(ИГГД)

Физико-химическая модель сопряженных процессов кислотного выщелачивания и основного метасоматоза

1. Кислотное выщелачивание, сопровождающее региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, проявляется примерно одинаково как в высокотемпературных, так и в среднетемпературных зонах (силлиманит-кварцевая, андалузит-кварцевая фации), причем выводимые на основании метасоматической зональности ряды подвижности компонентов оказываются однотипными (CaO или Na_2O , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2). Сопряженные основные метасоматиты являются разновозрастными и развиваются в последовательности от существенно магнизальных к железистым и далее к кальциевым. Магнизальные метасоматиты (кордиеритовая фация) обычно локализуются в выщелоченных гнейсах или вблизи последних на контакте с основными толщами. Железистые метасоматиты (кордиеритовая, гранатовая фации), как правило, развиваются в толщах основного состава на некотором удалении от участков выщелачивания. Кальциевые метасоматиты (диопсидовая, тремолитовая фации) чаще всего обнаруживаются в породах, не измененных предшествующим метасоматозом.

2. Кислотное выщелачивание, сопровождающее региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа (силлиманит-кварцевая, кианит-кварцевая фации), в отличие от малоглубинных процессов осуществляется в условиях иной подвижности компонентов (MgO , CaO , FeO , Al_2O_3 , SiO_2). Это отражается в другой последовательности протекания основного метасоматоза — от существенно железистого к кальциевому и далее к существенно магнизальному. Железистые метасоматиты (гранатовая фация) и кальциевые метасоматиты (анортитовая фация) обычно локализуются в периферических частях участков выщелачивания, тогда как магнизальные метасоматиты (ставролит-гранатовая, жедрит-гранатовая, кианит-антофиллитовая и другие фации) образуют самостоятельные тела, часто располагающиеся вне зон выщелачивания в основных породах.

3. Количественные расчеты реакций природного метасоматического минералообразования показывают, что наиболее интенсивно кислотное выщелачивание протекает под воздействием флюидов с высокой фугитивностью воды вследствие повышения кислотности с ростом давления воды. Относительно повышенной щелочностью характеризуются метасоматизирующие флюиды в метаморфических комплексах андалузитового и кианитового типов высоких давлений (>7 кбар). Фактором повышения кислотности растворов в комплексах низких давлений является снижение температуры, а в комплексах высоких давлений — также и увеличение давления воды при снижении общего давления. При дальнейшем снижении температуры растворы приобретают щелочные свойства. По мере нарастания активности оснований последние отлагаются в последовательности, соответствующей рядам подвижности (основности).

4. Выявленные физико-химические особенности протекания сопряженного метасоматоза имеют большое значение при металлогеническом анализе метаморфических поясов. Они объясняют закономерности локализации мусковитовых пегматитов в метаморфических поясах высоких давлений со стандартной кианит-силлиманитовой зональностью, а медноколчеданных, полиметаллических руд и редкометалльных пегматитов — в поясах низких давлений с андалузит-силлиманитовой зональностью.

Ю. К. Кудрявцев (ЦНИГРИ)

Региональные закономерности размещения метасоматитов медно-порфировых месторождений Центрального Казахстана

Медно-порфировые месторождения Центрального Казахстана приурочены к ранним вулcano-плутоническим ассоциациям (ВПА) разновозрастных вулcano-плутонических поясов (ВПП).

Медно-молибденовое оруденение сопровождается широким спектром гидротермально-измененных пород, среди которых выделяются ранние калишпатиты, кварц-калишпатовые метасоматиты, грейзены, кварц-серицитовые и кварц-серицит-турмалиновые метасоматиты и аргиллизиты. Во внешних зонах большей части перечисленных типов метасоматитов развиваются пропилитизированные породы. На ряде месторождений проявлены также известковые скарны, тесно сопряженные с ранними полнокристаллическими гранитоидами рудоносных интрузивных формаций. Для месторождений характерна пульсационная метасоматическая зональность.

Особенности состава метасоматитов и руд на месторождениях детерминированы составом рудоносных ВПА. Их пространственное размещение подчиняется в целом зональности геосинклинальных тектонических структур.

На месторождениях рудных районов эпизвогеосинклинального (по А. И. Кривцову, 1978 г.) типа развиты кварц-серицит-турмалиновые метасоматиты, сопровождающие гранодиоритовые и сиенитовые интрузивы. Эти метасоматиты известны в Саякском районе и описаны А. А. Абдулиным [1961] на месторождениях северо-востока Центрального Казахстана. В то же время в пределах расположенного в этом районе месторождения Бошекуль метасоматиты имеют кварц-серицитовый состав [Нарвайт, 1966]. Для месторождений, которые приурочены к ВПА, имеющим в основании вторично-геосинклинальные зоны, характерны, с одной стороны, ранние калишпатиты и грейзены, а с другой — кварц-серицитовые метасоматиты. Первые проявляются в связи с гранитными интрузивами, внедряющимися в новообразованные и уна-

следованные поднятия (Кенькудук, Бирюк). Вторые сопровождают гранодиоритовые массивы и пользуются ареальным распространением (Борлы и др.). На ряде месторождений этой группы наблюдаются также кварц-серицит-турмалиновые метасоматиты, которые образуются после внедрения поздних порфировых интрузивов гранодиоритов и кварцевых диоритов (Коунрад, Актогай). Аргиллизиты пользуются крайне локальным распространением и с достоверностью установлены С. Н. Гавриковой [1966] только на Коунраде, где они вклиниваются в кварц-серицитовые метасоматиты верхней части апоинтрузивной метасоматической колонки. Месторождения районов эпикратонного типа в активизированных эпикаледонских массивах отличаются широким развитием как ранних калишпатитов, так и поздних кварц-калишпатовых метасоматитов, приуроченных к интрузивам кварцевых монзонитов (Каратас).

Вторичные кварциты, хотя и участвуют в строении ряда месторождений, по отношению к околорудным метасоматитам являются более ранними образованиями, связанными с поствулканической гидротермальной деятельностью. Их пространственное совмещение объясняется связью с едиными вулканоплутоническими ассоциациями.

В. Е. Попов (ВСЕГЕИ)

Региональные и околорудные метасоматиты в протозвгеосинклиналях докембрия

1. Протогеосинклинальные зоны докембрийских щитов характеризуются широким развитием метасоматических образований, отвечающим трем главным этапам формирования структур: синвулканическому погружению, сининверсионному региональному метаморфизму и гранитизации, постинверсионному (активизационному) гранитоидному магматизму. Подобная этапность хорошо изучена на Балтийском щите, известна на Африканском и Бразильском щитах и в других регионах.

2. С каждым этапом связан привнос и перераспределение вещества со специфическим направлением региональных метасоматических процессов, наиболее интенсивно и контрастно проявленных при формировании рудных узлов. Характерными процессами являются: на синвулканическом этапе — пропилитизация и колчеданное оруденение; на сининверсионном — скарнирование и сурьмяно-вольфрамовая минерализация; на постинверсионном — скарново-грейзеновый процесс и оловянно-полиметаллическое оруденение. Оруденение на всех этапах формируется главным образом на регрессивной стадии метасоматизма — метаморфизма (диафтореза), отвечающей возникновению пропилитовой минеральной ассоциации.

3. Наибольшую трудность при расчленении и картировании возникающих метасоматитов составляет кажущаяся однотипность разнотемпературных низкотемпературных минеральных ассоциаций (пропилитов) и среднетемпературных (скарнов), изучение которых в свекофенидах Балтийского щита позволяет наметить различия в их минеральном составе (см. таблицу). Выявлена высокая подвижность на синвулканическом этапе Mg, Na, K, Si, P, Ti, Cu, Zn; на сининверсионном — Al, Cr, Co, Ni, Fe, Si, W, Sb; на постинверсионном — Si, Ca, K, Sn, Pb, Zn.

4. Поисковая и картировочная практика показывает целесообразность выделения не только магнезиальных и известняковых, но также и железистых (региональных) скарнов, а также магнезиальных и железистых пропилитов. Специфической является шеелитоносная кварц-темнослюдистая минеральная ассоциация (железистые кварцевые пропилиты).

Сравнительная характеристика однотипных метасоматических минеральных ассоциаций в свекофенидах Балтийского щита

Минеральные ассоциации	Породы	Общий состав	Минералы-индикаторы	Дополнительные особенности
Высоко-среднетемпературные	Региональные скарны по углеродистым сланцам и вулканитам	Пи, Пл, Тр	Ди-Гдб	Наличие процессов повышения основности плагиоклазов. Диоксидизация амфиболов, пирротинизация пиритов
	Региональные скарны по пропилитам синвулканического этапа	Пи, Амф, Пл (Эп, Би, Корд, Ставр)	Ди, Хромди, Антф, Кум, Корд, Скап, Флг	
	Околоинтрузивные скарны	Пи, Гр, Взв, Калц (Олв, Нрбг, Флг, Срп)	Гр, Взв, Хндр	
Средне-низкотемпературные	Реликты синвулканической пропилитизации	Кв, Аб-Олг, Хл, Эп, Углер. вещество, Сер	Кв, Эп, Кли, Мгн, Рудные: Хп, Сф	Хомогенные силициты, гелицитовые структуры
	Пропилиты регрессивной стадии метаморфизма	Би, Кв, Калц, Тр, Акт, Эп	Кв, Би, Рип, Тюр, Анк Рудные: Шлт	Амфиболизация пироксенов, серпентинизация мраморов
	Пропилиты по грейzenам и околоинтрузивным скарнам	Амф, Эп, Хл, Аб, Кв, Калц, Цо, Прн	Амф, Акт, Тюр Рудные: Кст	Реликты высокотемпературных минеральных ассоциаций

С. В. Сендек, Л. Н. Черник
(ЛГИ)

Метасоматоз и перекристаллизация — ведущие процессы формирования кварц-золоторудных жил в песчанико-сланцевых толщах

1. Среди большого количества кварцевых жил рудных полей золоторудных месторождений, располагающихся в песчанико-сланцевых толщах, собственно рудоносные тела сформированы под преобладающим воздействием процессов метасоматического замещения пороодообразующих и жильных минералов и их перекристаллизации.

2. Развитие жильных тел начинается с образования псевдожилков осветления вмещающих пород вдоль трещин, где пелитоморфное вещество сланцев преобразуется в мельчайшую гранулированную массу кварцевых зерен. Одновременно наблюдается собирательная перекристаллизация обломочных зерен кварца и полевого шпата, обрастание их осветленными каймами, лишенными пелитовых и углистых включений. Развитие псевдожилков нередко сопровождается образованием метакристаллов пирита и арсенопирита ранних стадий минерализации.

3. Последующее преобразование псевдожилков ведет к формиро-

ванию кварцевых и кварц-альбитовых прожилков и жил. Центральная часть прожилка, трассирующая зону проникновения гидротерм, как правило, преобразуется в монокварцевую или кварц-полевошпатовую с характерным развитием в ней удлиненных, лейстовидных кристаллов этих минералов, ориентированных по нормали к простиранию прожилка. Вдоль этого направления от центра прожилка к вмещающей породе наблюдаются две-три зоны с различным минеральным составом и степенью преобразования минералов, отвечающих ряду типичной метасоматической зональности гидротермальный раствор — вмещающая порода. Обычно мощность таких прожилков и жил коррелирует с мощностью осветленных измененных пород.

4. Формирование кварцевых и кварц-полевошпатовых жил и прожилков обычно проходит в тектонически беспокойной обстановке. Явления катаклаза (рассланцевание, брекчирование и др.) могут изменить положение трещины, подводящей гидротермы, и резко изменить облик жил. В результате этих процессов возникают характерные полосчатые, брекчиевые, брекчиевидные и другие текстуры жильных тел. Однако в этих телах процессы минералообразования после тектонической перестройки проявляются в той же последовательности, что и при образовании псевдожилков и формировании кварцевых и кварц-полевошпатовых жил.

5. В результате многостадийного оруденения в рудных полях формируются жильные тела, в которых от стадии к стадии наблюдаются многократно повторяющиеся процессы метасоматоза и перекристаллизации вмещающих пород, приводящие к возникновению собственно кварц-золоторудных прожилков и жил. Такие сложные тела являются результатом полициклических проявлений метасоматоза и собирательной перекристаллизации. Они выражают собою полициклическую эволюцию рудообразующей среды, которой, с одной стороны, свойственно направленное изменение состава растворов на фоне меняющегося плана тектонических деформаций, а с другой — циклическое повторение метасоматических преобразований и перекристаллизации минералов вмещающих пород, отражающих неравновесие «гидротермальный раствор — вмещающая порода» и приводящих к образованию сложных по текстурам рудных тел.

И. П. Ратман (КИМС)

Региональная зональность метасоматических формаций в Закавказье

1. Особенности тектоники, магматизма и металлогении мезокайнозой Закавказья определяются двумя блоками древней консолидации — Закавказским и Центральноармянским, а также разобщающей их Севано-Акеринской зоной глубинных разломов. В стороны от шовной зоны степень сиализации земной коры возрастает.

2. Шовная зона характеризуется базальтовой серией пород, Закавказский блок — натриевыми известково-щелочными сериями, Центральноармянский — калий-натриевыми и калиевыми. Размещение магматических формаций в пределах блоков в юре—неокоме контролируется разрывами фундамента и прибортовых частях шовной зоны. С позднемелового времени возрастает роль глубинных разломов и внутри блоков, но при этом сохраняется генеральное северо-западное направление. В неогене в связи с активизацией поперечных разломов особую роль приобретают узлы их сочленения с продольными.

3. Выделяется ряд субпараллельных рудных поясов: в направлении от шовной зоны в Закавказском блоке сменяют друг друга колчеданный, барит-полиметаллический, марганцевый, в Центральноармян-

ском — медно-молибденовый, полиметаллический, ртутно-сурьмяный пояса.

4. Для каждого рудного пояса характерен конкретный зональный ряд метасоматитов с определенными пространственно-временными взаимоотношениями. Совокупность зональных рядов обуславливает наличие в Закавказье региональной симметричной зональности более высокого порядка, осью которой служат зоны глубинных разломов северо-западного простирания. К северу и югу от нее зональные ряды сравнительно глубинных высокотемпературных рудных и метасоматических формаций сменяются рядами малоуглубинных, среднетемпературных, а затем — приповерхностных, низкотемпературных формаций. Для рядов формаций, развитых в Центральном армянском блоке, характерно более широкое развитие продуктов калиевого метасоматоза.

5. В рудно-метасоматических колонках колчеданного и медно-молибденового поясов рудные уровни представлены скарнами, грейзенами, высокотемпературными вторичными кварцитами, предшествующими оруденению, и гумбеитами, кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, эпидот-хлоритовыми метасоматитами, сопровождающими медно-порфировые, серно-медноколчеданные, магнетитовые, гематитовые руды; подрудный уровень представлен актинолит-эпидотовыми, эпидот-хлоритовыми пропилитами и фельдшпатолидами, надрудный — средне-низкотемпературными вторичными кварцитами, аргиллизитами, гидрослюдисто-карбонатными метасоматитами.

Последние в колонках барит-полиметаллического и полиметаллического поясов слагают рудный уровень, сопровождая полиметаллические, свинцово-цинковые, баритовые руды; подрудный уровень представлен хлорит-карбонатными пропилитами и фельдшпатофирами, надрудный — цеолититами и опалитами.

В марганцевом и сурьмяно-ртутном поясах руды сопровождаются аргиллизитами, опалитами и цеолититами.

6. В шовной зоне в редуцированном виде представлен весь ряд рудных и метасоматических формаций, характерный для региона. Совмещение поясов наблюдается в пределах поднятых блоков фундамента, в зоне Транскавказского поперечного поднятия.

7. В поясах рудно-метасоматических узлов размещаются в участках сочленения общекавказских структур с поперечными. Вдоль поперечных рудоконцентрирующих разломов нередко устанавливается продвижение рудно-метасоматических колонок в смежный пояс.

8. Выделена зональность двух порядков. Зональность первого порядка обусловлена степенью зрелости коры разных блоков, второго — геологическими и физико-химическими особенностями минерогенеза в блоках с корой разной зрелости.

Е. В. Плющев (ВСЕГЕИ)

Сопряженные зоны регионального метасоматизма и условия их формирования

Опыт картирования гидротермально-метасоматических образований в полном объеме их проявления позволил установить существование сопряженных в пространстве и времени зон разнотипных изменений пород, образующих региональные метасоматические формации (РМФ). Сопряженные зоны гидротермального метасоматизма, обусловленные конкретным геологическим событием — становлением внедренного плутона, тектонической перестройкой и т. п., подразделяются на периферические и центральные. Они образуют зонально упорядоченные ареалы, площадь которых составляет десятки и сотни квадратных километров. В пределах этих ареалов рассеянная гидротермальная

минерализация занимает в среднем 5—15 % от объема исходных пород и только спорадически образует сгущения вплоть до локальных тел метасоматитов или жил выполения. Распределение гидротермальной минерализации в количественном отношении подчинено палеопроницаемости и податливости исходных пород к замещению и имеет резко неравномерный характер.

В качественном отношении периферические зоны представлены проявлениями кремнещелочного или субщелочного (железо-кальций-магниевого) метасоматоза, а центральные — проявлениями кислотного выщелачивания с подчиненными щелочными и субщелочными новообразованиями. Типичны следующие сопряженные зоны: а) фельдшпатизации и грейзенизации во внедренных плутонах, б) калишпатофиров и аргиллизации в наземных вулканических массивах, в) пропилитизации и березитизации в околоинтрузивном или приразломном пространстве. Геологические условия нахождения таких зон достаточно хорошо изучены в различных регионах.

Условия формирования периферических и центральных зон принципиально различны. Периферические зоны формируются в условиях элизионного гидродинамического режима при дренажной роли разломов и других участков повышенной проницаемости. Метасоматические колонки фельдшпатолитов, калишпатофиров и пропилитов имеют сегрегационный характер, отражая движение растворов от внешних участков к внутренним. Внутренние монокварцевые звенья этих колонок отражают состав не исходного (субщелочного), а преобразованного (кислого) раствора, который концентрируется в дренажных трещинах и мигрирует в области пониженных давлений, открытых трещин и эффективной пористости. В таких областях формируются сопряженные центральные зоны в условиях существенно разного давления на твердую и жидкую фазы. Гидротермальный раствор, поступающий в центральные зоны, продвигаясь по относительно открытым трещинам, пропитывает околотрещинное пространство, создавая инфильтрационную или диффузионную метасоматическую зональность относительно каждого флюидопроводника, параметры которого варьируют в широких пределах. Внутренние звенья этих колонок отражают характер раствора, поступающего в центральные зоны, а внешние — результат его взаимодействия с вмещающими породами.

Таким образом, необходимо различать два принципиально разных типа метасоматических колонок: а) центростремительный, характерный для периферических зон РМФ (пропилитовых, фельдшпатолитовых и т. п.), б) центробежный, свойственный центральным зонам РМФ (грейзеновым, вторично-кварцитовым, аргиллизитовым и т. п.). Граница раздела сопряженных периферических и центральных зон выступает в качестве комплексного барьера, где происходит инверсия гидродинамических и физико-химических параметров гидротермальной деятельности. Здесь слабощелочные растворы преобразуются в кислые, а следовательно, резко изменяется миграционная способность рудных компонентов. Типичными метасоматитами барьерных обстановок являются березиты, нередко сопровождающиеся локальными альбититами или калишпатитами.

Геохимические исследования показывают, что в периферических зонах РМФ изменяются формы нахождения химических элементов, разрушаются сингенетические корреляционные связи между микрокомпонентами и выносятся в раствор те из них, которые содержатся в породах в сверхкларковых количествах. Некоторые микрокомпоненты при переходе в центральные зоны теряют миграционную способность и осаждаются преимущественно в барьерной области. Накапливаясь в участках повышенной проницаемости или податливости пород к замещению, они создают рудные тела и их ореолы. Отмечается сохра-

нение баланса рудного вещества, вынесенного из периферических зон и привнесенного в сопряженные центральные зоны.

Таким образом, сопряженные зоны регионального гидротермального метасоматизма представляют собой целостные геологические образования, порожденные длительным и однонаправленным функционированием конкретных гидродинамических систем, начало и конец существования которых лимитированы геологической обстановкой: внутриинтрузивной в период кристаллизации и остывания массива, околоинтрузивной в водонасыщенном ореоле контактового прогрева, депрессионно-поствулканической при становлении и деформации вулканоструктур, приразломной в период стабилизации тектонических движений между очередными перестройками и т. п. Периферические зоны представляют собой своеобразные области питания, а центральные зоны — области разгрузки единых гидродинамических систем. В таком понимании они объединяются в региональные метасоматические формации.

Металлогеническая специализация РМФ, выраженная оруденением, локализованным в центральных зонах, во многом обусловлена типом и условиями формирования периферических зон, что в настоящее время практически не учитывается.

И. А. Мальков (ВСЕГЕИ)

Зависимость золотоносности вторичных кварцитов от типа периферических зон

На основе изучения региональной гидротермально-метасоматической зональности выделяются два типа золоторудных концентраций во вторичных кварцитах. При различной промышленной значимости они имеют разные критерии поисков, и поэтому необходимо разделять. Разделение целесообразно вести по составу периферических зон.

Первый тип вторичных кварцитов связан с формированием среднекаменноугольно-триасовых вулкано-депрессионных структур. Метасоматические образования, картируемые в пределах этих структур, подчеркивают кольцевое их строение. Выделяются периферические кольца, которые являются зонами распространения калиевых и натриевых фельдшпатофиоров, — это кварц-полевошпатовые новообразования в вулканитах среднего и кислого состава. Внутри периферических колец фельдшпатофиры перекрываются плащом пород с цеолит-карбонат-хлоритовыми вторичными ассоциациями. Массивы вторичных кварцитов встречаются лишь в пределах фельдшпатофиоров. От периферии к центру массивов выделяются гидросерицитовые, каолинитовые и алузитовые вторичные кварциты. С этими массивами генетически связаны крупные золото-серебряные концентрации. Оруденение располагается в фельдшпатофирах на переходе во вторичные кварциты. Формирование всех перечисленных метасоматических образований близодновременно, верхний возрастной предел ограничивается внедрением малых интрузий в триасовое время.

Второй тип вторичных кварцитов связан со становлением малых интрузий габбро-диорит-гранодиоритового состава. Серицитовые вторичные кварциты отмечаются внутри хлорит-эпидотовых пропилитов, которые сформировались в ореоле контактового прогрева интрузий. Пропилиты, располагаясь, как правило, в краевых частях вулканических депрессий, отчетливо налегают на фельдшпатофиры и зоны цеолит-карбонат-хлоритовых ассоциаций. В приконтактных участках интрузий иногда отмечается интенсивная турмалинизация и локальные тела гранатовых, пироксеновых скарнов. С плутогенными вторичны-

ми кварцитами связаны непромышленные месторождения золота и флюорита. Вторичные кварциты характеризуются повышенными содержаниями висмута, молибдена и низкими содержаниями серебра.

*А. В. Молчанов, А. М. Веселов,
Г. М. Беляев (ВСЕГЕИ)*

О зональности «пластовых» метасоматитов в Чульманской впадине (Южная Якутия)

В пределах Чульманской впадины, выполненной юрскими угленосными отложениями, в последние годы установлено широкое развитие низкотемпературных гидротермально-метасоматических образований [Желинский и др., 1980; Блох, Дагаева, 1980]. Они тяготеют к нижней части разреза угленосной толщи и слагают пластообразные конкордантные залежи мощностью десятки — первые сотни метров. Литологический контроль осуществляют горизонты аркозовых средне-крупнозернистых песчаников. В пластах алевролитов и аргиллитов эпигенетические изменения проявлены слабо или отсутствуют.

Пластообразные метасоматические залежи (тела) имеют зональное строение. Реконструированная метасоматическая колонка представлена следующим образом (от внешней зоны к внутренней): зона натриевых (альбитовых) гумбеитов — зона калий-натриевых (ортоклаз-альбитовых или двуполевошпатовых) гумбеитов — зона калиевых (ортоклазовых) гумбеитов. Мощность внешней зоны 70—75 м, промежуточной — 30—35 м, внутренней — до 140 м. Наблюдается наложение друг на друга внешних зон нескольких однотипных колонок, вследствие чего указанные зоны чередуются с меньшей упорядоченностью. На зоны гумбеитизации наложены также более поздние гидрослюдисто-карбонатные метасоматиты, что вносит дополнительные осложнения в структуру метасоматической колонки.

Минеральные новообразования во всех трех зонах имеют интерстиционально-объемную форму выделения (главным образом замещается цемент песчаников) и представлены типоморфным полевым шпатом (альбит, или альбит+ортоклаз, или ортоклаз), карбонатом, хлоритом и пиритом. Количество новообразованных минералов не превышает 30—35 об. %.

Для всех зон характерна отчетливо проявленная резорбция зерен обломочного кварца новообразованными полевыми шпатами, относительная устойчивость к замещению органического вещества и податливость фосфатного вещества.

Границы между зонами уверенно устанавливаются лишь при микроскопическом изучении и по петрохимическим данным. Содержание натрия и калия в неизмененных песчаниках составляет соответственно 2—2,5 и 3 %, во внешней зоне — 4—5 и 2—4 %, в промежуточной — 3—3,5 и 4,5—5,5 %, во внутренней — 0,1—1 и 7—11 %.

Гумбеиты установлены в целом ряде разрезов юрских отложений в различных частях Чульманской впадины, в подстилающей их карбонатно-терригенной толще нижнего кембрия и в тектонизированных участках архейского кристаллического фундамента, что позволяет говорить о региональном характере распространения этих метасоматитов. В сочетании с локально проявленными предшествующими им во времени пропилитами и более поздними гидрослюдисто-карбонатными метасоматитами они составляют единый формационно-генетический ряд, сходный с аналогичным рядом, проявленным на Алданском щите, в участках развития щелочного магматического комплекса мезозойской эпохи тектоно-магматической активизации.

С гумбеитами связано редкометальное оруденение, которое тяготеет к промежуточной зоне двуполовошпатовых изменений. Определенное положение оруденения в структуре метасоматической зональности указывает на генетическую связь процессов метасоматизма и рудообразования.

Г. М. Беляев, Н. Н. Румянцев
(ВСЕГЕИ)

О формационной самостоятельности гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов

1. В ряде областей тектоно-магматической активизации докембрийского фундамента (Алданский и Балтийский щиты, Енисейский кряж) среди разнотипных гидротермально-метасоматических образований, сопровождающих становление щелочных и щелочно-ультраосновных магматических комплексов, отчетливо обособлены стадийно, структурно и вещественно своеобразные так называемые гидрослюдисто-карбонатные метасоматиты. Они завершают флюидитную деятельность активизационной эпохи и являются конечным членом формационно-генетического ряда гидротермально-метасоматических образований: вениты → (пропилиты) → гумбеиты → гидрослюдисто-карбонатные метасоматиты.

2. В сочетании с другими членами формационно-генетического ряда гидрослюдисто-карбонатные метасоматиты образуют концентрически-зональные структуры (региональные метасоматические колонки) вокруг эпицентров тектоно-флюидитной деятельности, слагая внешнюю, наиболее продвинутую зону. В зонах разломов они тесно ассоциируют с гумбеитами, реже с пропилитами и слагают внутреннюю зону ореола метасоматизированных пород. Гумбеиты и пропилиты располагаются на флангах ореолов и сменяют гидрослюдисто-карбонатные метасоматиты на глубине. В локально проявленных околотрещинных образованиях гумбеиты слагают центральную, а гидрослюдисто-карбонатные метасоматиты — внешнюю зоны метасоматической колонки.

3. В их составе главную роль играют серицит, иллит, карбонат, хлорит и кварц в различных сочетаниях и количественных соотношениях. Полевые шпаты в общем случае в зоне развития этих метасоматитов неустойчивы. Отчетливо различаются два типа минеральных парагенезисов: а) кварцево-гидрослюдистый при ведущей роли кварца (халцедона), б) карбонатно-гидрослюдистый, характеризующийся неустойчивостью кварца. В линейных зонах кварцево-гидрослюдистые метасоматиты слагают внутреннюю, а карбонатно-гидрослюдистые — внешнюю зоны метасоматической колонки.

4. Характер массообмена в процессе образования гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов неустойчивый: кварцево-гидрослюдистые изменения отвечают типу кислотного выщелачивания с выносом всех сильных оснований, в том числе и калия; карбонатно-гидрослюдистые парагенезисы образуются в условиях привноса К, Mg, Ca и выноса большей части других петрогенных элементов. Наиболее сильно выражена тенденция привноса воды и углекислоты.

5. Формационными аналогами гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов являются аргиллизиты и березиты. От первых они отличаются слабой проявленностью глинистых минералов, от вторых — ограниченной устойчивостью сульфидов в кварцево-гидрослюдистых парагенезисах. Наблюдаются также структурно-вещественные переходы этих метасоматитов к низкотемпературным цеолитсодержащим метасоматитам.

6. Гидрослюдисто-карбонатные метасоматиты образуются при участии слабощелочных растворов, обогащенных калием и углекислотой.

Повышенная щелочность минеральных парагенезисов характерна и для других метасоматитов указанного выше формационно-генетического ряда. С падением температуры метасоматических растворов их щелочность постепенно изменялась, вследствие чего явления кислотного выщелачивания носили подчиненный характер.

7. Металлогенически описываемые метасоматиты специализированы на редкометальное окисное и сульфидное оруденение. Они также обогащены Ag, Tl, As, Bi, Sb.

Г. М. Беляев, Н. Н. Румянцев
(ВСЕГЕИ)

Низкотемпературные «пластовые» гидротермально-метасоматические образования Енисейского кряжа

1. Среди вендских отложений чингасанской серии, выполняющих ряд грабен-синклинальных структур в заангарской части Енисейского кряжа, выявлены своеобразные бело- и зеленоцветные изменения первично-красноцветных терригенных пород. Изменения такого типа установлены на различных стратиграфических уровнях, но наиболее характерны они для нижних частей разреза серии (лопатинская свита).

2. Отложения лопатинской свиты представлены красноцветными гравелитами, песчаниками и алевролитами, претерпевшими преобразования стадии позднего катагенеза. Бело- и зеленоцветные породы образуют линзовидные и пластообразные тела мощностью до 160 м и составляют соответственно 13 и 34 % общего объема красноцветной толщи. Наблюдается симметрично-зональное распределение окраски пород — от первично красной через зеленую к белой.

3. Структурно бело- и зеленоцветные породы тяготеют к крыльям антиклинальных складок и выклиниваются в направлении центральных. Зеленая и белая окраска сетчат микростиллолитовые швы, коую слоистость в песчаниках и границы напластования. Наложённая пестроцветность свойственна и дезинтегрированным породам фундамента (кора выветривания?), на которых залегают терригенные образования лопатинской свиты. Пестроцветные породы образовались позже внедрения даек пикритовых порфиритов чапинского комплекса вендраннепалеозойского возраста и предшествуют щелочным высокотемпературным метасоматитам уволжского комплекса раннего палеозоя.

4. Разноокрашенные породы различаются прежде всего по составу цемента. Цемент красноцветных песчаников представлен гидрослюдой, каолинитом и гидроокислами железа. В зеленых песчаниках зерна обломочного кварца корродируются и цементируются гидрослюдой, хлоритом и карбонатом с примесью пирита. В белых песчаниках цемент практически нацело выщелочен, кварц регенерирован, а новообразования (гидрослюда и бесцветный хлорит типа донбассита) выполняют многочисленные пустотки выщелачивания. В ходе преобразования в ряду красноцветные — белоцветные песчаники происходит уменьшение объемного веса и увеличение открытой пористости пород.

5. Результаты изучения изотопного состава пиритов из зеленоцветных пород (δS^{34} до 19 ‰) указывают на его эпигенетическое происхождение и фракционирование изотопов в поверхностных условиях. Зеленоцветные песчаники, по сравнению с красноцветными, характеризуются повышенными содержаниями CaO, K₂O, MgO, Al₂O₃, а также Cu, Nb, Sn и Mo и пониженными содержаниями остальных петрогенных элементов. Для белоцветных пород характерно пониженное содержание всех элементов, за исключением SiO₂, Mo, Nb, Cu, Zr, находящихся в более высоких концентрациях, чем в красноцветах. В целом превращение красноцветных песчаников в белые представляет собой процесс кислотного выщелачивания, в зеленые — субщелочного метасоматизма.

6. По структурным и вещественным особенностям пестроцветные терригенные породы близки к так называемым гидрослюдисто-карбонатным метасоматитам, формирующимся в связи со щелочными магматическими комплексами, и вместе с тем сходны с инфильтрационно-эпигенетическими образованиями восстановительного типа, характерными для молодых платформенных областей. Однако, по мнению авторов, более вероятно гидротермально-метасоматическая природа этих образований и, следовательно, их принадлежность к формации гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов.

П. П. Петровский (ЗабНИИ)

Особенности проявления околорудных изменений на Удоканском месторождении

1. Медное оруденение на Удоканском месторождении сопровождается интенсивным изменением пород рудовмещающей толщи (биотитизация, эпидотизация, окварцевание, альбитизация, мусковитизация, хлоритизация и проявление лепидо- и гранобластовых структур). Считалось, что эти изменения вызваны диагенезом и особенно региональным метаморфизмом. Однако детальное изучение пород и руд месторождения показало, что изменения рудовмещающей толщи в значительной мере обусловлены метасоматозом, развивающимся по регионально-метаморфизованным породам и предшествующим непосредственно рудообразованию. На это указывают:

- а) сохранившиеся реликты микросланцев (продуктов регионального метаморфизма) в измененных породах;
- б) зональность в размещении минеральных парагенезисов;
- в) развитие минералообразования по ослабленным участкам метаморфизованных пород — сланцеватости, кливажу, плйчатости;
- г) появление минеральных парагенезисов, нехарактерных для метаморфических пород хлоритовой субфации.

2. Выделяются две стадии изменения метаморфизованных пород: ранняя, устанавливаемая во всей рудовмещающей толще, и поздняя, проявляющаяся вблизи участков с медным оруденением. Минеральные парагенезисы более ранней стадии составляют метасоматическую колонку следующего вида: $Mt + Bi \pm Kв - Kпш + Bi + Kв + Эп - Пл$ (альбит) $+ Эп + Kв + Му - Му + Kв$ (внутренняя зона). Процесс минералообразования этой стадии имел кремнещелочной характер. Поздняя стадия отделяется от предшествующей и последующей рудоотложения тектоническими подвижками. Центральные участки зон измененных пород сложены почти мономинеральными кварцевыми метасоматитами, которые к периферии последовательно сменяются кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми парагенезисами. С этими метасоматитами связано медное оруденение. Халькопирит-пиритовые руды тяготеют к центральной, а борнит-халькозитовые — к внешним зонам колонки. Сохранившиеся реликты кварц-мусковитовой зоны кремнещелочной стадии благоприятны для отложения пирит-халькопиритовых руд, а зоны с развитием эпидота — для отложения халькозин-борнитовых. Процесс рудообразования на месторождении завершился карбонатизацией.

3. В соответствии с размещением метасоматитов указанных стадий находится минеральный состав и пространственное распределение жил на месторождении. От внешних к внутренним участкам рудовмещающей толщи последовательно развиваются эпидотовые или кварц-эпидотовые, кварц-калишпатовые или кварц-калишпат-эпидотовые, кварц-сульфидные или кварц-карбонат-сульфидные жилы.

4. Таким образом, на Удоканском месторождении намечается определенная направленность процесса минералообразования от ранней кремнещелочной стадии через прерудную стадию кислотного выщелачивания и последующего рудоотложения к заключительной стадии карбонатизации, что свидетельствует об эпигенетическом характере рудообразования на месторождении. Это обстоятельство предопределяет выделение принципиально новых критериев прогнозирования и поисков медного оруденения в районе.

В. А. Максимовский, Е. П. Буева
(ВСЕГЕИ)

Региональная метасоматическая зональность в пределах Амура-Охотского вулканического пояса

1. В пределах Хинганской цепи Амура-Охотского внутриконтинентального мезозойского вулканического пояса регионально развиты аргиллизиты и аргиллизированные породы двух структурно-генетических типов: 1) площадного развития, связанные с фумарольно-сульфатной деятельностью вулканических построек; 2) в линейных зонах разломов, образовавшиеся в процессе поствулканической гидротермально-метасоматической деятельности. В последние годы в отдельных районах ареала аргиллизитов и аргиллизированных пород закартированы и детально изучены минералого-геохимическими методами более высокотемпературные метасоматические образования типа березитов и альбититов.

2. На правом берегу р. Буреи метасоматиты контролируются контактом вулканитов с палеозойскими гранитоидами фундамента и развиваются как по вулканитам, так и по гранитоидам. Ореол березитизации имеет симметрично-зональное строение: внешняя карбонат-хлоритовая зона сменяется промежуточной пирит-гидрослюда и далее в центре ореола пирит-серицит-кварцевой. Границы между зонами четкие, хотя в отдельных случаях наблюдаются постепенные расплывчатые переходы. Внешняя граница карбонат-хлоритовой зоны, как правило, надежно не картируется, поэтому уверенно определить мощность зоны невозможно. Среди новообразований внешней зоны, кроме карбоната и хлорита типа шамозита, устанавливаются гидроокислы железа, альбит и иногда эпидот. В целом минеральные парагенезисы внешней зоны ближе к хлоритовым пропилитам.

3. В промежуточной зоне среди новообразований главную роль играют гидрослюда, серицит и отчасти кварц. Пирит рассеян по всей массе породы в виде мелких кристаллов кубической формы. Внутренняя кварц-серицит-пиритовая зона состоит преимущественно из кварц-серицитового агрегата, который замещает все минералы породы и образует кварцевое ядро. Кварц мелкозернистый, нередко друзовидный, выполняет как многочисленные прожилки в породе, так и замещает отдельные минералы. Серицит развивается совместно с кварцем в прожилках и линзочках и метасоматически замещает полевые шпаты и биотит. Пирит рассеян в породе, реже образует скопления и прожилки с кварцем и серицитом.

В промежуточной и внутренней зонах спорадически отмечаются аргиллизитовые парагенезисы, сложенные каолинитом, монтмориллоном и кварцем.

4. Изучение поведения химических элементов в процессе березитизации показывает, что от неизменных пород к внутренней зоне метасоматитов происходит устойчивое увеличение содержания SiO_2 , FeO и уменьшение содержания Na_2O , CaO , P_2O_5 . Метасоматиты промежуточ-

ной зоны относительно обогащены MgO , Fe_2O_3 и обеднены Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O .

5. В пределах внешней и частично промежуточной зон ореола березитизации установлены также реликты более высокотемпературных кремне-натриевых метасоматитов, представляющих собой тонкозернистые породы существенно кварц-альбитового состава.

Указанные гидротермально-метасоматические образования в совокупности составляют единый комплементарный компенсированный формационно-генетический ряд (в номенклатуре Г. М. Беляева и В. А. Рудника [1978]): альбититы → хлоритовые пропилиты → березиты → аргиллизиты, становление которого происходило в условиях относительно повышенной активности в растворах натрия. Расшифровка структуры региональной метасоматической зональности в пределах рассматриваемого региона позволяет по-новому оценить его перспективы на редкометальное оруденение.

Г. П. Шабалдин (ЛГИ)

О составе и физических свойствах железорудных метасоматитов Центральнокольской зоны

По материалам комплексных геолого-петрографических, петрогеохимических и петрофизических исследований с использованием методов многомерной статистики выявлены и проанализированы основные особенности состава и физических свойств (плотность, намагниченность) железных руд и ассоциирующих с ними пород Центральнокольской зоны (ЦКЗ). По составу и типу корреляционных связей между главными петрогенными и рудными элементами изученные ассоциации близки к железорудным, существенно магнетитовым метасоматитам Оленегорского и Айварского месторождений [Жданов, Малкова, 1974]. Они характеризуются однозначными, но различными по модулю коэффициентами корреляции: положительными — кремния с алюминием и калием, калия с алюминием и кальцием и отрицательными — закисного железа с алюминием, натрием и калием, окисного железа с кремнием и алюминием, магния с кремнием. Однотипность этих связей указывает на геохимическое и вероятное генетическое родство железорудных комплексов обоих районов.

Вместе с тем отмечаются и некоторые особенности корреляционных связей в железорудных ассоциациях ЦКЗ, в частности прямая связь закисного железа с титаном, окисного железа с натрием, магния с алюминием и обратная — титана с алюминием и натрием при наличии противоположных по знаку ковариаций этих же элементов в магнетитовых кварцитах Примандровского района. Для оленегорских руд характерна, кроме того, прямая корреляция кальция с кремнием и алюминием, закисного и окисного железа и обратная — закисного железа и кальция, что указывает на существенное перераспределение железа при формировании магнетита.

Отмеченные особенности могут быть обусловлены различиями в составе исходных пород и меньшей интенсивностью, незавершенностью рудной стадии метасоматизма в ЦКЗ при пониженном, по сравнению с Оленегорским месторождением, кислородном потенциале системы. Последний фактор является, очевидно, определяющим для образования промышленных концентраций железа данного типа, поскольку руды ЦКЗ по соотношению закиси и окиси железа и содержанию других фемафилов (магния, титана, марганца) в целом отличаются от оленегорских и ближе к магнетитовым рудам Айварского месторождения. В них фиксируются реликты метабазитовых и скарновых ассоциаций

с повышенной железистостью силикатов, свидетельствующие о неполноте проявления сравнительно низкотемпературной (350—400 °С) стадии рудного метасоматоза и соответствующей фации — низкой кислотности — известковых скарнов [Жариков, 1970; Жданов, Малкова, 1974], что согласуется с результатами анализа петрохимических данных.

Анализ геохимической и петрофизической изменчивости железорудных ассоциаций ЦКЗ подтверждает вышеизложенные и полученные ранее (по геолого-петрографическим наблюдениям 1967—1970 гг.) представления о метасоматической природе магнетитовых руд и тесно связанных с ними окварцованных скарноидов. Установлена, в частности, прямая корреляционная связь плотности с намагниченностью метасоматитов и обратная ковариация этих переменных с большинством элементов-примесей — медью, никелем, ванадием, цирконием, галлием и др. Это значит, что последние не связаны с магнетитом, так же как и титан, имеющий обратную ковариацию с окисным железом. Кроме того, в рудах ЦКЗ отмечены низкие, часто не превышающие пороговых для спектрального анализа, содержания германия и других элементов-примесей, характерных для магнетитов вулканогенно-осадочных месторождений [Чернышева и др., 1981].

По совокупности изложенных данных есть основания считать главный рудный минерал, равно как и сами магнетитовые руды и окolorудные породы ЦКЗ, продуктами гидротермально-метасоматического преобразования исходных существенно базитовых тел в зонах повышенной тектонической и флюидной активности, имеющих региональное развитие.

А. Д. Ножкин, А. С. Борисенко (ИГиГ
СО АН СССР)

Региональная зональность метасоматитов активизированных структур докембрия юго-западной части Сибирской платформы

Раннепалеозойская тектоно-магматическая активизация докембрийских структур краевых поднятий фундамента Сибирской платформы, обусловленная каледонским тектогенезом в обрамляющих подвижных поясах, проявилась в образовании системы глубинных разломов, в формировании интрузий субщелочных гранитоидных и щелочных пород и в интенсивной гидротермально-метасоматической деятельности [Ножкин, 1966, 1973].

Гидротермально-метасоматические образования, имеющие региональное развитие, объединяются в ряд формаций: полевошпатовых метасоматитов, эйситов и гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов. Выявляется зональный характер размещения метасоматитов, обусловленный геологическими и физико-химическими условиями их формирования, постминерализационными перемещениями блоков и различной глубиной их эродированности. Полевошпатовые метасоматиты развиты преимущественно в блоках раннедокембрийского основания в экзоконтактовых зонах интрузий сненитов и субщелочных гранитоидов, эйситы — в рифейских складчатых комплексах и в молассонидных толщах орогенных впадин, гидрослюдисто-карбонатные метасоматиты — в наиболее опущенных блоках верхнерифейско-вендских грабенов и обрамляющего их фундамента.

Полевошпатовые метасоматиты калишпат-(кварц)-эгиринового, калишпат-альбит-фенгит-флюоритового, калишпат-альбит-апатит-анкеритового, калишпат-альбит-баритового состава слагают как отдельные жильные тела, так и послойные зоны объемной полевошпатизации и характеризуются редкометальной акцессорной минерализацией. Эйси-

ты (натриевые гумбеиты) — метасоматические породы альбит-анкерит-хлоритового, кварц-альбит-апатит-карбонатного состава с фацией кварц-карбонатных, хлорит-карбонатных прожилков, несущие акцессорную сульфидную минерализацию (галенит, сфалерит, пирит), наложены на более ранние и более высокотемпературные полевошпатовые метасоматические образования, но чаще пространственно от них отделены, слагая более продвинутую зону метасоматической колонки. Гидрослюдистые изменения имеют наиболее широкое площадное развитие. Выделяются кварц-гидрослюдистые и карбонат-гидрослюдистые минеральные ассоциации с лейкоксеном, прожилками карбоната, флюорита, яшмовидного кварца, характеризующиеся отсутствием или незначительным развитием сульфидов. В вертикальном разрезе с глубиной карбонат-гидрослюдистые ассоциации сменяются кварц-гидрослюдистыми, а затем березитоидными кварц-серицитовыми с сульфидами.

Принадлежность отмеченных метасоматитов к единому формационно-генетическому ряду устанавливается как по геологическим, так и по минералого-геохимическим признакам (типоморфные акцессорные минералы и элементы-примеси, данные изотопии и абсолютного возраста). Исследование газово-жидких включений в минералах рассмотренных типов гидротермально-измененных пород показало, что формирование полевошпатовых метасоматитов происходило при высоких (выше 380°) температурах и воздействии на исходные породы низкоконцентрированных растворов; образование березитидов — в интервале температур 320—240° при участии растворов, обогащенных углекислотой и хлоридами натрия и кальция; гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов — при 230—100 °С из высококонцентрированных хлоридных растворов.

В. Г. Лазаренков, В. А. Степанов
(ЛГИ)

Метасоматическая и геохимическая зональность в контактовом ореоле интрузивного массива Ыраас (Маймеча-Котуйская щелочная провинция)

Массив Ыраас, сложенный ийолитами, апатит-магнетитовыми породами (камафоритами) и кальцитовыми карбонатитами, представляет собой шток площадью 1,2 км², с которым генетически связано месторождение апатита. В плане шток вытянут в меридиональном направлении; северный и южный контакты массива по геофизическим данным субвертикальны. Вмещающие породы — кварцевые песчаники, «задранные» кверху вблизи северного контакта массива. Шток окаймляется фенитовым ореолом шириной 30—150 м. Ореол обнаруживает зональное строение: внутренняя зона шириной 10—20 м сложена апатитовыми твейтозитами (эгириноитами), рассеянными жилами параллельно-шестоватого эгирина. Следующая зона шириной 10—20 м представлена эгириновыми фенитами, которые вблизи твейтозитовой зоны переходят в твейтозитовые фениты и фенитовые твейтозиты. Третья зона сложена фенитизированными и твейтозитизированными кварцитами, в которых ортоклаз и эгирин развиваются дискретно — в виде пятен, извилистых прожилков и по трещинам напластования. Внешняя зона представлена сливными белыми кварцитами, по периферии зоны переходящими в кварцевые песчаники.

В породах четырех метасоматических зон в ийолитах и кварцевых песчаниках было определено содержание Ca, P, F, Zr, Nb, Y, Pb, Sc, Rb. Произведена сравнительная химическая характеристика этих горных пород с целью определения геохимической специализации флюидной фазы, определившей образование фенитового ореола.

О закономерностях формирования плутогенной региональной метасоматической зональности

Процесс формирования плутогенной региональной метасоматической зональности (РМЗ), возникающей в условиях длительного становления внедренных в верхние относительно холодные слои литосферы интрузивных массивов (главным образом гранитоидного и монцитонитовидного рядов), может быть рассмотрен путем выделения двух гидротермально-метасоматических систем: внутриинтрузивной и околоинтрузивной. При этом под гидротермально-метасоматической системой понимается совокупность сопряженных в пространстве и времени зон проявления гидротермальных изменений, обусловленных эволюцией первоначально щелочных или субщелочных гидротермальных растворов в сторону повышения кислотности.

Внутриинтрузивная система образуется и функционирует в пределах остывающих интрузивных массивов в ранний посткристаллизационный период их термической истории, когда температура и давление водяных паров (P_K) в области контактового воздействия прогрессивно возрастают, а внутри самой интрузии возникает контрастное термоградиентное поле, которое обеспечивает образование замкнутых конвективных потоков остаточных надкритических флюидов с химической дифференциацией их состава в пространстве [Ганеев, 1977]. Внутриинтрузивная система моделирует процесс возникновения ассоциации гидротермально-измененных пород, развитых главным образом внутри и в ближайшем экзоконтакте внедренных плутонов. Это производные щелочного, кремнещелочного и субщелочного (щелочно-амфиболовые и турмалин-амфиболовые калишпатиты и альбититы, фельдшпатолиты, скарны), а также кремнекислотного метасоматоза (грейзены, грейзеноиды и другие более редкие метасоматиты).

Околоинтрузивная система возникает в ореоле контактового прогрева внедренных массивов в поздний посткристаллизационный период их термической истории, когда нагретые вмещающие породы и само тело интрузии начинают остывать как единое целое, а превращенные в гидротермальные растворы в термоградиентном поле массива экзогенные воды за счет резкого падения в надынтрузивной области p_K начинают циркулировать в сторону остывающей интрузии. Эти растворы, имеющие первоначально субщелочную реакцию, эволюционируют в сторону повышения кислотности, создавая в околоинтрузивном пространстве совокупность сопряженных зон пропилитизации — березитизации или пропилитизации — вторичной кварцитизации. Возникающие в этих условиях приконтактные пропилитовые зоны несут в себе признаки формирования в термоградиентном поле интрузий. Они образуют самый внешний ореол плутогенной РМЗ, объединяющий в единое целое всю совокупность зон разностадийных гидротермально-метасоматических изменений, обусловленных процессом внедрения и длительного становления интрузивных массивов.

Вклад каждой выделенной гидротермально-метасоматической системы в процесс формирования плутогенной РМЗ зависит от глубины становления интрузивных массивов. Околоинтрузивная система наиболее активно развивается на малых глубинах ($H < 1$ км, $p < 220$ атм), а внутриинтрузивная, наоборот, на умеренных и больших глубинах.

Таким образом, рассмотрение механизма возникновения плутогенной гидротермальной метасоматической зональности как результата совмещения и взаимодействия в пространстве и времени двух гидротермально-метасоматических систем — внутриинтрузивной и околоинтрузивной — позволяет наметить в истории развития плутогенной

гидротермальной деятельности два основных рубежа минералообразования и подойти к объяснению причин двойственной природы металлогенической специализации связанных с этой зональностью плутоногенных рудных месторождений [Шатов, 1976; Плющев, Шатов, 1980].

А. П. Никольский (ВСЕГЕИ)

Метасоматиты докембрия Украинского щита и их зональность

1. Метасоматиты обособленных интрузивно-ультраметаморфических циклов делятся на ультраметаморфические и гидротермальные. Первые секутся пегматитами, имеют региональное распространение; вторые секут пегматиты и распространены локально. Процессы ультраметасоматоза происходят в условиях неравновесности между притекающими флюидами и породами, подвергающимися преобразованию. Когда наступает равновесие между породами и флюидами, тепло, приносимое последними, расходуется не на замещение, а на плавление ультраметасоматитов. Именно только эту, вторую часть ультраметаморфизма следует называть магматическим замещением. Ультраметасоматоз и магматическое замещение — это составные части ультраметаморфизма (гранитизации).

2. Ультраметаморфизм развивался многофазно и многостадийно. В раннюю фазу был проявлен натриевый ультраметасоматоз с образованием парагнейсов, амфиболитов и натриевых гранитоидных гнейсов. Позже кристаллизующиеся расплавы натриевых гранитоидов, возникшие в процессе магматического замещения, служили источником флюидов, обогащенных калием, которые породили микроклиновые гранитоидные гнейсы, а несколько позже и расплавы этих гранитоидов. Натриевые ультраметасоматиты распространены более широко в глубинных частях докембрийских толщ (в антиклинальных структурах или в приподнятых блоках, претерпевших значительную эрозию). Калиевые ультраметасоматиты более широко развиты в областях с синклинорным строением.

3. Гидротермальные метасоматиты генетически тесно связаны с поздними (малыми) интрузивно-ультраметаморфическими телами калиевых гранитов, претерпевших плавление и последующую кристаллизацию. Малые интрузивно-ультраметаморфические тела порождены флюидами кристаллизующихся ранних стадий калиевых гранитоидов, часто образующих крупные массивы. Распределение малых тел калиевых гранитов в значительной степени определяется структурами массивов калиевых гранитов ранних стадий. В связи с этими массивами возникают и узлы гидротермальных метасоматитов.

С. А. Коренбаум (ДВГИ
ДВНЦ АН СССР)

Система субметаморфических и метасоматических фаций гидротермально-измененных пород

Минералогическое изучение гидротермально-измененных пород показало, что все преобразования, связанные с гидротермальным процессом, делятся на два типа. Изменения первого типа выражены появлением минеральных ассоциаций сульфидов и сульфоарсенидов железа, фторидов кальция, борсодержащих и других минералов. Они происходят на фоне обычных метаморфических преобразований, обусловленных воздействием температуры и давления, но в значительной мере определяются активностью летучих компонентов (сера, галогены, бор и др.), которые контролируют смену минеральных ассоциаций в гидро-

термально-измененных породах рудных полей. Минеральные ассоциации, появление которых определяется активностью летучих компонентов, представляют собой субметаморфические минеральные фации гидротермально-измененных пород. Границы фаций фиксируются по смене минеральных парагенезисов. Границы фаций, выделенных по изменению активности отдельных компонентов, например, по изменению сульфидных парагенезисов и по изменению парагенезисов с флюоритом, чаще всего не будут совпадать в пространстве. Это связано с тем, что градиент изменения активности отдельных кислотных компонентов неодинаков и зависит как от свойств самого компонента, так и от буферных свойств пород, а сами реакции минералообразования по-разному реагируют на изменения температуры.

Изменения второго типа устанавливаются на участках активной фильтрации растворов, в залежах жильных тел, где в связи с последовательным выносом породообразующих элементов возникают зоны развития собственно-метасоматических пород, число минеральных фаз в которых меньше числа фаз в исходных породах. Такие породы обычно формируют метасоматические колонки, в пределах которых фации принято выделять по названию преобладающих минералов и числу минеральных фаз. Участки развития метасоматических пород окружены гидротермально-измененными породами, в которых изменение содержания какого-либо элемента породы может быть проявлено достаточно определенно, но не приводит к уменьшению числа минеральных фаз. Такие породы в отличие от собственно-метасоматических выделяются как метасоматически измененные. Границы развития фаций метасоматически измененных пород, как правило, неопределенны и фиксируются с трудом. Объемы этих пород чаще всего значительно превышают объемы собственно-метасоматических пород.

Метасоматические и метасоматически измененные породы фиксируются в пределах различных субметаморфических фаций, и границы фаций метасоматических и субметаморфических изменений не совпадают в пространстве. При низких градиентах изменения активности кислотных компонентов метасоматические фации формируются в пределах одной субметаморфической фации. При высоком градиенте изменения различные зоны метасоматической колонки могут попадать в различные субметаморфические фации. Независимость субметаморфических процессов делает матричное их изображение наиболее удобным и наглядным.

Л. В. Козырева (ГИ Кольского фил.
АН СССР)

Щелочные метасоматиты Хибинского массива

1. В центральной части Хибинского массива выделяется широкая зона метасоматически измененных пород, имеющих специфические особенности петрологии и рудоносности. Протяженность зоны более 60 км, ширина ее варьирует от десятков метров до нескольких километров. Зона включает хибиниты, фойяиты, лявочорриты и в меньшей степени рисчорриты, т. е. практически почти все породы, слагающие Хибинский щелочной массив.

2. Метасоматически измененные нефелиновые сиениты приурочены к тектоническим нарушениям и к контактам разновозрастных интрузивных комплексов. Наиболее широкие поля метасоматически измененных пород находятся в фойяитах в пределах гор Юкспор и Кукисвумчорр в зоне сближенных радиальных и кольцевых разломов, в пределах отрогов горы Звеслогчорр, где концентрическая зона тектонических деформаций, а также в местах выклинивания кольцевых дуг нефели-

новых сиенитов, где наблюдается сближение контактов пород массива. В ряде участков в зонах метасоматического изменения встречаются ксенолиты пород имандра-варзугской свиты, которые оказывают влияние на петрологические особенности метасоматитов.

3. Минералогически метасоматические породы отличаются от нефелиновых сиенитов массива повышенным содержанием альбита среди щелочных полевых шпатов, которые вместе с нефелином составляют 75—90 % их объема пород. Остальная часть представлена эгирином, арфведсоцитом, лепидомеланом, ильменитом, цирконом, эвдиалитом; реже встречаются ринколит, астрофиллит, флюорит, содалит. Химический состав щелочных метасоматитов массива детально не исследован. Немногочисленные анализы альбитизированных хибинитов и фойяитов свидетельствуют о значительной вариации содержания большинства компонентов. Обычно натрий преобладает над калием; повышен уровень содержания фтора, ниобия, редких земель, циркония, свинца, цинка, молибдена. Отмечается низкое содержание кальция, магния, стронция, бария, хлора; понижено по сравнению с нефелиновыми сиенитами содержание титана и фосфора.

4. Специфической особенностью метасоматических пород Хибин является их рудоносность. Известны рудопроявления сульфидов железа и молибдена, редких металлов, редкоземельных и других элементов, приуроченных именно к метасоматически измененным зонам пород массива. Выявленная в последние годы корундовая минерализация тяготеет к ксенолитам пород кровли массива, заключенным в метасоматитах.

С. А. Руденко, Ж. М. Кузнецов
(ЛГИ)

Метасоматиты ийолит-уртитового и ювит-рисчорритового комплексов Хибинского щелочного массива

Историю геологического развития рассматриваемых комплексов можно охарактеризовать, выделив главные этапы и стадии образования пород и руд.

Магматический этап — возникновение дуговой зоны разлома и внедрение щелочной магмы, кристаллизовавшийся в виде мелкозернистых ийолитов.

Постмагматический этап, стадии:

1) региональная перекристаллизация мелкозернистых ийолитов с образованием линзовидно-полосчатых ийолит-уртитов, крупнозернистых и пегматоидных мельтейгитов, ийолитов и уртитов;

2) перекристаллизация с образованием локально развитых зон, формирование жил пегматоидных пород ийолит-уртитового комплекса и пироксен-нефелиновых пегматитов;

3) калишпатизация всех ранее возникших пород; образование полевошпатовых ийолитов и уртитов, ювитов и рисчорритов, пегматитов с полевым шпатом, т. е. становление пород ювит-рисчорритового комплекса Хибин;

4) ранний рудный и редкометальный метасоматоз — минерализация прожилкового и вкрапленного типов (эвдиалит, таблитчатый сфен, титаномагнетит II и другие минералы);

5) апатитизация — образование сетчатых, линзовидно-полосчатых, блоковых, пятнисто-полосчатых и пятнистых апатит-нефелиновых руд со свойственными им признаками наследования текстурных и структурных особенностей замещаемых щелочных пород;

6) поздний рудный и редкометальный метасоматоз — формирование титановых руд верхней контактной зоны апатит-нефелиновых за-

лежей (призматический сфен, титаномagnetит III и другие минералы);

7) натролитизация.

Региональным метасоматическим процессом в Хибинах является альбитизация. Две дуговые зоны альбитизации тяготеют к лежащему и висячему бокам полосы, сложенной ийолит-уртитам и ювит-рисчорритами, т. е. образуются при замещении альбитом нефелиновых сиенитов (хибинитов, лявочорритов и фойяитов). Процесс альбитизации нефелиновых сиенитов происходил синхронно с калишпатизацией ийолит-уртитов за счет выноса освобождавшегося при этом натрия. При апатитизации альбитизированных нефелиновых сиенитов образуются бедные апатитсодержащие руды — потенциальный источник апатита в будущем.

На постмагматическом этапе становления рассматриваемых комплексов происходило образование жильных тел, известных под названием «гистерогенитов». Эти тела (пироксен-нефелинового состава) пересекают породы, возникшие в период перекристаллизации, но вовлекаются в переработку на стадиях калишпатизации и апатитизации. Позже апатит-нефелиновых руд образуются жилы луявритов.

Анализ истории геологического развития ийолит-уртитового и ювит-рисчорритового комплексов свидетельствует о существовании долгоживущей зоны разлома в срединной части массива. Тектонические подвижки, проявленные здесь, в значительной мере предопределили пути поступления растворов глубинного происхождения, наличие которых и обусловило преобразование пород на постмагматическом этапе.

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

*В. А. Жариков, И. П. Иванов (ИЭМ
АН СССР)*

Метасоматиты кислотной стадии (физико-химический анализ)

Межформационный анализ метасоматитов кислотной стадии выполнен на основе исследования констант равновесия:

а) граничных реакций окварцевания пород алюмосиликатного состава (тыловая зона, фронт растворения кварца);

б) граничных реакций гидролиза с образованием биминеральных ассоциаций в условиях полного выноса темноцветных компонентов (главная тыловая зона, по которой выделяются формации метасоматитов);

в) граничных реакций гидролиза с инертным поведением железа, магния и кальция в различных сочетаниях, характеризующих минеральные фации передовых и головных зон в колонках.

Исследования выполнены для низко-, средне- и высокотемпературных метасоматитов. По составам исходных пород и модельным формациям (фации) метасоматитов с помощью термодинамических расчетов выявлены пределы составов исходных растворов с учетом летучих компонентов: H_2O , CO_2 , HCl , HF , H_2S , H_2S_4 и др. Выявлены причины и пределы конвергенции в метасоматитах. Изучена растворимость важнейших рудных минералов на фронтах буферных реакций гидролиза с целью выявления связи оруденения (синхронного) с околорудными изменениями вмещающих пород при кислотном метасоматизме. На основе полученных физико-химических параметров представлена классификация формаций (фаций) кислотного метасоматизма в зависимости от интенсивных факторов равновесия (локально-равновесные модели колонок кислотного метасоматизма).

*И. П. Иванов, В. А. Покровский
(ИЭМ АН СССР)*

Исследование фазовых диаграмм состояния модельных гидротермальных систем в приложении к генезису околорудных изменений во вмещающих породах

Рассмотрение многих физико-химических аспектов гидротермальных процессов (метасоматоз, гидротермальное рудообразование) предполагает в первую очередь углубленное изучение термодинамических свойств большого класса модельных водно-минеральных систем. Исчерпывающую информацию о равновесных отношениях в таких системах дают фазовые диаграммы состояния, описывающие устойчивость минералов и их парагенезисов в присутствии водных растворов в зависимости

как от интенсивных (T, p, μ), так и экстенсивных (массы инертных компонентов) параметров.

Основным методом решения данной проблемы является синтез экспериментальных исследований и термодинамического моделирования, осуществляемого с помощью ЭВМ. В докладе обсуждаются методические вопросы, связанные с проведением такого исследования. Рассмотрены современное состояние и перспективы разработок в следующих основных направлениях:

- проблема исходной термодинамической информации;
- связь и взаимодействие реального эксперимента и машинных моделей экспериментальных систем;
- построение и анализ фазовых диаграмм состояния минеральных систем с помощью ЭВМ;
- приложение модельных построений к решению петрологических задач.

Основные положения доклада иллюстрируются конкретными примерами. Впервые представлены важные в петрологическом отношении фрагменты полной фазовой диаграммы состояния модельной системы $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{HCl}$ для интервала температур 25—300 °С, построенные на ЭВМ с учетом реальных свойств водно-солевых растворов и условий образования твердых растворов. Выполнен термодинамический анализ ионно-минеральных равновесий, реализующихся в данной системе, с детальным обсуждением следующих аспектов:

- устойчивость минералов и парагенезисов с позиции их растворимости в водном растворе;
- особенности приложения правила фаз к анализу ионно-минеральных равновесий (единичность, вариантность реакций);
- кислотно-основное взаимодействие в системе.

Исследована природа зависимости фазовых отношений от T, p, μ^{H^+} .

Приводится информация о программном комплексе, который позволяет строить с помощью ЭВМ фазовые диаграммы различного типа с точностью, которая объективно обеспечивается качеством исходной термодинамической информации и совершенством моделей, привлекаемых для описания взаимодействия в изучаемых системах (теория Дебая — Хюккеля, модели твердых растворов и др.).

Е. В. Добровольский (ИГН АН УССР)

Роль экспериментальных кинетических исследований при моделировании метасоматических процессов

Экспериментальное изучение кинетики метасоматических процессов при их математическом или физическом моделировании сводится к следующему:

- 1) исследование механизма замещения как последовательности физико-химических стадий процесса;
- 2) получение кинетического уравнения процесса;
- 3) численное определение констант, входящих в кинетическое уравнение и математическую модель изучаемого процесса при определенных термодинамических условиях.

Значительное количество работ на основании термодинамических расчетов показывает возможность протекания определенного метасоматического замещения, однако почти нет работ, показывающих, как протекает этот процесс. Изучение механизмов метасоматических процессов ведет к расшифровке структурно-текстурных особенностей пород и руд.

В общем случае физическая модель метасоматического процесса может быть представлена как фильтрационно-диффузионный перенос через трещиновато-пористые вмещающие породы природного раствора, содержащего химические соединения, способные замещать минералы вмещающих пород. При этом замещение происходит по схеме, определяющейся конкретными физико-химическими условиями замещения. Механизм замещения определяет вид кинетической зависимости, характеризующей интенсивность объемного источника вещества в рассматриваемой системе.

Рассмотрены математические модели динамики метасоматических процессов замещения карбонатных пород флюоритом и полевых шпатов глинистыми минералами. Кинетическое уравнение в одной из рассматриваемых задач имеет характерный для метасоматических процессов вид уравнения параболы. Эта зависимость определяется тем, что лимитирующей стадией установившегося процесса метасоматического замещения является молекулярная диффузия вещества либо в твердой фазе, либо в растворе, пропитывающем микротрещины и поры вмещающих пород. Рассматривается также случай линейного кинетического уравнения — зависимости, имеющей место, когда скорость всего процесса контролируется реакцией на поверхности раздела фаз.

Анализируются методики экспериментального исследования (моделирования) кинетики метасоматических процессов.

*И. П. Иванов, В. Б. Коваль,
В. А. Сеницын, Т. И. Макарова (ИЭМ
АН СССР)*

Типизация натриевых щелочных метасоматитов докембрия на основе термодинамических параметров

Приуроченность рудной минерализации к щелочным натриевым метасоматитам вызывает повышенный интерес геологов к этим образованиям. В настоящем сообщении предпринята попытка на основе геологических наблюдений, обобщения литературных данных и термодинамических расчетов на ЭВМ разработать физико-химическую основу типизации натриевых щелочных метасоматитов. При этом авторы исходили из следующего.

1. В геологической литературе широко освещены вопросы геологии, вещественного состава, строения и рудной минерализации натриевых щелочных метасоматитов в докембрийских породах, выделены типы метасоматитов в связи с приуроченностью рудной минерализации. При этом справедливо отмечается зависимость минерального состава метасоматитов от состава исходных пород. С другой стороны, представления о составе метасоматизирующих растворов остаются на качественном уровне.

2. Минеральные ассоциации, слагающие тыловые зоны метасоматитов, несут максимум информации о составе исходного раствора. Сравнительный парагенетический анализ показывает, что образование тех или иных парагенезисов находится в зависимости от концентрации в растворе Na и Si, а также от кислотно-основных и окислительно-восстановительных свойств растворов.

3. Допущение о локально-равновесном характере метасоматоза позволяет использовать аппарат равновесной термодинамики для анализа физико-химических условий его протекания, в частности, расчеты на ЭВМ. Программы, разработанные в последние годы, позволяют рассчитывать гетерогенные равновесия компонентов в растворе с учетом их концентраций, а также ассоциаций, гидролиза и комплексообразования для систем, по своей сложности приближающихся к природным.

4. Рассчитанные с помощью ЭВМ значения таких характеристик раствора, как валовые концентрации Na и Si, pH и P_{O_2} , в равновесии с минеральными ассоциациями тыловых зон натриевых щелочных метасоматитов могут служить физико-химической основой для их фациальной типизации.

При проведении расчетов отбор термодинамических констант минералов и компонентов раствора проводился после их согласования с экспериментально изученными равновесиями.

Результаты расчетов представлены в виде серии фазовых диаграмм (мультисистем) в координатах интенсивных параметров $\lg \frac{\sum Na}{\sum H}$, $\lg \times \frac{\sum Si}{(\sum H)^4}$, $\lg P_{O_2}$ для изотермических условий.

Г. П. Зарайский, Ф. М. Стояновская
(ИЭМ АН СССР)

Экспериментальное изучение зональности и физико-химических условий образования биметасоматических скарнов

На модели контактового взаимодействия известняка и доломита с гранодиоритом и кварцем исследовано формирование известковых и магнезиальных биметасоматических скарнов в диапазоне температур 400—900 °С и давлений 1—5 кбар. Показано, что основные закономерности скарновых колонок контролируются в первую очередь составами контактирующих пород и величиной pH воздействующего раствора. Температура, давление, режим CO_2 и вариации катионной и анионной составляющей раствора принципиально не определяют биметасоматического взаимодействия, хотя заметно влияют на фациальные типы скарновой зональности. На контакте известняка с гранодиоритами в любых условиях при температуре выше 400 °С образуются известковые скарны. В очень широком диапазоне условий в контактовой области гранодиорита формируется пироксен-плаггиоклазовая зона, сменяющаяся на удалении от контакта амфибол-плаггиоклазовой, а со стороны известняка развивается волластонит. При высокой активности щелочей происходит отчетливая десиликация гранодиорита, сопровождающаяся замещением плаггиоклаза фельдшпатоидами. Для появления в контактовых зонах граната необходима нейтральная или кислая среда, а типичная для известковых скарнов пироксен-гранатовая ассоциация развивается только в слабокислых условиях (растворы $CaCl_2$, $MgCl_2$, подкисленный раствор $NaCl$ и т. д.). При высокой кислотности среды (растворы $FeCl_2$, $FeCl_3$, $AlCl_3$ и др.) известняк растворяется с образованием пустот, а гранодиорит отальковывается и хлоритизируется. Наиболее благоприятный температурный диапазон образования известковых скарнов — 500—700 °С. При более низких температурах начинает преобладать амфибол над пироксеном, плохо образуется гранат, отсутствует волластонит. При температуре выше 700 °С появляются такие не характерные для известковых скарнов минералы, как акерманит, геленит, монтчеллит. Присутствие углекислоты во флюиде (вплоть до мольной доли 0,5) не вносит никаких принципиальных изменений в основную схему биметасоматической зональности. Так же мало сказывается влияние давления флюида.

Типичные магнезиальные скарны не были получены, несмотря на исследование всех возможных условий биметасоматического взаимодействия гранодиорита с доломитом. В интервале температур 450—700 °С строение эндоконтактной части колонки такое же, как и в контакте с кальцитом, лишь гранат никогда не образуется. Со стороны доломита у контакта возникает мономинеральная форстеритовая зона, сменяющаяся на некотором удалении кальцит-форстеритовой. Ни в одном

случае не происходило миграции алюминия в экзоконтактовую область с образованием шпинели или других глиноземсодержащих фаз (даже в растворе $AlCl_3$). С повышением температуры возрастает миграционная активность всех компонентов, в том числе и алюминия, который приобретает подвижность при 850 °С, мигрируя в сторону доломита, что сопровождается появлением геленитовой экзоконтактовой зоны. Однако типичная для магнезиальных скарнов шпинель и в этих условиях не образуется.

Характерной общей особенностью всех исследованных случаев контактового взаимодействия карбонатных и силикатных пород является большая миграционная активность кальция, чем магния.

И. Г. Ганев (Ин-т литосферы АН СССР)

Экспериментальное и теоретическое моделирование метасоматической зональности

На основании экспериментальных данных рассматривается модель формирования метасоматической зональности на примере грейзеновых месторождений. Обосновывается зависимость метасоматической зональности от строения и свойств минералообразующих растворов.

Термометрические исследования подтвердили, что существование градиента теплового поля есть характерная и неотъемлемая черта эндогенного минералособразования. Указанная особенность хорошо известна, но не учитывается в генетических построениях. Как показали экспериментальные исследования, водные растворы электролитов при наличии температурного градиента проявляют совершенно новые свойства. Наблюдается глубокий гидролиз электролитов с пространственным разделением продуктов гидролиза. В соответствии с экспериментальными данными в водных растворах электролитов, входящих в состав природных гидротерм, формируются три зоны: нижняя — щелочная, средняя — нейтральная и верхняя — зона кислых растворов.

Расчеты и эксперименты свидетельствуют, что граниты могут находиться в равновесии только с щелочными и нейтральными растворами.

Кварцевые жилы типичных грейзеновых редкометальных месторождений сопровождаются симметрично расположенными зонами измененных пород, представленных кварцевыми, топаз-кварцевыми, слюди-сто-кварцевыми грейзенами, а также в различной степени серицитизированными и мусковитизированными гранитами. Метасоматическая колонка типична для процесса кислотного выщелачивания. Полную колонку метасоматических изменений обычно можно наблюдать на верхних горизонтах рудных жил, а ниже степень изменения вмещающих пород уменьшается. На уровне корневых частей жил обычно наблюдаются слабо серицитизированные или почти неизменные граниты.

Отсутствие околосильной грейзенизации в зоне корневых частей жил указывает на равновесный характер системы: вмещающая порода (гранит) — гидротермальный раствор. Увеличение степени и мощности метасоматической переработки вмещающих пород снизу вверх и достижение максимума в апикальных частях под экраном вмещающих пород отражают постепенное нарастание концентрации кислотных компонентов и возрастание степени неравновесности.

Таким образом, хорошо известная вертикальная зональность околосильных изменений вмещающих пород является следствием пространственной дифференциации состава гидротермальных растворов при наличии температурного градиента в строении теплового поля. Чем значительнее величина температурного градиента, тем более контраст-

ный характер будут иметь изменения вмещающих пород в корневых и апикальных частях рудных тел. Указанные условия наиболее отчетливо реализуются в крутопадающих телах.

М. В. Мироненко (ГЕОХИ АН СССР)

Моделирование околожильного метасоматоза при движении углекислого гидротермального раствора в условиях градиента давления

1. Анализ литературных данных и собственных наблюдений по структурным особенностям месторождений, измерения давлений и содержаний CO_2 в газовой-жидких включениях, результаты моделирования палеогидродинамических потоков свидетельствуют о том, что при формировании целого ряда жильных и штокверковых месторождений на фоне восходящей фильтрации гидротермального потока происходило стягивание растворов в наиболее проницаемые зоны, падение давления наиболее летучего компонента — углекислоты, локальное возрастание интенсивности гидротермального потока.

2. На основе принципа мозаичного равновесия с помощью аппарата расчета равновесного состава многокомпонентных систем, имитирующих гидротермальное взаимодействие раствора с породой, моделировалось возникновение метасоматической зональности в этих условиях. Показано, что падение парциального давления CO_2 в растворе может быть причиной образования зон кислотного растворения и сопряженного с ним отложения в пределах единой метасоматической колонки.

3. Возрастание интенсивности гидротермального потока (моделируется увеличением количества раствора, прошедшего через данный блок породы) оказывает значительное влияние на метасоматическую зональность, вызывая интенсивный вынос щелочей даже при низкой концентрации CO_2 в растворе.

4. Результаты моделирования на основе параметров, полученных по газовой-жидким включениям, позволяют с этих позиций объяснить околожильную метасоматическую зональность конкретного месторождения. Внешняя зона метасоматической колонки представлена здесь кварц-карбонат-гидрослюдистыми изменениями с резким выносом натрия, внутренняя — альбит-анкеритовыми.

Л. А. Солодовникова (ИГН АН КазССР)

Теоретическое моделирование метасоматического и рудного процессов на месторождении Караоба (Центральный Казахстан)

Караобинский интрузив сложен главным образом слабо грейзенизированными лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса, вмещающими редкометалльно-вольфрамовое месторождение. Рудная минерализация сосредоточена в грейзенах, кварцевых жилах и прожилках. Инфильтрация грейзенизирующих растворов сопровождалась образованием метасоматической зональности: биотитовый гранит → слабо грейзенизированный гранит → интенсивно грейзенизированный гранит → грейзен с реликтами полевых шпатов → грейзен без полевых шпатов. В процессе образования такой зональности в породах уменьшается коэффициент агпаитности и увеличиваются значения других петрохимических коэффициентов $\left(\frac{\text{SiO}_2}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}, \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}, \frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}, \frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}}, \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}} \right)$.

Рудные компоненты (W, Mo, Sn, Bi) в процессе кристаллизации гранитной магмы не входили в кристаллическую решетку породообразующих минералов, а накапливались во флюидной фазе. Рудный про-

цесс начинался одновременно с началом грейзенизации и выражался в замещении биотита мусковитом в тесной ассоциации с флюоритом, молибденитом, вольфрамитом и другими минералами. По мере интенсивности грейзенизации гранитов в них возрастают содержания рудных компонентов.

Экспериментальные работы выявили различное влияние фтора и хлора на изменение биотита в грейзеновом процессе. Растворы на фторидной основе способствовали накоплению SiO_2 и K_2O и выносу железа, а на хлоридной — накоплению Al_2O_3 и выносу магния.

Анализ температур гомогенизации газовой-жидких включений в гранитах, различных метасоматитах и кварцевых жилах позволяет предположить, что изменение вмещающих пород проходило при температурах приблизительно 400°C и ниже, т. е. после начала жилобразования. Роговики препятствовали выносу флюида с рудной нагрузкой за пределы массива, что способствовало интенсивной грейзенизации гранитов, локализации промышленного оруденения внутри интрузива. Распад сложных комплексов, в состав которых входили рудные элементы, проходил, вероятно, в интервале температур $\sim 500\text{--}400^\circ\text{C}$.

Повышенные содержания H_2O и CO_2 , а также наличие H_2S в метасоматитах свидетельствуют о существенной роли этих газов при грейзенизации и оруденении.

Источником рудного вещества является гранитная магма, а определенные геолого-структурные и физико-химические условия способствовали образованию промышленного оруденения.

*М. П. Мазуров, Н. Г. Стенина,
А. Т. Титов (ИГиГ СО АН СССР)*

Исследование кинетики отложения рудного вещества в железоносных скарнах

Для анализа кинетики рудообразующих процессов и создания моделей формирования рудных залежей необходимо знание механизма кристаллизации рудных минералов и отложения рудного вещества в целом. Формирование магнетитовых руд в скарнах включает в себя диспергирование и растворение исходных фаз, образование среды, в которой происходит зарождение и рост рудных и сингенетических им нерудных минералов, их перекристаллизацию и агрегацию. Некоторые ступени этого процесса находят отражение в текстурно-структурном облике руд, в реальной структуре минеральных индивидов, в строении границ их зерен. Наряду с экспериментальными работами ценную информацию в этом отношении может дать объединение традиционных петрологических приемов с комплексом методов просвечивающей, сканирующей электронной микроскопии и рентгеноспектральным анализом.

Авторами изучена дефектная структура и строение границ магнетита и ассоциирующих с ним минералов известковых скарнов (гранат, пироксен, амфибол, кальцит и др.) в специально отобранных образцах из разных месторождений и разных участков рудоносных залежей. Общей особенностью межфазовых границ магнетит — скарновый минерал из реакционных зон является их сложное строение и наличие промежуточных фаз, отвечающих отдельным стадиям метасоматоза. Структурная упорядоченность, состав, тип и объем промежуточных фаз зависят как от замещаемого минерала, так и от места в реакционной зоне. Участкам фронта замещения, где скорость реакции лимитировалась скоростью растворения исходных фаз и где не происходило обособления продуктов взаимодействия гидротермальных растворов с замещаемыми минералами, присуще зональное размещение промежуточных фаз и совместная кристаллизация магнетита и силикатов (амфиболы,

слюды и др.). В участках интенсивного диспергирования и на контакте с карбонатами, где происходило быстрое растворение исходных фаз, характерно неупорядоченное размещение многочисленных микрокристаллических зародышей: рост зерен происходил путем их объединения. Анализ структуры, состава и взаимного положения промежуточных фаз позволил сделать вывод о параллельно-последовательном механизме рудообразующего метасоматоза и наметить отдельные его стадии.

Общим для реальной структуры монокристаллов метасоматического магнетита является высокое содержание примесных дефектов, имеющих ростовое происхождение. Примеси в виде сегрегатов или микровключений входят в структуру магнетита либо неупорядоченно, либо закономерно. В удалении от реакционных зон плотность примесных дефектов в магнетите на несколько порядков ниже, что обусловлено перекристаллизацией, очисткой монокристаллов от избытка примеси. Примесь во время перекристаллизации диффундирует к поверхности зерен, декорирует дефекты в их объеме, в результате чего повышается совершенство внутренней структуры кристаллов.

Выявленные особенности реальной структуры и строения границ зерен минералов, отражающие динамику процесса, могут служить одним из объяснений разнообразия облика руд и приуроченности богатых руд к границам с карбонатными породами и к центральным зонам рудных залежей.

В. А. Перепелицын (Ин-т огнеупоров,
г. Свердловск)

Моделирование некоторых аспектов метасоматоза и рудообразования при взаимодействии огнеупоров с высокотемпературными расплавами и газами

Объектами исследования явились образцы магнезиальных (периклазовых), магнезиально-силикатных (форстеритовых), магнезиально-известковых (доломитовых), магнезиально-шпинелидных (периклазохромитовых) и алюмосиликатных огнеупоров, изготовленные из природного сырья путем спекания или плавления. Полученные керамическим способом, исходные образцы имели пронизывающую пористость от 3 до 25%; плавленные и литые материалы практически не имели капиллярных пор. В качестве поликомпонентных силикатных расплавов использованы металлургические шлаки, имеющие различные химический состав и показатели основности — кислотности, вязкости и другие физико-химические свойства.

Автором обобщены результаты исследования образцов после лабораторного испытания на шлакоустойчивость (продолжительность до нескольких часов) и длительной эксплуатации в промышленных печах (срок службы до 10 лет) в условиях воздействия теплового поля и газообразных сред (пары щелочей, оксидов переходных металлов, фосфора, серы, фтора, хлора и др.).

Установлено, что при контактном взаимодействии поликомпонентных силикатных расплавов с пористыми огнеупорами происходит капиллярная инфильтрация или термокапиллярный перенос расплава по термическому градиенту, сопровождающийся диффузионными процессами, химическими реакциями на поверхности зерен, избирательным растворением и осаждением компонентов в приконтактных (рабочих) зонах огнеупоров и другими превращениями.

В зависимости от характера пористости и условий испытания взаимодействие огнеупоров со шлаками и газовыми средами обуславливает формирование в образцах нескольких зон: шлаковой, реакционной, пропитанной (импрегнированной) и неизменной. Установлено, что

генезис зональности, вещественный состав, структура и мощность зон не только зависят от химического состава взаимодействующих систем, температурных условий эксперимента, но и определяются физико-химическими свойствами изделий.

Генезис зональности в огнеупорах связан с механизмом ее формирования. Наиболее распространена инфильтрационная, диффузионная зональность и другие ее типы, проявляющие отдельные структурные и физико-химические черты сходства с метасоматической зональностью в природе.

На границе химически разнородных капиллярно-пористых огнеупоров и поликомпонентных расплавов установлено формирование высокотемпературной «хроматографической» (инфильтрационной) зональности, обусловленной избирательным накоплением оксидов железа («рудных минералов») и миграцией остаточного безжелезистого расплава в глубинные зоны образцов.

В. С. Векилов, Ю. А. Сафаров
(Ростовский ун-т)

Эволюция гидротермальных растворов при метасоматических реакциях в связи с образованием шеелита (Центральный Кавказ)

Среди многочисленных и разнообразных проявлений вольфрамовой минерализации на Центральном Кавказе большое практическое значение имеет новый для региона гидротермально-метасоматический тип («кти-тебердинский») кварц-шеелитовой рудной формации, связанный с амфиболитами.

Определяющим фактором, влияющим на перенос и осаждение вольфрама, являются кремнисто-щелочные гидротермальные растворы. Основные химические реакции последних с амфиболитами приводят главным образом к преобразованию роговой обманки в биотит и актинолит, образованию биотитов и актинолититов с различными вариациями составов переходных разностей.

Изменение минералогического и соответственно химического состава амфиболитов в условиях кремнисто-щелочного метасоматоза приводило к большой подвижности порообразующих элементов: $3\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_4(\text{Al, Fe})[(\text{Si, Al})_4\text{O}_{11}](\text{OH})_2 + \text{K}_2\text{O} + 2\text{SiO}_2 \rightarrow \text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_3(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2 + 2\text{K}(\text{Mg, Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 4\text{Ca} + \text{Mg} + 5\text{Al}_2\text{O}_3 + 2\text{FeO}$. Образование биотититов происходило при значительном привносе калия, существенном перераспределении магния, алюминия и железа, возможных в результате широкого их изоморфизма. Здесь характерно значительное высвобождение Са-иона, резкое снижение щелочности минералообразующей среды.

Зоны актинолититов — следствие метасоматического перераспределения магния и кремнезема со значительными потерями алюминия, железа, титана, щелочей. Появление избыточного количества магния в растворах вело к последующему замещению актинолита тальком, площадной актинолитизации амфиболитов.

Отложение шеелита отмечается главным образом в зоне биотитизации при привносе щелочей, их фиксации в твердой фазе алюмосиликатов и высвобождении значительных объемов Са-иона в ходе метасоматических реакций на фоне резкого снижения щелочности растворов.

В. Г. Боголепов, Н. Я. Гуляева,
А. В. Пизнюр, Ю. П. Дорошенко,
Н. Н. Павлунь, С. А. Кайзер,
Т. Б. Колесник, Л. В. Артемьева
(КазИМС)

Два морфогенетических типа грейзенизации на молибден-вольфрамовых месторождениях Казахстана

Мобилизация рудообразующих флюидов, их отделение от материнских магматических очагов, кинетика процессов минералообразования могут протекать различно, в зависимости от внешних геологических условий становления гипабиссальных аллохтонных гранитных интрузий и от состава и насыщения магм летучими и легко растворимыми соединениями. Рассматриваются два случая развития этих процессов.

1. В жестких условиях каркасных геотектоногенов термическое сокращение вторичных магматических очагов, а позже и гранитных интрузивов приводит к появлению арочного эффекта. Это способствует продолжительному нахождению мобильной флюидной фазы в расплаве и межзерновом пространстве гранитов. Перемещение рудоносных флюидов в локальные участки (дренаж) происходит в случае образования трещинных зон в уже твердых породах. Флюиды высокой концентрации (до 65% NaCl и KCl), высокотемпературные (415—570 °С), под давлением свыше 1600 атм. В увлажненных участках пород происходит процесс метасоматического замещения с образованием зональных грейзеновых тел кварц-мусковитового (540—415 °С), кварц-топазового (570—450 °С) и кварцевого (530—435 °С) составов. В массе грейзенов возникают тонковкрапленные рудные минералы. Количество их резко увеличивается при более поздней гетерогенизации растворов с образованием кварцеворудных жил и прожилков выполнения. Гетерогенизация явилась одной из главных причин распада комплексных соединений металлов и возникновения рудных минералов: молибденита I — при 425—390 °С, молибденита II — при 445—400 °С, вольфрамита — при 435—300 °С, висмутита — при 300—275 °С). Гетерогенизация растворов фиксируется первичными включениями, характеризующими их вскипание. Количество кварцеворудных жил и прожилков выполнения сильно увеличивается в надрудной, особенно экзоконтактной части пучков грейзеновых тел, где процессы метасоматоза резко затухают. Примером такой модели развития процессов минералообразования является Акчатауское месторождение.

2. В мобильных условиях линейных геотектоногенов термическое сокращение расплава приводит к надкупольному оседанию кровли. Это вызывает резкое падение давления в магматической камере и как следствие этого — вскипание магмы. Отделившиеся растворы сразу же гетерогенизируются. Газовая составляющая устремляется вверх, смачивая большие объемы ороговикованных пород кровли. Это приводит к объемному, но слабому изменению вмещающих пород (площадной незональной грейзенизации). Из жидкой фазы формируются кварцеворудные жилы и прожилки выполнения с маломощными грейзеновыми оторочками или без них. Максимумы оруденения находятся в неизмененных роговиках под грейзенизированными породами. Описанные процессы шли синхронно с кристаллизацией магматического очага, и поэтому апофизы гранитов иногда пересекают штокверки. Термобарогеохимические условия исследовались только для жил. Растворы эти, сравнительно с растворами, формировавшими первый морфогенетический тип месторождений, были более низкотемпературными, с более низкими величинами давления и с заметно более низкими концентрациями растворенных солей: на месторождении Нура-Талды молибде-

нит-кварцевое оруденение формировалось при 400—320 °С, комплексное редкометальное — при 380—220 °С, давлении 900—700 атм, концентрации растворов до 21%; на Коктенколе редкометальное оруденение формировалось при 410—270 °С, давлении 1350—850 атм, концентрации растворов 26—25%; на Верхних Кайрактах комплексное оруденение — при 405—240 °С и давлении 1400—1100 атм, шеелит-кварцевое оруденение — при 385—300 °С и давлении около 600 атм.

Обе модели минералообразования и возникновения двух морфогенетических типов грейзенов находятся в соответствии с экспериментальными данными о соответствующих системах, а также исследованиями включений в минералах. Результаты экспериментов подтверждают также мнение об отделении металлоносных флюидов от магматических расплавов путем постепенного перехода от расплава к жидкообразному флюиду в закрытых условиях и путем ретроградного вскипания магм в открытых условиях. В первом случае главная роль отводится высокоплотным галоидосодержащим жидкообразным флюидам, во втором — низкоплотным углекислым.

Во всех случаях растворы передвигались непродолжительное время. Все процессы замещения и выполнения пустот происходили в сравнительно застойных условиях.

Д. И. Царев (ГИН Бурятского фил. СО АН СССР)

Фрагментарный метасоматоз

На малых глубинах в земной коре, где пластические деформации уступают место хрупким, основными путями фильтрации растворов становятся трещины. В закрытых трещинах растворы перемещаются в основном под воздействием капиллярного давления, в открытых — под влиянием градиента давления, силы тяжести или конвекции. Одни трещины являются путями транзита раствора, другие — экранами, третьи — резервуарами для застойных растворов. Поэтому оконтуренные различными трещинами фрагменты горных пород омываются растворами, имеющими различные термодинамические параметры (концентрация растворенных веществ, давление, а на начальных стадиях процесса — и температура). Естественно, такие фрагменты испытывают различное взаимодействие с окружающими их растворами, в результате чего образуются пестрые по составу, структуре и текстуре метасоматиты. Такой вид метасоматоза автор предлагает назвать фрагментарным. Фрагментарные метасоматиты в основном развиваются на глубинах, соответствующих субвулканическому, приповерхностному и поверхностному фациям магматизма. В большинстве своем они сопровождаются разломами, зонами дробления, вулканические аппараты, апикальные части субвулканических интрузивных тел, рудные и нерудные месторождения полезных ископаемых.

В динамике фрагментарного метасоматоза существенную роль играет энергия поверхностных слоев соприкасающихся жидких, твердых и газообразных фаз и ограниченность объемов замещаемых тел (фрагментов горной породы).

При таком метасоматозе многие фрагменты горных пород (межтрещинные блоки или обломки, окруженные раствором) образуют самостоятельные системы. Таким образом, в общей системе малоглубинного или поверхностного метасоматического процесса в зонах трещиноватых, брекчированных или крупнообломочных пород возникают локальные (фрагментарные) системы, подчиненные режиму общей системы, но имеющие отличные друг от друга параметры.

На процессы фрагментарного метасоматоза влияют следующие факторы:

1) энергия поверхностей раздела твердых, жидких и газообразных фаз;

2) адсорбция;

3) миграция компонентов раствора в горную породу;

4) объем фрагментов горной породы;

5) фильтрационный эффект.

При исследовании значительного количества рудных месторождений автором изучены различные виды рудных и безрудных брекчий, возникших в результате фрагментарного метасоматоза тектонически трещиноватых и дробленных горных пород. Такие брекчии обычно принимаются за осадочные, взрывчатые, эруптивные и т. д., что является причиной ошибок в диагностике происхождения месторождений полезных ископаемых и в выработке их поисковых признаков.

Фрагментарные метасоматиты типа обломковидных и галькоподобных сульфидных обособлений довольно широко развиты на многих колчеданных месторождениях. Многие исследователи считают их истинными обломками и гальками и возводят в ранг весомых признаков эксгальационно-осадочного происхождения оруденения.

Расшифровка условий и механизмов фрагментарного метасоматоза дает возможность разрешить многие спорные вопросы генезиса рудных месторождений.

С. А. Гурулев (ИЗК СО АН СССР)

Механизмы магмометасоматоза

По результатам изучения метасоматитов раннемагматической стадии в базит-гипербазитовых расслоенных интрузиях намечаются следующие механизмы магмометасоматоза (расплавного замещения).

1. Газифицирование твердого вещества. Термическое воздействие магм приводит к диссоциации вещества, часть которого переводится в газовую фазу, удаляющуюся сквозь расплав, а часть остается в виде термоустойчивых комплексов, подвергающихся диффузионному замещению. Этот механизм раскрывается на примерах замещения магмами карбонатов, по которым образуются дуниты (при внедрении пикритовой магмы) и габбро-анортзиты (при внедрении толеитовой магмы), а также на примерах воздействия базальтовых магм на рассеянное органическое вещество, угли, битумы, нефти, ископаемое дерево. Он моделируется в опытах по взаимодействию синтетических базальтовых расплавов с колчеданной рудой (Жабин, Попов, 1971) и при литье железоуглеродистых расплавов по газифицируемым моделям из пенополистирола и древесного угля.

2. Диспергирование твердого вещества под влиянием термического воздействия или растворов. Твердое вещество превращается в диспергит, приобретающий высокую реакционную способность к обменно-метасоматическим реакциям с магматическим расплавом. Этот механизм раскрывается на примерах взаимодействия базальтовых магм с ксенолитами гранитоидов. Он моделируется в опытах по взаимодействию гранитов с различными солевыми растворами (Свириденко и др., 1977; Летников и др., 1978).

3. Плавление твердого вещества. Оно характерно для веществ, не обладающих способностью к инконгруэнтному растворению. Этот механизм раскрывается при взаимодействии базальтовых магм с кварц-содержащими породами. В результате его проявления формируются трудно смешивающиеся расплавы. Расплавы, имеющие пониженный солидус, при кристаллизации, испытывая фильтр-прессинг, выжимаются

в контракционные трещины и местами замещают породы, кристаллизовавшиеся из другого сосуществующего расплава. Механизм экспериментально моделируется при литье железоуглеродистых расплавов по моделям из пенополистирола различной плотности.

Для всех намеченных механизмов, регулируемых молекулярными процессами, характерны диффузионные процессы, завершающие взаимодействие магм с твердым веществом боковых пород и протекающие на более сложном атомно-ионном уровне организации вещества. Они идут либо в кристаллической решетке, сохраняющейся от твердого вещества (стадия формирования раннемагматических скарнов), либо в сосуществующих расплавах, имеющих тенденцию к смещению.

Единого механизма магмометасоматоза, таким образом, не существует. Тот или иной механизм из намеченных выше проявляется в зависимости от реакционной способности твердого вещества. Состав магматических пород зависит от состава магмы, боковых пород и физико-химических параметров, при которых протекает магмометасоматоз.

*Н. И. Краснова, Т. Г. Петров,
Т. В. Рундквист (ЛГУ)*

О направлении преимущественного роста кристаллов при метасоматозе

Кристаллы, находящиеся в перенасыщенной подвижной среде, имеют максимальную скорость роста навстречу гидродинамическому или диффузионному потокам. Рост кристаллов в твердых средах с участием пленочно-капиллярных растворов, происходящий при метасоматозе, изучен слабо.

Для решения вопроса о характере роста кристаллов при замещении зернистой массы и монокристаллов были поставлены две серии экспериментов: 1) по диффузионному просачиванию насыщенного раствора KNO_3 через порошок KCl и 2) по замещению кристалла алюмокалиевых квасцов продуктами реакции с насыщенным раствором K_2CrO_4 . Обе серии опытов проводились на тонких слоях замещавшихся материалов, что позволило следить за процессом.

В обоих случаях фронт замещения оказался существенно неровным. Отдельные кристаллы и их древовидные сростки росли в глубину замещаемого материала быстрее, чем шло продвижение основного фронта. Такой преимущественный рост индивидов в направлении диффузионного или инфильтрационного потоков происходит благодаря тому, что необходимое пересыщение возникает только на фронте замещения за счет снижения растворимости из-за высаливающего действия замещаемого продукта или за счет химической реакции между твердым замещаемым веществом и замещающим раствором. В установившемся режиме замещения пересыщения невелики, что обуславливает низкую вероятность зарождения новых центров и высокую избирательность скоростей замещения.

Изучение связи между направлением максимальной скорости роста кристаллов минералов и направлением движения питающих растворов позволит отличать агрегаты, возникшие в условиях свободного роста и при метасоматозе.

СОДЕРЖАНИЕ

Неклассифицированные, редкие и малоизученные метасоматиты

<i>Л. В. Соловьева, Б. М. Владимиров, В. Г. Семенова, С. Б. Бранд, С. И. Костровицкий.</i> Мантийный метасоматоз и его роль в образовании кимберлитовых и щелочных оливин-базальтовых расплавов	3
<i>Е. Е. Лазько, В. П. Серенко.</i> Признаки глубинной метасоматической переработки гранатовых перидотитов из кимберлитов Якутии	4
<i>К. Н. Егоров, Б. М. Владимиров.</i> Роль метасоматических процессов в решении проблемы генезиса автолитов из кимберлитов Якутии	5
<i>В. Т. Подвысоцкий, Б. М. Владимиров.</i> Особенности метасоматического преобразования кимберлитов	6
<i>А. А. Амиржанов, А. Е. Воронцов.</i> О природе автореакционных магнетиальных скарнов в трубчатых структурах железорудных месторождений Сибирской платформы	7
<i>Е. Е. Лазько.</i> Два типа ультрамафитовых метасоматитов в офиолитах и их природа	8
<i>Р. О. Берзон.</i> Золоторудные метасоматические формации офиолитовых поясов	9
<i>Г. А. Саркисян.</i> Метасоматические формации Севанской офиолитовой зоны Малого Кавказа	10
<i>Е. П. Царицын, И. С. Чащухин.</i> Эволюция минеральных парагенезисов при метаморфизме гипербазитов Рай-Изского массива на Полярном Урале	11
<i>Э. А. Ланда, Ю. П. Шергина, Н. И. Краснова, А. М. Ларин, Г. А. Мурина.</i> О взаимодействии мантийного и корового вещества при метасоматических процессах в изверженных комплексах	12
<i>В. Г. Кривовичев.</i> Физико-химические условия образования апобазитовых метасоматитов	13
<i>Б. В. Петров, Н. М. Шемякина.</i> О формационной самостоятельности низкотемпературных региональных метасоматитов базификатного ряда	14
<i>В. В. Жданов, А. Т. Маслов.</i> Кислотное выщелачивание базит-гипербазитов и его металлогеническое значение	15
<i>В. И. Кочнев-Первухов, Е. С. Заскинд.</i> О связи метасоматического медно-никелевого оруденения в ультраосновных породах Печенгско-Алларечинской зоны с метаморфизмом притовых колчеданов	15
<i>М. А. Петрова.</i> Перлитизация гиалобазальтов и ее роль в образовании метасоматитов колчеданоносных формаций	16
<i>О. Б. Бейсеев, М. Е. Жусупов.</i> О природе родингитов Ешкюльмесского массива ультрамафитов в Центральном Казахстане	17
<i>Г. Д. Думбадзе, Г. К. Цимакуруидзе, Т. Г. Чхотуа.</i> Родингиты зоны Главного хребта Большого Кавказа	17
<i>И. В. Коваленко, Е. М. Сучкова, А. Ф. Свириденко.</i> Специфика процессов метасоматоза в связи с образованием цветных камней в ультрамафитах Казахстана	18
<i>Ф. В. Кузнецова.</i> Волластонитизация в гранулитовом комплексе Юго-Западного Прибайкалья	19
<i>В. А. Бабошин.</i> Эрланы — неклассифицированные скарноподобные метасоматиты Мамско-Чуйского и Гутаро-Бирюсинского слюдоносных районов (Восточная Сибирь)	20
<i>Л. П. Рихванов.</i> Особенности процессов метасоматизма в карбонатных породах	21

В. Т. Казаченко, В. И. Санин, В. М. Чубаров, И. И. Фатьянов. Рудоносные марганцовистые метасоматиты	22
И. Г. Павлова. О роли процессов сегрегации и метасоматоза при формировании прожилково-вкрапленных руд гидротермальных месторождений	23
В. И. Жернаков. Определение положения изумрудного оруденения в метасоматических колонках слюдитового типа	24
И. А. Зотов, Е. Б. Курдюков. Главные факторы, определяющие зональность сульфидообразования (на примере магматических и метасоматических руд Талнаха)	25
Е. С. Заскинд, В. И. Кочнев-Первухов. Сульфидный метасоматоз в связи с серпентинизацией ультраосновных пород	26
Е. В. Баташев. Роль метасоматизма в образовании сульфидных никелевых руд	27
Д. М. Туровцев. Грейзенизация в связи с трапповыми интрузивами Норильского района	28
А. С. Варлаков. Метаморфизм и природа метасоматической зональности гипербазитов в гнейсово-мигматитовых комплексах	29
А. И. Грабежев. О необходимости ограничения состава грейзеновой формации и выделения новых редкометалльных метасоматических формаций	30
Н. И. Волкова, К. Б. Кепежинская, Н. А. Прусевич. Кордиерит-антофиллитовые и ставролит-роговообманковые породы как показатель рудоносности докембрийских метаморфических толщ различных фациальных серий	31
Э. А. Дмитриев. Корундовые метасоматиты в мраморах Музкол-Ранкульского антиклинория на Памире	32
Г. Ю. Боярко, В. М. Белоусов. Парагенезис минералов апатит-карбонатных метасоматитов Центрального Алдая	33
С. А. Артышев, Б. Д. Васильев. Кварц-альбитовые метасоматиты магматического этапа умеренных глубин в Кузнецком Алатау	33
О. П. Ушаков. Кварц-калцишпатовые метасоматические породы эффузивного облика (калцишпатофиры) — характерные образования наложенных вулканических поясов	34
В. В. Григорьев, В. А. Елохин, В. И. Чесноков, Ю. А. Дворников. Кимрит-кварц-альбитовые метасоматиты на Полярном Урале	35
В. С. Кудрин. Криолитоносные щелочные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты как ступень формирования сливных криолитовых руд	36
В. А. Костин. Новый тип щелочных (полевошпатовых) метасоматитов Карелии	37
С. А. Малютин, П. Д. Яковлев. Гематит-флогопитовые метасоматиты Чингиза (Казахстан)	38
И. П. Щербань, В. В. Щунько. Новый тип околорудных метасоматитов редкометалльных месторождений Украинского щита	39
Л. Я. Шмураева. О метасоматитах неясного генезиса в экзоконтакте плутона рапакиви	39
В. О. Фрицлер, А. А. Черемисин. О связи прожилково-вкрапленного оруденения Ямантауского антиклинория Южного Урала с магнизиальным метасоматозом	40
Л. М. Петруха, А. С. Вершинин. Никеленосные кварцевые метасоматиты Урала	41
В. И. Бергер. Джаспероиды — самостоятельная формация стратиформных рудоносных метасоматитов	42
А. Н. Угрюмов. Метасоматическая формация золотоносных джаспероидов	43
П. В. Семенов, В. С. Чесноков. Инфильтрационно-метасоматическая кремнисто-сульфидная минерализация раннемеловых отложений территории Курской магнитной аномалии	44
Г. И. Князев, Л. И. Федоровская. Генетические особенности и зональное размещение железистых кварцитов Украинского щита	45
В. Н. Лукошков. Железо-марганцевые метасоматиты Урала	46
Г. Х. Димитров. Пренититы — новый тип метасоматитов на Украинском щите	47
Т. И. Широбокова, В. К. Муха. Бариевые метасоматиты Саурейского полиметаллического месторождения	48
И. П. Хомасуридзе. О генезисе медноколчеданного и полиметаллического оруденения южного склона Большого Кавказа	48
Р. И. Петраченко. Марганцевый метасоматоз на золоторудных полях Дальнего Востока	49

Р. И. Петраченко, Б. Л. Залищак, В. Р. Беляева. Состав и зональность апогранитных метасоматитов на золоторудном проявлении	50
А. В. Волков. Околорудные изменения даек андезито-базальтов на рудном поле с золото-серебряным жильным оруденением	51
В. Ю. Эшкин. Хрусталеносные метасоматиты и их формационное положение	52
Г. И. Крылова. Метасоматизм хрусталеносных районов Урала	53
Е. П. Мельников. Метасоматиты, сопровождающие образование горного хрусталя гранулированного и разлитованного кварца	54
М. И. Исмаилов. Вариации состава карбонатов в ореоле околорудных метасоматитов пирротинсодержащих колчеданных залежей	55
Г. Т. Волостных. Низкотемпературные метасоматиты	56
О. В. Андреева, В. А. Головин. О цеолит-монтмориллонитовом типе ураноносных метасоматитов	57
О. В. Русинова, В. Л. Русинов, Э. И. Алышева. Метасоматиты с диоктаэдрическими хлоритами — своеобразный тип околорудных пород	57
В. П. Феоктистов. Околорудные изменения на Кужинском свинцово-цинковом месторождении	58
Б. И. Омеляненко. Околорудные изменения на стратиформных урановых месторождениях Колорадского плато	59
В. К. Денисенко, М. Ф. Кутырева. «Пластовые» метасоматиты стратиформных типов вольфрамового оруденения	60
В. И. Фомичев. Рудно-метасоматическая зональность на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях в карбонатных толщах как показатель эволюции окислительно-восстановительного потенциала рудообразующих систем (на примере Казахстана)	61
В. П. Феоктистов. Околорудные (эпигенетические) изменения на месторождениях медистых песчаников	62
И. Ф. Габлина. Метасоматические процессы при формировании медистых песчаников	63
Б. Б. Сюсюра, Л. А. Родыгин, А. В. Кислицын. Геохимия гидрогенного метасоматоза меденосных красноцветных формаций	64
Ю. Д. Панков. Стратиформные метасоматические железистые кварциты	65
Р. А. Мусин. О некоторых разновидностях «пластовых» метасоматитов	66
Л. А. Козюренко, В. В. Демский. Два типа глинистых метасоматитов в черных сланцах Центральных Кызылкумов	66
В. А. Баженов. Метасоматическая каолиннизация пород в нефтеносных районах Томской области	67
А. А. Байков, Г. А. Семенов. Травертинообразование как следствие метасоматических процессов в карбонатно-сульфатных толщах	68
С. И. Набоко, С. Ф. Главатских. Постэруптивный пневматолитический метасоматоз и эксгальационное рудообразование	69
Н. И. Бойко, А. А. Голикова-Заволженская. Особенности формирования метасоматических доломитов верхнеюрской карбонатной формации Западного Предкавказья	70
И. В. Голиков-Заволженский, А. А. Голикова-Заволженская, А. А. Бойков. О связи серного оруденения с метасоматическими процессами (Центральный Кавказ)	72
Е. Д. Кравцов. Особенности сульфатного метасоматоза сульфидных руд в криолитозоне	72
В. А. Высоцкий, А. М. Карпунин. Редкометальное оруденение в линейных корях выветривания	73
Э. Д. Сапронова. О процессах метасоматоза в бокситовых породах Украинского щита	74
П. В. Семенов, В. П. Семенов. Гипергенные метасоматиты мезокайнозой Воронежской антеклизы	75
И. М. Экман, Р. А. Хазов. Низкотемпературные метасоматиты Приладожья	76
С. П. Корниенко. Геохимические особенности каолинового корообразования при выветривании кристаллических пород Украинского щита	77
Н. А. Журавлева. Экзогенный метасоматоз в погребенных преобразованных корях выветривания гипербазитов	77
Б. Л. Щербов, Э. П. Солотчина. Низкотемпературная метасоматическая зональность и поведение бора в корях выветривания	78
А. Г. Бороденков, Н. Н. Перцев. Околожильная зональность в продуктах изменения океанских базальтов	79

А. А. Ганзеев. О происхождении калиевых базальтов в Центральном Ма- рокко	80
А. Г. Злотник-Хоткевич. Минеральные продукты палагонитизации субма- ринных базальтов и их роль в образовании колчеданных руд	81
А. П. Казак, Э. А. Багдасаров. К вопросу генезиса метаморфитов, ассоци- рующихся с офиолитами (на примере Урала)	82
А. С. Сергеев. К проблеме систематики метасоматитов	83
Ю. Л. Капустин. Приконтактовые метасоматиты в связи с карбонатитами	84
Э. А. Ланда, Н. И. Краснова, А. Н. Тарновская. О генезисе апатитовой минерализации в щелочно-ультраосновных комплексах по данным о распреде- лении редкоземельных элементов в апатитах	85
С. И. Демченко. О генезисе апатит-пироксеновых руд массивов Маган, Браас, Маймеча-Котуйской провинции	85
Г. С. Порогов, Т. И. Логинова. Метасоматиты скарново-магнетитовых мес- торождений Главного железорудного пояса Тургайского прогиба	87
Д. Н. Щербак. Опыт использования изотопных данных при изучении аль- бититов	87
Дж. А. Азадалиев. Систематика метасоматических образований в связи с их рудоносностью (на примере южной части Малого Кавказа)	88
С. А. Гулин, Т. В. Говердовская. О моно- и полипородных метасоматиче- ских формациях и о принципах выделения генетически единых ассоциаций мета- соматических пород (на примере эпитрапповых метасоматитов Сибири)	90
Э. А. Багдасаров. О железистости слюд и физических методах ее опре- деления	91

Зональность метасоматитов

В. Л. Русинов. Условия проявления вертикальной метасоматической зо- нальности	92
Д. В. Рундквист. О двух типах региональных метасоматитов	93
О. В. Андреева, А. В. Зотов. Вертикальная метасоматическая зональность измененных пород в областях современной гидротермальной деятельности	94
В. А. Рудник, Г. М. Беляев, С. Д. Великославинский. О взаимосвязи мета- соматической зональности с геохимической (на примере флогопитоносных мета- соматитов Алданского шита)	95
А. С. Павленко, В. С. Павленко, Л. П. Орлова, Л. В. Филиппов. Аллохи- мический метаморфизм и домагматический метасоматоз в истории внутриконтин- ентальных подвижных зон	96
В. И. Шевченко, И. П. Щербань. Вертикальная зональность околорудных метасоматитов Никитовского ртутного месторождения	97
В. Б. Чеквадзе. Вертикальная метасоматическая зональность и морфоген- етические типы ореолов околорудных изменений колчеданно-полиметалличе- ских месторождений	97
О. П. Ушаков. Возможное положение золотого и уранового оруденения, связанного с березитами, в вертикальной метасоматической зональности	98
Х. Х. Лайпанов, С. Д. Шер. Зональность метаморфических и метасомати- ческих образований на золоторудных месторождениях	99
Е. Н. Граменицкий, Н. Г. Зиновьева. Фации метасоматитов кварц-полево- шпатовой формации	100
С. О. Ачикгёзян, Э. М. Налбандян, Г. А. Саркисян, К. М. Мурадян. Ха- рактер и типоморфные особенности вертикальной зональности формации вто- ричных кварцитов и гидротермальных аргиллизитов (на примере главных руд- ных районов АрмССР)	101
С. О. Ачикгёзян. Рудно-метасоматические колонки Кафанского рудного района АрмССР	102
Н. М. Жуков, Л. Е. Филимонова. Вертикальная рудно-метасоматическая зональность медно-порфировых месторождений Центрального Казахстана как результат совмещения гидротермалитов двух стадий	103
М. А. Клигченко, Н. Н. Макаров. Общие черты околорудных метасомати- тов ртутных месторождений Украины	104
С. К. Смирнова, Ф. Ф. Раджабов, В. А. Ли. Вторичные кварциты Гавы (Восточный Узбекистан) и медно-порфировое оруденение	105
Ю. В. Алтынцев, М. И. Баженов, Г. В. Бекешов, Г. М. Комарницкий, И. Я. Петров, А. С. Серых. Метасоматическая зональность на рудных место- рождениях в отложениях молассоидной формации верхнего палеоя	105

А. А. Арустамов, И. Л. Фишман, А. В. Потеха, А. Т. Соловьев. Единство пластовых и секущих метасоматитов в фундаменте и осадочном чехле (на примере Центрального Казахстана)	106
К. Л. Бабаев, А. А. Абдукаюмов. Особенности вертикальной зональности рудоносных пропилитов и березитов	107
В. В. Полуэктов. Особенности зонального строения ураноносных низкотемпературных калишпатовых метасоматитов (гумбеитов)	109
В. Н. Сазонов. Критерии оценки оруденения, основанные на составе и зональности метасоматитов (на примере березит-лиственитовой формации)	110
А. Р. Файзиев. Зональность околожилльных метасоматитов на флюоритовых месторождениях Южного Гиссара и Каратегина (Центральный Таджикистан)	111
И. Н. Широких, Г. А. Боровикова. Роль структурно-литологических факторов в развитии элементов вертикальной зональности метасоматитов (на примере некоторых золоторудных месторождений)	112
Е. Г. Язиков, Л. П. Рихванов. Апокарбонатные березиты редкометального месторождения	112
В. Л. Барсуков, В. К. Лисицын, А. Г. Волосов. Минералого-геохимические особенности и зональность околорудных метасоматитов на золото-серебряных месторождениях Северо-Востока СССР и Камчатки	113
Н. П. Варгунина. Надынтризивная зональность метасоматитов на серебряном месторождении	114
Ю. Л. Гертман. Вертикальная зональность метасоматитов одного золото-серебряного месторождения в Чаткальских горах (УзССР)	116
Т. А. Иванова, Г. М. Мейтув, М. С. Воробьева. Метасоматическая и геохимическая зональность золото-серебряных субвулканических образований	116
А. Ф. Коробейников, Е. В. Черняева, Е. И. Черняева. Рудно-метасоматическая зональность на золоторудных месторождениях палеозойских складчатых областей	117
В. К. Лисицын, Х. Х. Лайпанов. Околорудные измененные породы и распределение в них щелочных элементов (на примере золото-серебряного месторождения)	118
С. К. Смирнова. Кварц-серицитовые метасоматиты, их связь с золотоносными жилами и поисковое значение (на примере золотых рудопроявлений Восточного Узбекистана)	119
В. В. Авдонин. Условия формирования околорудных пород колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая	120
Е. И. Венцловайте. Околорудные изменения на медно-пирротиновых месторождениях (на примере месторождения Кизил-Дере, Дагестан)	121
В. И. Гугушвили. Вертикальная зональность руд и рудосопровождающих метасоматитов на Маднеульском месторождении	122
И. Л. Фишман, Л. Н. Ракова. Метасоматическая зональность зеленокаменных изменений в колчеданносных эвгеосинклинальных толщах	122
И. В. Крейтер, Е. И. Филатов, Е. П. Ширай. Типы околорудных пород и метасоматитов колчеданных месторождений и региональные закономерности их размещения	123
А. Г. Злотник-Хоткевич, Х. Х. Лайпанов, Э. И. Алышева. Хлоритовые породы колчеданных месторождений, их зональность и происхождение	124
И. З. Исакович, Н. Г. Кудрявцева, В. Б. Чекавидзе. О соотношении вертикальной зональности околорудных метасоматитов и руд на некоторых месторождениях Рудного Алтая	125
Н. Г. Кудрявцева, Э. И. Алышева. О вертикальной зональности на колчеданно-полиметаллических месторождениях восточной части Зыряновского рудного узла (Рудный Алтай)	126
В. П. Логинов. К вопросу о взаимоотношениях зональностей колчеданного оруденения и рудовмещающих метасоматитов	126
В. А. Прокин, П. Я. Ярош, Ф. П. Буслаев, М. Ф. Крутакова. Рудно-метасоматическая зональность глубоко залегающих колчеданных месторождений Южного Урала	127
В. Ф. Рудницкий. Вертикальная зональность метасоматитов и руд на южноуральских колчеданных месторождениях	128
О. Н. Грязнов. Основные типы рудоносных метасоматических формаций Урала и их положение в региональных структурах	129
Ю. М. Столяров. Ангидрит как важнейший элемент рудно-метасоматических систем эндогенных сульфидных месторождений	131

В. А. Алексеевко. Вертикальная зональность и геохимические особенности гидротермальных окологрудных изменений на полиметаллических месторождениях в доломитах	131
Г. В. Гиgiaдзе. Некоторые особенности рудно-метасоматической зональности Квайсинского рудного поля	132
А. И. Стрыгин, Л. Р. Казаков, В. А. Белоус. Альбититы и их рудоносность	133
В. А. Белоус. О зональности альбититов центральной части Украинского щита	134
Р. В. Голева. Региональная и локальная вертикальная зональность гидротермалитов и использование ее при прогнозировании редкометалльного оруденения в условиях глубоко эродированной палеовулканической провинции	135
Н. Я. Гуляева. Вертикальная метасоматическая зональность и оруденение месторождения Аксай	136
А. П. Колесник, В. Г. Боголепов, Т. Б. Колесник. Процессы замещения при формировании редкометалльных гранитных пегматитов Казахстана	137
И. Г. Минеева. Полизональность ураноносных альбититов докембрия	138
Б. Л. Флеров, А. И. Холмогоров. Вертикальная зональность метасоматитов на месторождениях оловоносных цвиттертов гипабиссальной и субвулканической фаций (Восточная Якутия)	139
Л. Я. Шмураева, В. К. Титов. О возможности использования минералогических и геохимических критериев вертикальной зональности приразломных альбититов для глубинного прогнозирования	140
О. П. Иванов, Ю. И. Андреев. Особенности проявления метасоматических процессов в истории формирования Иультинского месторождения	141
Л. В. Копылова, В. И. Шевченко, И. П. Шербань. Региональная зональность низкотемпературных метасоматитов Донбасса	142
А. И. Белковский, В. П. Парначев, Ю. Б. Корнилов. О процессах калиевого метасоматоза в терригенных породах нижнего рифея западного склона Южного Урала	143
П. Д. Яковлев, С. А. Малютин. Гидротермальные метасоматиты Тениз-Коржункольской кольцевой структуры (хр. Еремантау, Казахстан)	144
В. К. Финашин. О природе биотитизации в рудных полях месторождений олова	145
Н. Г. Родзенко, Ю. А. Сафаров, В. С. Векилов, Е. М. Соколов. Роль площадных и локальных метасоматитов в формировании руд кварц-шеелитовой формации в амфиболитах (Кти-Теберда)	145
Л. Ф. Сырицо. Роль метасоматических процессов в формировании минералого-геохимической зональности (и рудогенезе) редкометалльных гранитоидов	146
Ю. А. Багдасаров. Вертикальная зональность и фациальность карбонатитовых метасоматитов как причина вариации размещения в них сингенетичной минерализации	147
В. С. Кудрин, М. А. Кудрина, А. Е. Силаев. Вертикальная и горизонтальная зональность шеелитоносных метасоматитов скарновых месторождений Приморья	148
Т. Л. Нейкур. Зональность и состав метасоматитов контактовой зоны гранитоидного массива в связи с его геохимической специализацией	149
К. В. Подлесский, Д. К. Власова, П. Ф. Кудря. Зональность оруденения на месторождении Куру-Тегерек	150
В. А. Буканова. Метасоматическая зональность околорудных изменений пород на хрусталоносных месторождениях Приполярного Урала	151
Н. Л. Коллинская, А. П. Мотов, Е. В. Плющев. Региональная метасоматическая зональность рудных узлов срединного массива	152
С. А. Скороспелкин. Региональная вертикальная зональность метасоматитов в срединных массивах фанерозоя	153
В. В. Гордиенко, В. Г. Кривовичев, Л. Ф. Сырицо, Л. Г. Порицкая. Минералого-геохимические особенности зональности редкощелочнометалльных селективно-калиевых метасоматитов троговых зон докембрия	154
В. А. Максимовский. Брусититы — продукты водородного метасоматизма	155
В. С. Левентов. О некоторых особенностях зонального строения щелочных метасоматитов одного из районов Вьетнама	155
О. Н. Грязнов, В. И. Чесноков, В. В. Григорьев, Ю. А. Дворников, В. А. Елохин. Метасоматическая зональность восточного склона Полярного Урала	156
А. И. Гусев. Зональность метасоматитов и полиметаллического оруденения Северного Кавказа	157

Х. А. Тедиашвили. О зональности околорудных аргиллизитов Квайсинского рудного поля	158
А. И. Кривцов. Зональность метасоматитов медноколчеданных месторождений Урала	159
С. Н. Гаврикова, В. Я. Федорчук. Закономерности размещения и зональность позднерудных метасоматитов и сопряженных с ними руд в Олекминском Становике (Восточное Забайкалье)	160
Л. Л. Ляшенко. Метасоматическая зональность и оруденение одной из вулканоструктур Корякского нагорья	160
Г. М. Педяш, М. П. Лобанов. О зональности кварц-кордиерит-антофиллитовых метасоматитов (Северное Прибайкалье)	161
Р. А. Хазов. Региональная и вертикальная зональность метасоматитов Приладжья	162
В. П. Рогова. Региональная зональность низкотемпературных метасоматитов в активизированных областях Забайкалья	163
В. А. Михайлов, Л. А. Демичева, И. В. Михайлова. Гидротермально-метасоматические изменения в массивах сиецитов Северного Тянь-Шаня (на примере Кызыл-Омпульского и Сандыкского массивов)	164
В. В. Шатов, В. Н. Ващенко. Количественный анализ гидротермально-метасоматической зональности и рудоносности Прииртышского района Рудного Алтая	165
Г. М. Баранов, М. Г. Харламов, В. А. Михайлов. Гидротермально-метасоматические изменения лейкогранитов Северного Тянь-Шаня	166
И. А. Мальков. Гидротермально-метасоматическая зональность и оруденение Коксу-Текелийского района Южной Джунгарии	167
Ю. П. Цыпук. Метасоматические преобразования однородно метаморфизированных углеродсодержащих толщ в Приамурье	168
А. И. Полегаев, В. И. Сычев, С. Н. Тимофеева. Гидротермально-измененные породы медно-порфировых месторождений Казахстана и их соотношение с оруденением	169
М. С. Михайлова. Латеральная зональность и типоморфные особенности метасоматитов золотоносных районов окраинно-континентальных вулканических поясов	170
В. А. Глебовицкий, С. А. Бушмин. Физико-химическая модель сопряженных процессов кислотного выщелачивания и основного метасоматоза	171
Ю. К. Кудрявцев. Региональные закономерности размещения метасоматитов медно-порфировых месторождений Центрального Казахстана	172
В. Е. Попов. Региональные и околорудные метасоматиты в протозвгеосинклиналях докембрия	173
С. В. Сендек, Л. Н. Черник. Метасоматоз и перекристаллизация — ведущие процессы формирования кварц-золоторудных жил в песчанико-сланцевых толщах	174
И. П. Ратман. Региональная зональность метасоматических формаций в Закавказье	175
Е. В. Плющев. Сопряженные зоны регионального метасоматизма и условия их формирования	176
И. А. Мальков. Зависимость золотоносности вторичных кварцитов от типа периферических зон	178
А. В. Молчанов, А. М. Веселов, Г. М. Беляев. О зональности «пластовых» метасоматитов в Чульманской впадине (Южная Якутия)	179
Г. М. Беляев, Н. Н. Румянцев. О формационной самостоятельности гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов	180
Г. М. Беляев, Н. Н. Румянцев. Низкотемпературные «пластовые» гидротермально-метасоматические образования Енисейского Кряжа	181
П. П. Петровский. Особенности проявления околорудных изменений на Удоканском месторождении	182
В. А. Максимовский, Е. П. Буева. Региональная метасоматическая зональность в пределах Амура-Охотского вулканического пояса	183
Г. П. Шабалдин. О составе и физических свойствах железорудных метасоматитов Центральнокольской зоны	184
А. Д. Ножкин, А. С. Борисенко. Региональная зональность метасоматитов активизированных структур докембрия юго-западной части Сибирской платформы	185
В. Г. Лазаренков, В. А. Степанов. Метасоматическая и геохимическая зональность в контактовом ореоле интрузивного массива Браас (Маймеча-Котуйская щелочная провинция)	186

<i>В. В. Шатов.</i> О закономерностях формирования плутоногенной региональной метасоматической зональности	187
<i>А. П. Никольский.</i> Метасоматиты докембрия Украинского щита и их зональность	188
<i>С. А. Коренбаум.</i> Системы субметаморфических и метасоматических фаций гидротермально-измененных пород	188
<i>Л. В. Козырева.</i> Щелочные метасоматиты Хибинского массива	189
<i>С. А. Руденко, Ж. М. Кузнецов.</i> Метасоматиты ийолит-уртитового и ювитричорритового комплексов Хибинского щелочного массива	190

Теоретическое и экспериментальное моделирование метасоматических процессов

<i>В. А. Жариков, И. П. Иванов.</i> Метасоматиты кислотной стадии (физико-химический анализ)	192
<i>И. П. Иванов, В. А. Покровский.</i> Исследование фазовых диаграмм состояний модельных гидротермальных систем в приложении к генезису околорудных изменений во вмещающих породах	192
<i>Е. В. Добровольский.</i> Роль экспериментальных кинетических исследований при моделировании метасоматических процессов	193
<i>И. П. Иванов, В. Б. Коваль, В. А. Синицын, Т. И. Макарова.</i> Типизация натриевых щелочных метасоматитов докембрия на основе термодинамических параметров	194
<i>Г. П. Зарайский, Ф. М. Стояновская.</i> Экспериментальное изучение зональности и физико-химических условий образования биметасоматических скарнов	195
<i>И. Г. Ганеев.</i> Экспериментальное и теоретическое моделирование метасоматической зональности	196
<i>М. В. Мироненко.</i> Моделирование околожильного метасоматоза при движении углекислого гидротермального раствора в условиях градиента давления	197
<i>Л. А. Солодовникова.</i> Теоретическое моделирование метасоматического и рудного процессов на месторождении Караоба (Центральный Казахстан)	197
<i>М. П. Мазуров, Н. Г. Стенина, А. Т. Титов.</i> Исследование кинетики отложения рудного вещества в железоносных скарнах	198
<i>В. А. Перепелицын.</i> Моделирование некоторых аспектов метасоматоза и рудообразования при взаимодействии огнеупоров с высокотемпературными расплавами и газами	199
<i>В. С. Векилов, Ю. А. Сафаров.</i> Эволюция гидротермальных растворов при метасоматических реакциях в связи с образованием шеелита (Центральный Кавказ)	200
<i>В. Г. Боголепов, Н. Я. Гуляева, А. В. Пизнюр, Ю. П. Дорошенко, Н. Н. Павлунь, С. А. Кайзер, Т. Б. Колесник, Л. В. Артемьева.</i> Два морфогенетических типа грейзенизации на молибден-вольфрамовых месторождениях Казахстана	201
<i>Д. И. Царев.</i> Фрагментарный метасоматоз	202
<i>С. А. Гурулев.</i> Механизмы магмаметасоматоза	203
<i>Н. И. Краснова, Т. Г. Петров, Т. В. Рундквист.</i> О направлении преимущественного роста кристаллов при метасоматозе	204

МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

*Тезисы докладов V Всесоюзной конференции
(23—25 ноября 1982 г.)*

1 р. 90 к.

3801